



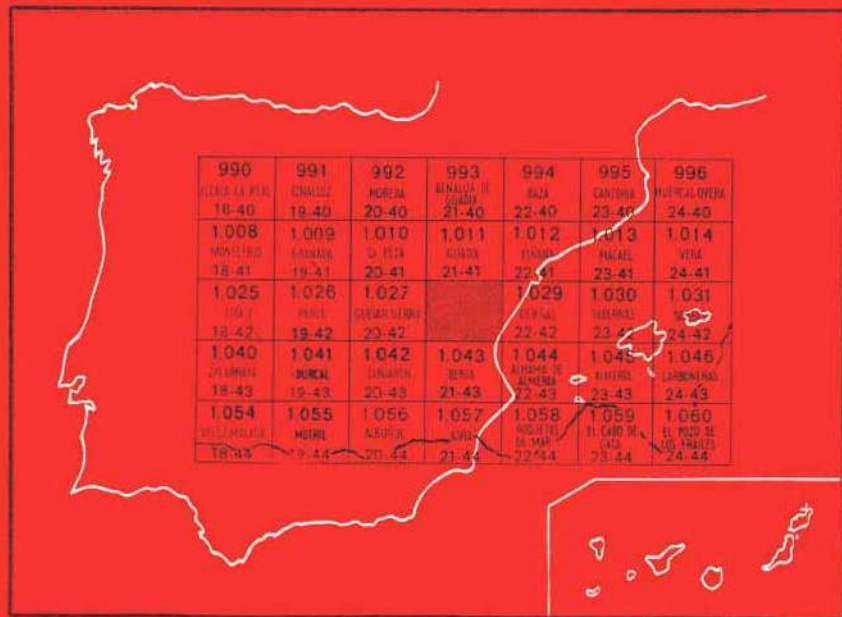
IGME

1.028**21-42**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALDEIRE

Segunda serie - Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ALDEIRE

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo sido llevada a cabo por miembros del Departamento de Geotectónica de la Universidad de Granada, con la intervención en Cartografía de J. ALMARZA, J. BURGOS, A. DIAZ DE FEDERICO y M. OROZCO; en la Memoria de A. DIAZ DE FEDERICO y M. OROZCO; en Petrografía E. PUGA. Supervisión, J. M. FONTBOTE.

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 - 6.323 - 1981

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

INTRODUCCION

El área representada en la Hoja de Aldeire (21-42) se extiende por parte de las provincias de Granada y de Almería y comprende gran parte de Sierra Nevada Oriental, cuya línea de cumbres la cruzan de Este a Oeste. Hacia el centro de la Hoja se encuentra el Puerto de la Ragua.

Las rocas que afloran dentro de los límites señalados pertenecen a la Zona Interna de la Cordillera Bética. Dicha Zona Interna o Zona Bética, está dividida actualmente en cuatro complejos de rocas (Crf. EGELER y SIMON, 1969):

- Complejo maláguide.
- Complejo alpujárride.
- Complejo Ballabona-Cucharón.
- Complejo nevado-filábride.

El orden en que hemos citado los complejos es de arriba a abajo, o sea, el de superposición actual. Esta división es de carácter tectónico y a la vez paleogeográfico y es interesante señalar que, dentro de estos complejos, se dan varias unidades estructurales.

Respecto a la distinción de los complejos de rocas indicados, conviene hacer algunas advertencias y salvedades.

En primer lugar nos referiremos al Complejo nevado-filábride, al que pertenecen la mayoría de las rocas de la Hoja de Aldeire. Esta denominación fue establecida en la parte oriental de la Cordillera Bética (EGELER, 1964) para agrupar en un solo complejo a todos los terrenos anteriormente denominados «Cristalino de Sierra Nevada» (BROUWER, 1926) o «Serie de Sierra Nevada» (FALLOT, FAURE-MURET, FONTBOTE y SOLE, 1961), así como a los de la «Mischungzone» (BROWER, 1926), pero con el énfasis puesto en un hecho de gran importancia, a saber: la superposición de la «Mis-

chungzone» sobre «El cristalino de Sierra Nevada» no es de carácter tectónico. El hallazgo de un conglomerado de base en la región de Tahal (Almería) lleva a la conclusión de que entre las unidades antes referidas, lo que existe es una discordancia estratigráfica (EGELER y SIMON, 1969). Sin embargo, los hechos ocurren de otra forma en las partes centrales de la Cordillera Bética, donde las rocas de la antigua «Mischungzone» presentan, en su base, rasgos clarísimos de un metamorfismo térmico espectacular (tamaño de los cristales, corneificación de la roca, etc., como indicaremos más adelante), del que no hay rastro en las rocas del «Cristalino de Sierra Nevada» sobre las que reposan actualmente (PUGA, 1971; DIAZ DE FEDERICO, 1971, PUGA, DIAZ DE FEDERICO y FONTBOTE, 1975). Además, el grado de metamorfismo de la primera fase alpina sufrido por cada uno de los conjuntos de los que tratamos, es distinto (Cfr. Cap. de Metamorfismo). Estos argumentos conducen a la conclusión de que las rocas de la antigua «Mischungzone» están corridas sobre las denominadas «Cristalino de Sierra Nevada».

Debo advertir, también, que algunas de las rocas tenidas antes como pertenecientes al «Cristalino de Sierra Nevada», en realidad pertenecen a la unidad superpuesta.

Basados fundamentalmente en las ideas expuestas, hemos establecido (PUGA, DIAZ DE FEDERICO y FONTBOTE, 1975) la siguiente división de unidades, válida para la parte central de la Cordillera Bética:

Complejo de Sierra Nevada

Manto del Mulhacén	Unidad de las Sabinas Unidad de la Caldera	ant. «Mischungzone».
Manto del Veleta		ant. «Cristalino».

De arriba a abajo y con referencia toponímica a la Hoja de Guejar Sierra (20-42) en cuyos terrenos E. PUGA inició sus investigaciones y estableció las bases definitivas de esta división.

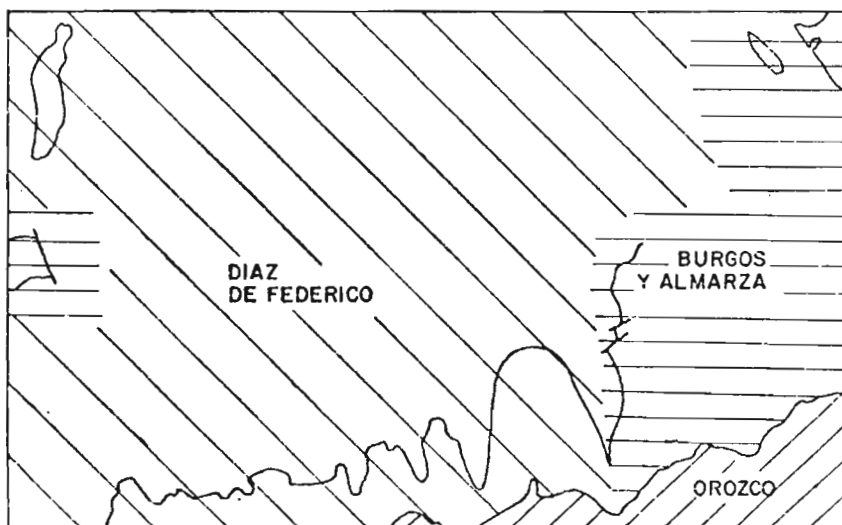
No obstante, y pensando en las ventajas de conservar la terminología más conocida para rocas que, fundamentalmente, son las mismas o semejantes, se ha llegado al acuerdo de emplear la denominación de «nevado-filábrides» para los terrenos de los que venimos tratando. Así lo haremos en la redacción de las Memorias explicativas de la parte central de la Cordillera Bética, no sin insistir en que dicha denominación no significa exactamente lo mismo en la parte oriental de la cadena.

También conviene indicar algo con respecto al complejo Ballabona-Cucharón, como diferenciado de los alpujárrides. Sin duda, en la parte oriental de la cadena montañosa hay base para establecer tal separación (EGELER y SIMON, 1969; EGELER, RONDEEL y SIMON, 1972), pero al pasar a las partes central y occidental parece que se oscurece tal distinción, por lo

que las rocas que pudieran dudosamente pertenecer al complejo Ballabona-Cucharón, se han situado dentro de los «alpujárrides», nombre que adoptamos para las rocas del Complejo alpujárride.

Existen muy escasos depósitos cuaternarios en la Hoja de Aldeire. Los alpujárrides afloran en la esquina SE y los nevado-filábrides ocupan, casi la totalidad del área, como puede apreciarse en el mapa. El esquema a escala 1: 250.000 que va a continuación, muestra las áreas de trabajo de los que hemos intervenido en la cartografía de la presente Hoja.

Los trabajos previos existentes sobre los terrenos que afloran en esta Hoja se hallan recogidos principalmente en EGELER y SIMON (1969) y PUGA (1971), si bien se refieren a investigaciones efectuadas mayoritaria-



mente en áreas más o menos lejanas a la que nos ocupa. Merecen mención especial WESTERVELD (1929), que investigó el borde sur de la Hoja de Aldeire, y ZERMATTEN (1929), que efectuó parte de su Tesis Doctoral al norte de la Hoja. FALLOT et alii (1961) hacen referencia a problemas generales relacionados con nuestra área y dedican el capítulo segundo de su trabajo a estos terrenos. ARANA (1973) estudia en su Tesis algunas mineralizaciones que se encuentran situadas dentro de la Hoja.

En lo referente al alpujárride, ya a mediados del siglo pasado VERNEUIL y COLOMB (1853) atribuyen a las rocas de Sierra de Gádor una edad ordovícica o silúrica. Sin embargo, poco después, estos mismos autores piensan

que dichas rocas y las de cadenas montañosas próximas tienen probablemente una edad triásica.

En 1882 el Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, publica una «Descripción geológica de la provincia de Almería» de la que es autor DE BOTELLA. En esta publicación se incluye un mapa geológico de la provincia a escala 1: 300.000.

En el mismo año, GONZALO y TARIN (1882), basándose en fósiles encontrados en las rocas carbonatadas de Sierra de Gádor, establecen la sucesión siguiente:

Triásico:

- Tramo superior: calizas y dolomías.
- Tramo inferior: serie de filadíos de composición compleja, generalmente arcillo-talcosos, de color blanco amarillento, gris, violeta, verde y rojo.

Base del sistema cambriano?:

- Pizarras más pobres en mica y de color negruzco y maté.
- Estrato cristalino.

Posteriormente han sido numerosos los investigadores que han tratado el tema de los Alpujárrides. Entre los trabajos de interés general, merecen destacarse los de BROUWER (1926); FALLOT (1948) y más recientemente EGELER y SIMON (1969). Aunque los materiales alpujárrides que afloran al SE de la Hoja de Aldeire no han sido estudiados de forma detallada hasta muy recientemente (OROZCO, 1972), existen, sin embargo, cartografías geológicas anteriores de regiones relativamente próximas. Así, la región de las Alpujarras fue estudiada por WESTERVELD (1929) y ALDAYA (1969), y la Sierra de Gádor por JACQUIN (1970), que aborda el estudio de las mineralizaciones del Triás, y OROZCO (1972).

1 ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

1.1 NEVADO-FILABRIDES

Se han distinguido, dentro de la Hoja de Aldeire, las siguientes unidades nevado-filábrides:

- Unidad de Laroles (equivalente a las Sabinas)
- Unidad de Mairena (equivalente a la Caldera)
- Unidad de la Ragua

Las dos primeras unidades constituyen el manto del Mulhacén en esta región, y la unidad de la Ragua constituye el manto del Veleta (PUGA, DIAZ DE FEDERICO y FONTBOTE, 1975).

Se ha de advertir que para la distinción de unidades no se ha podido utilizar ningún criterio paleontológico, puesto que no existen fósiles en estas rocas. Por otra parte, su acentuado carácter metamórfico ya permite suponer lo que es una realidad, las estructuras de origen metamórfico obliteran las anteriores estructuras sedimentarias y es difícil establecer con seguridad superficies de estratificación. Además, las diversas etapas de deformación, entre las que cabe destacar las de corrimientos, han afectado la potencia original de los materiales, aun cuando cabe pensar que exista cierta compensación entre la disminución de potencia debida al aplastamiento tectónico (flattening) y el aumento de la misma debido al engrosamiento por superposición de pliegues. De todas formas, la potencia que daremos de los materiales se referirá siempre a la potencia secundaria, medida perpendicularmente a la esquistosidad más aparente (que suele ser la segunda esquistosidad alpina). Por otra parte, es obvio que se dan variaciones, a veces notables, de esta potencia en los mismos materiales de un lugar a otro. Para simplificar, hay que referirse a la potencia máxima estimada dentro de los límites de la Hoja.

Los criterios que se han utilizado para la distinción de las unidades son litológicos y, sobre todo, metamórficos. Como en realidad todas las unidades están separadas por contactos mecánicos, trataremos el problema en el Capítulo de Tectónica.

Pasamos, pues, a efectuar una descripción de los materiales de cada unidad, comenzando por la más profunda.

1.1.1 UNIDAD DE LA RAGUA

El nombre de esta unidad se ha tomado del Puerto de la Ragua. Sus materiales corresponderían a los del ya mencionado «Cristalino de Sierra Nevada», si se hace la salvedad de que bajo esta última denominación fueron introducidos unos micasquistos oscuros que pertenecen a las unidades superiores. Sí se corresponde, esta unidad, con la de las Yeguas definida en la Hoja de Guejar Sierra.

La distribución de los materiales de la unidad de la Ragua se expresa en el mapa y cabe destacar su gran extensión y situación central, como corresponde a su gran potencia y su modo de aflorar en ventana tectónica rodeada por los materiales de las unidades superiores. No aflora la base de esta unidad, por lo que la potencia que se observa, próxima a los 6.000 m., constituye un límite inferior. Sobre la unidad de la Ragua descansan materiales diversos de las unidades superiores, en distintos lugares, como puede observarse en el mapa.

Las rocas de esta unidad presentan una esquistosidad bien desarrollada que, en general, es la segunda alpina de plano axial de pliegues isoclinales, pero que, localmente, es una esquistosidad de crenulación posterior que oblitera a la regional indicada. Característica de las rocas de esta unidad es la presencia de una linearidad muy marcada de crenulación, fácilmente distinguible en ellas, aunque no exclusiva. Lo mismo podría decirse de la presencia de abundantes venas y filones de cuarzo (en la actualidad abudados o plegados ptigmáticamente), que no es una característica exclusiva de esta unidad, pero sí es cierto que se presenta con una abundancia notablemente superior. También puede señalarse que en la unidad de la Ragua son más patentes los efectos macroscópicos de la tectónica. Se observan los niveles de roca rotos y traspuestos a lo largo de abundantes y variadas superficies, que a veces coinciden con la esquistosidad y otras veces la cortan. El resultado es una imbricación de «peces» de roca, que hace prácticamente imposible la cartografía continuada de los diversos niveles.

La unidad de la Ragua está constituida por una serie monótona de micasquistos oscuros (debido a la presencia de grafito) con algunas intercalaciones o alternancias de cuarcitas grises y algunas micacitas (ξ_{vrdab}), y que hacia el techo muestra una alternancia de micasquistos feldespáticos, también grises oscuros, y cuarcitas feldespáticas de tonos claros (γ_p). La alternancia últimamente aludida puede alcanzar varios cientos de metros de potencia y es muy útil para la cartografía, pues es fácilmente distinguible y, además, marca el techo de la unidad.

Las rocas indicadas presentan los siguientes minerales en diversas proporciones: cuarzo + mica blanca \pm biotita \pm cloritoide \pm plagioclasa \pm epidota turmalina \pm granate \pm grafito. El cloritoide se encuentra siempre en los micasquistos más oscuros o negros, o sea en los que tienen mayor proporción de grafito, y el feldespato se encuentra en mayor abundancia hacia el techo de la unidad. El tamaño de los minerales no excede, sino rara vez, los 3 mm. y, desde luego, contrasta con el mayor tamaño de minerales que presentan las rocas suprayacentes.

Las cuarcitas feldespáticas del techo se presentan comúnmente en niveles masivos y compactos, pero también existen afloramientos en que la roca se separa en láminas de poco espesor que se abren con facilidad y se desmenuzan con poco esfuerzo. Se trata de itacolumitas resultado del retrometamorfismo de cuarcitas anteriores. Este nivel de roca, en algunos afloramientos, presenta un enriquecimiento peculiar en turmalina y forma ojos de feldespato de modo que ofrece el aspecto de un paragneis. Para una descripción más detallada de la unidad de la Ragua ver DÍAZ DE FEDERICO (1971).

Los materiales que ahora observamos han de provenir de una secuencia de sedimentación pelítico-psamítica con predominancia pelítica y abundan-

cia de materia orgánica, coronada por niveles arenosos. Dichos niveles arenosos podrían estar o no en alternancia con niveles pelíticos, ya que la actual alternancia de cuarcitas y micasquistos puede explicarse por plegamiento apretado y ruptura posterior y trasposición de charnelas y limbos.

1.1.2 UNIDAD DE MAIRENA

El nombre proviene del pueblo de Mairena, al sur de la Hoja. Las rocas de esta unidad se corresponden con las de la unidad de la Caldera, definida en la Hoja de Guejar Sierra (PUGA, 1971). Sus materiales afloran situados encima de los de la unidad de la Ragua, tanto bordeándola en las laderas bajas, como en isleos tectónicos aislados a mayor altitud (como, por ejemplo, los isleos de La Caldera al NO de la Hoja y de Peñón del Puerto al O). Encima de las rocas de la unidad de Mairena se encuentran situadas las de la unidad de Laroles.

La esquistosidad regional (segunda esquistosidad alpina), visible en la generalidad de las rocas de Sierra Nevada, es identificable en las rocas de esta unidad, salvo en algunos mármoles o en algunos sectores de los afloramientos de anfibolitas o serpentinitas en que la roca presenta notable espesor.

Se caracteriza esta unidad por la presencia, en gran parte de sus afloramientos de micasquistos grafitosos (ξ_{kd}), de minerales de gran tamaño (pseudomorfos de antigua quastolita de varios cm. de longitud; cloritoïdes de hasta 4 cm.; granates de más de 1 cm.; agregados de granatitos que pseudomorfizan antigua biotita que superan el cm.). También se caracteriza por la potencia menor de mármoles y gneises, con respecto a las rocas semejantes de la unidad de Laroles y presencia de anfibolitas y serpentinitas. Fuera de la unidad de Mairena sólo se da un pequeño afloramiento de anfibolitas en la unidad de Ragua.

Dentro de la unidad de Mairena hemos distinguido:

1.1.2.1 Formación de micasquistos con grafito (ξ_{kd})

Está constituida por micasquistos y algunas cuarcitas de colores grises oscuros. Constituye, sin duda, el zócalo prealpino de esta unidad, ya que en sus rocas han podido identificarse pruebas de deformaciones prealpinas. También se observan en sus rocas testimonios claros de un metamorfismo de contacto, atribuido por PUGA (1971) a los efectos de una intrusión de material ácido, que constituiría un gran batolito, algunas de cuyas apófisis y partes altas cepilladas habrían sido transportadas en los corrimientos, y constituyen ahora los afloramientos de metagranito y pegmatitas, descritos en la unidad de la Caldera (PUGA, 1970; PUGA, 1971; DIAZ DE FEDERICO y PUGA, 1975). Las dataciones isotópicas efectuadas han dado como edad de la intrusión granítica Trías Medio (PUGA, 1971).

En esta formación pueden distinguirse dos tramos:

1.1.2.1.1 *Tramos de micasquistos con grafito corneánicos*

Como se ha querido resaltar en la denominación, esta roca presenta un aspecto de auténtica corneana. Es roca dura, que se escinde, generalmente, en bloques y no en lascas. Presenta los pseudomorfos mejor conservados, tanto de andalucita (quiasolita) pseudomorfizada por distena, como de biotita pseudomorfizada por granatitos, y tiene estos minerales dispuestos al azar, sin orientación preferente.

Las rocas de este tramo contienen los siguientes minerales: cuarzo + mica blanca ± granate ± biotita ± distena ± estauroлита ± cloritoide.

La potencia de estas rocas es, como máximo, de unas decenas de metros. Este hecho, junto con la circunstancia de encontrarse en la base del manto de corrimiento, explican la desaparición, por reducción tectónica, o laminación de este nivel de modo que sus afloramientos, aunque pueden extrapolarse siempre en la misma posición sobre los materiales de la unidad de la Ragua, son muy discontinuos.

1.1.2.1.2 *Tramo de micasquistos grafitosos con cloritoide y granate*

Este tramo supera, en algunos afloramientos, los 200 m. de potencia y consiste en alternancias de micasquistos con cloritoides visibles a ojo desnudo (y que alcanzan en niveles de poca potencia los 4 cm.) y micasquistos con granates de hasta 1 cm., con algunas intercalaciones de cuarcitas. Algunos niveles presentan aglomeraciones de sericita, que forman finas láminas, y que provienen de la transformación final de antigua andalucita y estauroлита. Pueden observarse todos los grados de transición entre prismas bien conservados de aquellos antiguos minerales; prismas aplastados en menor o mayor grado; hasta el máximo aplanamiento de las láminas. Ha de pensarse que por las causas que fueren (mayor penetración de fluidos...) los antiguos minerales han sido transformados en diverso grado, primero a distena, después a distena y cloritoide más sericita, para finalizar, en su caso en sólo sericita, y que han reaccionado a las deformaciones de modo diverso según su diverso grado de transformación. Así, los prismas mejor conservados están constituidos por distena y puede comprobarse su disposición al azar dentro de la roca; en cambio, las láminas aplanadas están formadas por sericita y se adaptan perfectamente a la esquistosidad.

Los minerales constituyentes de las rocas de este tramo son: cuarzo + mica blanca ± cloritoide ± grafito ± biotita.

El fenómeno, antes descrito, de transformación y deformación de los antiguos minerales, puede observarse en los dos tramos de esta forma-

ción de micasquistos con grafito, pero es en el tramo de micasquistos con cloritoide y granate donde se observa el grado más avanzado de sericitización y deformación.

1.1.2.2 Formación de micasquistos feldespáticos (ξ_{ph})

Caracteriza a esta formación el contraste de color que presenta respecto a la anteriormente descrita. Aquí los colores son verde, crema o gris de tonos claros, debido a la ausencia de grafito y a la presencia de clorita y/o feldespato. Estas rocas se encuentran sobre la formación de micasquistos con grafito y hacia su techo pasan gradualmente a una alternancia con mármoles, gneises y anfibolitas.

Predominan las tonalidades verdosas y ha de advertirse que, en ocasiones, se da algún nivel gris oscuro alternando con las rocas claras que son las que dominan con mucho. La roca más representada es el micasquisto y lo acompañan algunas intercalaciones de cuarcitas.

Los minerales que constituyen estas rocas son: cuarzo + mica blanca \pm plagioclasa + epidota \pm granate \pm anfíbol + clorita.

1.1.2.3 Formación de mármoles y anfibolitas (Δ_x)

Como hemos indicado anteriormente, el techo de la formación de micasquistos feldespáticos pasa gradualmente a una alternancia de dichos micasquistos con mármoles, gneises y anfibolitas.

Los mármoles son de poca potencia (unos metros) y, en su mayor parte, impuros, lo que permite que durante el metamorfismo se formen minerales silicatados, además de recrystalizar el carbonato. Los minerales silicatados que se forman son granates y anfíboles.

Los gneises, provenientes del metamorfismo de rocas ígneas ácidas, se presentan como gneises bandeados y gneises con ojos de feldespato centimétricos. Puede apreciarse al microscopio que se trata de una roca con los minerales menos orientados que los gneises de la unidad de Laroles. En este último caso se trata de gneises provenientes de material riolítico, apenas cristalizado, por lo que el metamorfismo posterior ha podido orientar perfectamente los cristales; no es este el caso en los gneises de la unidad de Mairena, cuyo material originario era granítico. Las diferencias mineralógicas principales entre ambos tipos de gneis consisten en que la mica blanca de los gneises de la unidad de Mairena es fundamentalmente moscovita, mientras que en los de la unidad de Laroles es fengita; y en que en estos últimamente citados existe biotita verde.

Los minerales que componen los gneises son: cuarzo + mica blanca + feldespato ortosa + feldespato sodopotásico + plagioclasa + turmalina + epidota (zonada, con núcleo de alanita).

Existen dataciones isotópicas de los gneises de la unidad de Mairena, efectuados sobre muestras de la Hoja de Lanjarón (20-43) (PUGA, 1971) que dan, para la colocación del material granítico, edad Triás Medio.

Las anfibolitas no son ni abundantes ni potentes en la Hoja de Aldeire, en contraste con la abundancia con que se presenta esta roca en las vecinas Hojas de Lanjarón y Guejar Sierra.

Los afloramientos existentes apenas si son cartografiables a escala 1: 50.000, tienen una potencia de pocos metros. Sin embargo, se trata de una roca de extremado interés para detectar fenómenos de metamorfismo en que la presión sea importante. Los minerales que presenta son: anfíbol verde-azul + epidota (zonas con núcleo de clinozoisita y borde de pistacita) + albita ± glaucofana + rutilo ± granate + clorita.

La albita se presenta como peciloblastos con inclusiones de epidota sin maclas. La glaucofana se encuentra en núcleos de cristales de anfíbol cuyo borde es de anfíbol verde-azul, y también como inclusiones en peciloblastos de granate. Estos peciloblastos contienen, además, inclusiones de rutilo y epidota.

1.1.2.4 Rocas ultrabásicas

En la unidad de Mairena de la Hoja de Aldeire son especialmente importantes los cuerpos de peridotita y de ortoserpentinita que afloran. Así los afloramientos al NO de Mairena, en la parte meridional de la Hoja, y los de la región del Cerro del Almirez con peridotitas, que se encuentra hacia el este de la Hoja. En general, las deformaciones penetrativas han afectado poco a estas masas de roca; sólo en los bordes de los afloramientos puede apreciarse esquistosidad bien marcada.

La ortoserpentinita está formada por los siguientes minerales: serpentina (antigorita) + clorita (clinocloro-sheridanita) + mena metálica (tipo espinela: cromita, magnetita) ± talco.

Las peridotitas son piroxénicas y están constituidas por los siguientes minerales: olivino (forsterita) + piroxeno rómbico (enstatita) + clorita (clinocloro-sheridanita) + mena metálica (tipo espinela) ± talco. El piroxeno se presenta en cristales aislados y también como agregados fibroso-radiados posteriores al olivino. En ocasiones se ve claramente, al microscopio, que dichos agregados han sido muy tectonizados pasando a ser pequeñas agujillas orientadas. El olivino con la típica textura mallada de alteración a serpentina.

1.1.3 FORMACION DE MARMOLES CONGLOMERATICOS Y METACINERITAS

Sobre la unidad de Mairena se encuentra esta formación, que dentro

de la Hoja de Aldeire no tiene tan importante representación como, por ejemplo, en la limitrofe Hoja de Guadix (21-41). Los afloramientos existentes no son cartografiables, en su mayoría, a escala 1: 50.000. El más importante se encuentra en el isleó de la Calera, al noroeste de la Hoja.

Para la descripción detallada de estas rocas vez DIAZ DE FEDERICO (1971) y DIAZ DE FEDERICO y PUGA (1971). En esta Hoja los mármoles conglomeráticos, de muy escasa potencia, son de matriz calizo-dolomítica y engloban cantos de micasquistos con turmalina y rutilo, de micasquistos feldespáticos, de cuarcitas. También se observan, dentro de la matriz, amígdalas de mica blanca que contienen abundantes cristallitos de rutilo. No es raro que la matriz de carbonato esté teñida de hierro (limonita) y que contenga cristallitos de mena metálica (ilmenita y/o magnetita). Por su parte, la metacinerita se presenta como roca compacta, muy dura, en ocasiones con abundante mena metálica. El grano de la roca es fino y los minerales que contienen son: cuarzo + mica blanca + clorita + turmalina + mena metálica. Presentan bellos ejemplos de pliegues del segundo episodio alpino, que expondremos más adelante.

1.1.4 UNIDAD DE LAROLÉS

El nombre de esta unidad proviene del pueblo de Laroles, en cuyas cercanías están representados los materiales de la misma. Sus rocas se corresponden con las de la unidad de las Sabinas definida por PUGA (1971) en la Hoja de Guejar Sierra (ver también PUGA, DIAZ DE FEDERICO y FONTBOTE, 1975). Sus afloramientos se encuentran en el borde sur de la Hoja y las rocas de esta unidad se encuentran situadas sobre las rocas de la unidad de Mairena y bajo las rocas de los alpujárrides. En ocasiones, entre las rocas de la unidad de Laroles y los alpujárrides, se encuentra un mármol conglomerático con yeso, bien representado al sur de la Hoja, fuera de ella, pero cuyos afloramientos dentro de la misma no son cartografiables a escala 1: 50.000. Dichos afloramientos se encuentran al oeste de Mairena, entre este pueblo y Mecina Alfahar.

Las rocas de la unidad de Laroles muestran patentemente la segunda esquistosidad alpina. Se caracterizan por la abundancia de mármoles y la menor proporción de micasquistos oscuros que presenta, en relación con la unidad de Mairena. También, como ya se ha indicado, hay que señalar la ausencia de anfibolitas y rocas ultrabásicas. La secuencia de rocas, dentro de esta unidad es en todo semejante, salvo lo indicado, a la de la unidad de Mairena: en la base, micasquistos oscuros con algunas cuarcitas; sobre ellos un paquete de micasquistos verdosos y crema que hacia su techo presenta un paso gradual a alternancia con mármoles y gneises, para pasarse finalmente a una dominancia absoluta de mármoles en el techo de la unidad.

Pero existe un rasgo importante que distingue a ambas unidades: en la unidad de Laroles no hay rastro de metamorfismo de contacto, ni siquiera en su base, donde los micasquistos oscuros son de grano fino o medio, sin nada peculiar que los caracterice, es decir, no presentan en modo alguno el tamaño de cristales ni la paragénesis de contacto que muestran los micasquistos oscuros de la base de la unidad de Mairena.

Dentro de la unidad de Laroles distinguimos:

1.1.4.1 Formación de mármoles y gneises

Denominamos a la formación por el tipo de roca más abundante e importante en ella. De abajo a arriba encontramos:

1.1.4.1.1 Tramo de micasquistos grafitosos con granate (ξ_{vc})

Se trata de un paquete de micasquistos que en el campo son más bien confundibles con los de la unidad de la Ragua que con los de la unidad de Mairena, lo que no implica dificultad, ya que se encuentran, por lo común, alejados de los afloramientos de aquellos micasquistos con los que podrían confundirse (los de la unidad de la Ragua). Los acompañan algunas cuarcitas. La potencia total es de unas decenas de metros.

Los minerales que se encuentran en estas rocas son: cuarzo + mica blanca \pm granate \pm biotita \pm clorita \pm turmalina + zircón + apatito \pm cloritoide, epidota + grafito.

1.1.4.1.2 Tramo de micasquistos epidóticos con turmalina (ξ_{zt})

Se trata de una alternancia de micasquistos verdes y otros de color crema con cuarcitas muy características de estos niveles, ya que presentan bandas centimétricas muy ricas en cuarzo separadas por bandas muy finas de mica blanca y clorita. La potencia total del tramo supera el centenar de metros. Hacia el techo se inicia una alternancia de estos materiales con mármoles y alguna capa de gneis.

Los minerales constituyentes de estas rocas son: cuarzo + mica blanca \pm clorita \pm turmalina + zircón + apatito \pm albita \pm biotita \pm glaucofana \pm epidota.

1.1.4.1.3 Tramo de mármoles y gneises (Δ_M)

Ya hemos indicado la abundancia de mármoles en esta unidad. Superan los 100 metros de potencia. Son mármoles bastante puros, que además de calcita contienen mica blanca, algún cuarzo y mena metálica y escasa albita.

Los gneises, que proceden de material ácido riolítico, no están bien

representados. Sus afloramientos son escasos. Están constituidos por los siguientes minerales: cuarzo + fengita + feldespato potásico + feldespato sodopotásico + albita + biotita verde + turmalina + epidota.

La biotita verde es producto de cristalización metamórfica y la epidota es zonada con núcleo de alanita.

1.2 ALPUJARRIDES

1.2.1 ESTRATIGRAFIA

En los materiales alpujárrides representados al SE de la Hoja de Aldeire pueden encontrarse, al menos en parte, las tres formaciones en que normalmente se subdivide el Complejo Alpujárride: Formación de micasquistos y cuarcitas en la base; formación de filitas y cuarcitas situada sobre la anterior, y formación de rocas carbonatadas en la parte superior. Como se ve en el apartado de Tectónica, no todas las formaciones están representadas por igual en cada uno de los mantos de corrimiento que se distinguen en el área.

1.2.1.1 Formación de micasquistos y cuarcitas (CA-P)

Los afloramientos que ocupan en la Hoja son de escasa extensión (ver mapa geológico al sur del vértice Castillo). Está constituida por micasquistos grises, a veces muy oscuros, y niveles de cuarcitas intercalados entre los mismos. Estos bancos de cuarcitas tienen una potencia que oscila entre 10 y 50 cm.

Respecto a la potencia total de la formación, creemos que no puede decirse nada concluyente, debido a la extensión de los afloramientos y a los efectos de laminaciones tectónicas importantes. Por otra parte, los efectos de la tectónica que ha dado lugar a la existencia de pliegues diversos y a distintas esquistosidades, hacen que en cualquier caso sea muy difícil calcular la potencia real de la formación.

La formación de micasquistos y cuarcitas presenta una esquistosidad bien desarrollada (la más patente a simple vista), sensiblemente paralela a las superficies de estratificación, como se puede comprobar allí donde existe una alternancia de cuarcitas y micasquistos.

Son relativamente comunes en la formación las «amígdalas» y filones de cuarzo de color blanco. Asociadas al cuarzo pueden verse en ocasiones mena metálica de hierro y clorita. En muchos casos estos filones son concordantes con la esquistosidad; en otros, la cortan.

Aunque no se han encontrado fósiles en esta formación, los distintos investigadores que han trabajado en el dominio alpujárride se muestran de acuerdo en atribuirle una edad paleozoica (ver EGELER & SIMON, 1969).

El principal argumento para esta atribución es la relación que la formación guarda con las otras dos (la de filitas y cuarcitas y la de rocas carbonatadas.)

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

Está constituida por una serie bastante monótona de filitas y cuarcitas. Las cuarcitas no parecen tener una posición fija dentro de la serie. La mayor parte de las filitas tienen un color azul acerado, aunque también las hay de tonos grises, verdes y rojizos. Respecto a las cuarcitas, parece que abundan más los tonos claros.

La potencia de la formación varía notablemente de unos puntos a otros, debido a los efectos de la tectónica de corrimientos. Al igual que en la formación de micasquistos y cuarcitas, existen filones y amígdalas de cuarzo con mena de hierro y en ocasiones clorita. También, como en el caso de la formación de micasquistos y cuarcitas, estos filones suelen ser paralelos a la esquistosidad más patente, aunque los hay con otras disposiciones.

A la formación de filitas y cuarcitas, se le atribuye una edad permotriásica (ver p. ejemplo, FALLOT, 1948), si bien no han sido encontrados restos fósiles. Los argumentos a favor de esta datación son la similitud con series datadas en otras áreas y la existencia de una formación carbonatada suprayacente en la que se han encontrado fósiles del Trías Medio-Superior.

1.2.1.3 **Formación carbonatada (T_{A2-3})**

Se dispone sobre la formación de filitas y cuarcitas. Está formada por rocas calizodolomíticas de aspecto diverso. En algunos puntos de la serie, particularmente hacia la parte basal de la formación abundan los términos calizos dispuestos en capas de espesor reducido. En otros puntos abundan las dolomías en bancos masivos que llegan a sobrepasar el metro de espesor en algunos casos.

Las características litológicas y la potencia total de la formación varían de unos mantos a otros. Así, por ejemplo, en el manto inferior, la potencia de esta formación es muy superior (más de 300 m. inmediatamente al este del límite oriental de la Hoja de Aldeire) a la potencia que esta misma formación tiene en otros mantos. Así, en el vértice Castillo existe un afloramiento de calizas y dolomías perteneciente al manto de corrimiento situado inmediatamente encima del anteriormente mencionado; en este caso, la potencia de rocas carbonatadas no alcanza los 100 m. Además hay una falta de continuidad, como lo demuestra la existencia de afloramientos aislados de rocas carbonatadas sobre las filitas y cuarcitas (ver cartografía).

La formación carbonatada del manto inferior presenta además otros hechos característicos, como son la presencia de rocas subvolcánicas o la existencia de intercalaciones de naturaleza filitoso-cuarzosa.

En la formación calizo dolomítica se encontraron fósiles ya a finales del siglo pasado (GONZALO y TARIN, 1882, p. 104, cita una serie de restos fósiles encontrados en la parte baja de la formación carbonatada de Sierra de Gádor). Posteriormente se han seguido encontrando fósiles en otras áreas en donde aflora la formación carbonatada alpujárride. Los restos fósiles indican una edad Trías Medio y Superior.

1.2.2 PETROLOGIA

1.2.2.1

En la formación de micasquistos y cuarcitas (CA-P), los tipos de rocas que más comúnmente aparecen representados en el sector aquí estudiado son los micasquistos grafitosos con granate, los micasquistos biotíticos y las cuarcitas. Todos ellos suelen presentar una textura esquistosa o esquistosa microplegada. En el caso de cuarcitas más o menos puras, la textura es granoblástica. La composición mineralógica de estas rocas es descrita en el apartado de «Metamorfismo». Conviene aclarar aquí, sin embargo, que han sido las diversas características texturales de los granos las que han permitido su atribución a una u otra fase mineralogenética. Así, a título de ejemplo, existen cristales de mica con una marcada orientación preferencial a favor de las superficies de esquistosidad y otros con una orientación al azar.

1.2.2.2

En la formación de filitas y cuarcitas (P-T_{A1}) la variedad petrológica es escasa. Existen términos de composición intermedia entre una filita micácea y una cuarcita pura. En algunos casos, la proporción de determinado mineral varía fuertemente. Por ejemplo, la mena metálica de hierro puede pasar de ser un componente accesorio en muchas filitas a superar el 30 por 100 del total en otras muestras. Esto puede influir en la coloración de la roca. Además de los minerales de origen metamórfico ya descritos en el apartado anterior, las filitas suelen contener cantidades menores de carbonatos, rutilo, turmalina y circón.

1.2.2.3

La formación carbonatada (T_{A2-3}) incluye desde dolomías prácticamente puras a calizas. El tamaño de grano es igualmente muy variable. Las calizas parecen más abundantes hacia la base de la formación, aunque también las hay en otros puntos.

En las superficies de estratificación de los bancos calizos y dolomíticos es frecuente encontrar una película rojiza de naturaleza más o menos arcillosa.

1.3 DEPOSITOS CUATERNARIOS

Ateniéndonos fundamentalmente a su génesis, se han distinguido:

Cuaternario antiguo (Q₁). Está formado por materiales detríticos de facies terrestre dispuestos con marcada ritmicidad (capas de gravas y lutitas rojas con costras calcáreas). Su potencia sobrepasa los 50 m.

Con posterioridad a la deposición del tramo anterior, la red fluvial se ha desarrollado, jerarquizado y encajado notablemente. La sedimentación es discontinua y los depósitos correspondientes son rocas detríticas heterogéneas, conglomerados, gravas y arcillas. Presentan diferencias sedimentológicas según sus características genéticas, pero su composición es parecida, e igual fracción granulométrica. En todos los casos en que ha sido posible, se han separado en la cartografía los tipos siguientes: *Depósitos aluviales y ramblas* (QAI) y *Depósitos coluviales* (QC)

2 TECTONICA

2.1 NEVADO-FILABRIDES

2.1.1 INTRODUCCION

El aspecto más impresionante que presenta la Zona Bética, que nos ocupa, es su *estructura en mantos de corrimiento*. Estos corrimientos han ocurrido en varias etapas y en condiciones diversas de profundidad, plasticidad de las rocas, etc. No hay que olvidar la influencia que sobre las rocas de una misma unidad corrida ejercen los movimientos relativos entre unidades, en el caso en que existan diferencias de competencia notables. Inevitablemente, los contactos normales entre dichas rocas de distinta competencia resultarán retocados mecánicamente. Esto dificulta la distinción de las superficies mayores de corrimiento. Se comprenderá mejor la dificultad por lo siguiente: algunas de las superposiciones tectónicas han debido producirse probablemente dentro de un cuadro de subducción en condiciones en que no hay que esperar fenómenos muy aparentes de cataclasis a un lado y otro de las superficies de corrimiento; por otra parte, fenómenos de corrimiento menor y de retoques mecánicos han podido producirse bajo condiciones de más fácil fracturabilidad de las rocas, produciendo cataclasis más aparatosa. De hecho, los fenómenos de cataclasis

observados en las rocas de las distintas unidades en la proximidad de superficies de separación entre las mismas son variados: brechas de falla (~~frecuentes en las rocas~~ monótonas de la unidad de la Ragua), microbrechas, milonitas e incluso se produce la formación de esquistos miloníticos y gneises miloníticos. Y se da el caso de que aparentemente no se observa fenómeno alguno de cataclasis en los materiales a uno y otro lado de una superficie, incluso de corrimiento mayor, pero cuando se observa la roca al microscopio, se descubren los referidos fenómenos de cataclasis.

Se comprende la necesidad de recurrir a criterios que ayuden a concluir la existencia de mantos de corrimiento. Uno de ellos, y muy importante, lo constituye el metamorfismo sufrido por las rocas durante una fase determinada. Pueden descubrirse cambios bruscos de metamorfismo de una unidad a otra, o inversión en el orden normal de grado de metamorfismo de modo que la unidad situada encima haya sufrido un metamorfismo de grado mayor, o bien la existencia en una unidad de un tipo de metamorfismo que es muy patente en la unidad situada encima.

Veamos lo que ocurre en la Hoja de Aldeire con ciertas fases de metamorfismo de las distintas unidades:

	Metamorfismo de contacto prealpino	1.ª fase de metamorfismo alpino
Unidad de Laroles	No existe	Facies de esquistos verdes glaucofaníticos.
Unidad de Mairena	EXISTE	Facies de esquistos verdes glaucofaníticos.
Unidad de la Ragua	No existe	Facies de anfibolitas epidóticas.
Formación de mármoles conglomeráticos	No existe	No existe.

Las conclusiones que pueden sacarse son:

1. La unidad de Mairena está corrida sobre la unidad de La Ragua, puesto que está situado sobre ella y ha sufrido un metamorfismo de contacto del que no hay rastro en las rocas situadas debajo.
2. La unidad de Mairena está corrida sobre la de la Ragua, puesto que ha sufrido un metamorfismo de condiciones de mayor presión que la unidad de la Ragua, durante la misma fase, cosa ilógica si en ese momento ya hubiesen estado las rocas de la unidad de Mairena sobre las de la unidad de la Ragua.

3. El hecho de que existan pruebas de metamorfismo de contacto en las rocas más altas de la unidad de Mairena y no exista ni en las rocas de la base de la unidad de Laroles es un punto a tener en cuenta y, si bien no es prueba concluyente, predispone a considerar la posibilidad de que la unidad de Laroles haya corrido sobre la de Mairena.

Otro criterio a emplear en la distinción de unidades es el surgido recientemente con el descubrimiento de la formación de mármoles conglomeráticos y metacineritas, de la que ya se ha hablado. Por las razones apuntadas en los trabajos citados pensamos que dicha formación, al menos en parte, representa unas tufitas, que no han sufrido las primeras fases de metamorfismo alpino, pero sí han sufrido las fases del segundo episodio alpino. Los mármoles conglomeráticos, en algunos afloramientos fuera de la presente Hoja, conservan restos de algas azules, que no ha sido posible datar hasta la fecha, pero el hecho de su conservación entre rocas nevado-filábrides es caso único. Otro dato, congruente con el indicado respecto al metamorfismo, es el que suministra el estudio de las deformaciones sufridas por las metacineritas del isleto de la Calera. Se observa que no han sufrido las primeras deformaciones alpinas. Es obligado concluir que esta formación de mármoles conglomeráticos y metacineritas ha tenido su origen en un episodio vulcano-sedimentario ocurrido entre el 1.º y el 2º episodio alpino.

Si consideramos la actual superposición de unidades, que es, de arriba a abajo:

Alpujárrides.
Mármoles conglomeráticos con yesos.
Unidad de Laroles.
Mármoles conglomeráticos y metacineritas.
Unidad de Mairena.
Unidad de la Ragua.

Podemos concluir que:

1. Los alpujárrides están corridos sobre los mármoles conglomeráticos con yesos y consiguientemente sobre las demás unidades.
2. La unidad de Laroles está corrida sobre los mármoles conglomeráticos y metacineritas y consiguientemente sobre la unidad de Mairena y de la Ragua.

2.1.2 ESQUEMA CRONOLOGICO

Los estudios llevados a cabo hasta ahora a lo largo de toda la Sierra Nevada hacen pensar en la existencia de dos acontecimientos alpinos en

la Zona Bética (Cfr. DIAZ DE FEDERICO y PUGA, 1975) separados en el tiempo: uno que comenzaría posiblemente en el Cretácico y continuaría en el Paleoceno (correspondería a la datación isotópica de 60 m.a. de un episodio metamórfico efectuada sobre rocas de la unidad de la Caldera, PUGA, 1971), y otro que se extendería por el Oligoceno, sensu lato, tal vez algo antes, y acabaría en el Mioceno Inferior (correspondería a la datación isotópica de 21 m.a. del último metamorfismo sufrido en rocas nevado-filábrides, PUGA, 1971).

Por otra parte, la existencia de una faja de metamorfismo de alta presión en los terrenos nevado-filábrides (esquistos verdes glaucofaníticos) y de una faja de metamorfismo de presión media y baja con fenómenos de migmatización en terrenos alpujárrides [en la Hoja de Motril (19-44) GARCIA DUENAS, com. pers. y en la región de Torrox (Málaga) TORRES ROLDAN, com. pers.] hace pensar en que la Cordillera Bética ha de haber estado implicada en fenómenos de subducción dentro de un marco general de tectónica de placas.

Las dataciones indicadas, con las debidas reservas y por vía tentativa, son coherentes con un fenómeno de subducción durante el primer episodio alpino (episodio eoalpino, PUGA, 1975), surrección y diaforesis hasta la llegada del segundo episodio alpino, el Oligoceno sensu lato, durante el cual se dan los fenómenos tectónicos que han dejado mayor impresión en las rocas.

2.1.3 FASES DE DEFORMACION

Con relativa facilidad pueden observarse en el campo los testimonios de varias fases de deformación en las rocas de las distintas unidades. Lo difícil es establecer una sucesión cronológica completa de las fases observadas. A este respecto, es decisiva la ayuda del estudio al microscopio de láminas de las rocas. Relacionando los datos de campo y microscopio puede intentarse una secuencia de cronología relativa de los distintos fenómenos de deformación. Se ha llegado a los siguientes resultados.

2.1.3.1 Orogenia prealpina

Fase D₁ = Se encuentran pruebas de una orogenia prealpina:

1. En alineaciones subparalelas de inclusiones microplegadas que marcan una esquistosidad S₁. Dichas inclusiones se encuentran encerradas en minerales de la paragénesis de metamorfismo de contacto en las rocas corneánicas de la base de la unidad de Mairena (cloritoides, granates). Los pliegues P₁ que afectan a dichas inclusiones van de abiertos a apretados.

2. En la misma matriz de la roca corneánica, en casos en que localmente la roca ha resistido sin ser afectada por las fases alpinas de deformación. Se observa una esquistosidad y micropliegues de igual estilo al de las inclusiones antes aludidas.

2.1.3.2 Orogenia alpina

- Fase D_1 = Fase alpina más antigua o eoalpina. Se produce esquistosidad S_1 y pliegues isoclinales P_1 que se conservan raramente. Se identifican sólo en charnelas aisladas, afectadas por D_2 . Según se deduce del estudio microscópico, el juego de las presiones dirigidas, en esta fase 1 de deformación, comienza después de haberse realizado la blastesis más importante de la primera etapa de metamorfismo alpino, ya que los minerales correspondientes han crecido en condiciones de grandes presiones, pero sin la presencia de presiones dirigidas.
- Fase D_2 = Fase más importante de las producidas, después de la eoalpina. Traspone las estructuras D_1 y produce pliegues de isoclinales a abiertos P_2 con una esquistosidad de plano axial S_2 , que es la más aparente conservada en las rocas de todas las unidades. Dicha esquistosidad es afectada por las fases posteriores.
- Fase D_3 = Esta fase produce pliegues de abiertos a cerrados P_3 y «cleavage» de crenulación. La dirección de máximo acortamiento es aproximadamente NE-SO.
- Fase D_4 = Produce pliegues de abiertos a isoclinales y «cleavage» de crenulación. La dirección de máximo acortamiento parece coincidir también con una dirección aproximadamente NE-SO.
- Fase D_5 = Fase que produce pliegues de suaves a abiertos. La dirección de máximo acortamiento es aproximadamente NO-SE.
- Fase D_6 = Se producen durante esta fase pliegues de gran radio de dirección aproximada N 80° E.

Posteriormente tiene lugar una tectónica de fractura.

En relación con las ideas antes expuestas, podemos relacionar, tentativamente, la fase D_1 con los primeros fenómenos de subducción, la fase D_2 con superposiciones de materiales en los nevado-filábrides y D_4 con la superposición de los alpujarrides sobre los nevado-filábrides.

2.2 ALPUJARRIDES

El Complejo Alpujárride, s.lit., está representado por tres unidades tectónicas en la parte SE de la Hoja. Estas tres unidades tectónicas, cuya

extensión supera ampliamente los límites de la Hoja (están representadas, al menos, en las Hojas de Berja, Alhama de Almería y Gergal, OROZCO, 1972) pueden ser consideradas cada una de ellas como mantos de corrimiento. El estudio de las características litológicas de estos mantos, la posición relativa de los mismos y las correlaciones entre la región de Sierra de Gádor y la situada al O del Río Grande de Adra, estudiada por ALDAYA (1969) permitieron correlacionar los mantos de corrimiento existentes en la región de Sierra de Gádor (y en la esquina SE de la Hoja de Aldeire) con los de Lújar, Alcázar y Murtas, definidos por ALDAYA (1969).

El manto de Lújar está representado en la Hoja sólo por la formación carbonatada. Se apoya directamente sobre los materiales nevado-filábrides (ver cartografía), no aflorando aquí la formación de filitas y cuarcitas. Sin embargo, algo al O del límite oriental de la Hoja, el manto de Lújar desaparece bajo el manto de Alcázar (el situado en una posición geométricamente superior), y son las filitas de Alcázar las que se ponen en contacto con los materiales nevado-filábrides (ver en cartografía el área situada al S de Paterna del Río-Picena).

El manto de Alcázar está representado por la formación de filitas y cuarcitas y por la formación carbonatada. Se apoya sobre el manto de Lújar en la parte oriental, y donde éste no aflora (en el área entre Paterna del Río y Mairena) el manto de Alcázar cabalga sobre los materiales nevado-filábrides, como se ha apuntado más arriba. Constituye isleos tectónicos sobre la formación carbonatada del manto de Lújar, como los que pueden verse en el vértice Cabañuelas y en el situado al O del anterior. Estos isleos están formados por materiales pertenecientes a las formaciones de filitas y cuarcitas y de rocas carbonatadas. La superficie de corrimiento suele aparecer brechificada.

Al E del vértice Cabañuelas, en la formación carbonatada del manto de Lújar, existen una estructura sinforme y otra antiforme con una dirección axial aproximada NO-SO y con sus ejes inclinados hacia el NE. Las capas plegadas aparecen cortadas por la superficie de corrimiento que separa el isleo tectónico del manto de Alcázar que existe al NE del vértice Cabañuelas.

El manto de Murtas está representado solamente por unos afloramientos, no muy extensos, de micasquistos y cuarcitas situados al S del vértice Castillo. Este manto es el que ocupa una posición más elevada, ya que se encuentra cabalgando sobre los materiales del manto de Alcázar. En ocasiones, el contacto se establece entre los micasquistos de Murtas y la formación carbonatada de Alcázar, pero en otros puntos, por ejemplo al S del Castillo, los micasquistos de Murtas cabalgan sobre las filitas y cuarcitas de Alcázar.

La esquistosidad más patente que puede verse en las formaciones pelíticas de los distintos mantos es sensiblemente paralela a los contactos de corrimiento, aunque un estudio detallado puede mostrar que el paralelismo no es perfecto. Esta esquistosidad está afectada por plegamientos posteriores a su formación, como lo demuestra la existencia de pliegues menores e incluso de otras superficies de esquistosidad que desplazan a la primera (OROZCO, 1972).

Con posterioridad a la tectónica de plegamientos y corrimientos, se han formado algunas estructuras de fractura de cierta importancia. Tales como la falla normal de dirección media aproximada N 80° E, que existe en la esquina SE de la Hoja, y que contribuye a la configuración de la depresión que separa la Sierra Nevada, al norte, de la Sierra de Gádor. Muchos isleos tectónicos están delimitados, al menos en uno de sus bordes, por fallas normales.

3 METAMORFISMO

3.1 NEVADO-FILABRIDES

Las rocas de la Zona Bética existentes en la Hoja de Aldeire han sufrido una complicada historia metamórfica. Hemos aplicado los criterios y métodos indicados por ZWART (1962) y de ROEVER (1972) para la distinción de las distintas fases de metamorfismo, así como para relacionarlas con las etapas de deformación. La conclusión obtenida es que en las referidas rocas existen testimonios de dos tipos de metamorfismo prealpino, así como de metamorfismo plurifacial alpino y, en consecuencia, existen en el área rocas que han sufrido polimetamorfismo.

3.1.1 METAMORFISMO PREALPINO

3.1.1.1 Metamorfismo de contacto prealpino

Ya se ha aludido a los testimonios generalizados en la unidad de Mainera de un metamorfismo de contacto. Por análisis textural de los minerales pertenecientes a la paragénesis de contacto se observa que su formación es anterior a todas las deformaciones y blastesis alpinas.

Dicha paragénesis de contacto está formada por los siguientes minerales: Mica incolora, cuarzo, biotita, quiaztolita, granate, estauroлита, cloritoide y turmalina. Se trata, pues, de la facies de corneanas hornbléndicas.

En cuanto a la edad de este metamorfismo, hemos aludido anteriormente a la edad de la intrusión granítica, de la que se supone efecto, y que corresponde al Trías Medio.

3.1.1.2 Metamorfismo regional prealpino

Los minerales de la paragénesis de metamorfismo de contacto han conservado en su interior inclusiones orientadas en bandas subparalelas que testimonian la existencia de un metamorfismo regional previo. Dicho metamorfismo puede ser hercinciano o anterior.

Los minerales que se conservan como inclusiones son: sericita, cuarzo, biotita, mena metálica, turmalina, zircón, clorita y grafito. Se trata, deducido de estos minerales reliquias, de la facies de esquistos verdes

3.1.2 METAMORFISMO ALPINO

La historia del metamorfismo alpino apoya la idea expuesta de dos episodios alpinos separados en el tiempo. En efecto, pueden observarse unas paragénesis de minerales metamórficos correlacionables con la fase de deformación D_1 , tras la cual se ha producido una fase de metamorfismo retrógado. Dicha diaforesis precede a las siguientes fases de metamorfismo correlacionables con las fases de deformación D_2 y siguientes. Por esto, es razonable separar un primer episodio metamórfico eoalpino y otro posterior Oligoceno sensu lato.

A continuación indicamos los minerales que se han formado en cada fase de metamorfismo, dentro de los episodios mencionados, con indicación de las facies de metamorfismo, las rocas en que han tenido lugar y la relación de la referida blastesis con las etapas o fases de deformación. Para no extendernos excesivamente en un espacio, del que no se dispone dentro de los límites exigidos para esta Memoria explicativa, hemos elegido las metapelitas y las metabasitas como rocas ilustrativas de los procesos metamórficos.

3.1.2.1 Episodio eoalpino

Con referencia a este primer episodio alpino de metamorfismo, ya aludíamos al interesante hecho de que la blastesis principal se realiza en condiciones que podrían corresponder al denominado metamorfismo burial, es decir, en presencia de fuertes presiones, pero no presiones dirigidas sino de carga.

Blastesis pre-S ₁	}	Unidad de la Ragua	}	<u>Facies de anfibolitas epidóticas</u>
				en metapelinas = mica blanca + cuarzo + cloritoide + turmalina. en metabasitas = albita + clinozoisita + actinolita + rutilo.
		Manto del Mulhacén		<u>Facies de esquistos verdes glaucofaníticos</u>
				en metapelitas = mica incolora + cuarzo + granate ± distena ± cloritoide ± glaucofana + epidota ± anfíbol ± turmalina. en metabasitas = granate + rutilo + ilmenita ± ± hornblenda ± glaucofana + zoisita ± mica incolora.
Blastesis sin S ₁	}	Unidad de la Ragua	}	<u>Facies de anfibolitas epidóticas</u>
				en metapelitas = mica incolora + cuarzo + granate.
		Manto del Mulhacén		<u>Facies de esquistos verdes glaucofaníticos</u>
				en metabasitas = granate.
Blastesis post-S ₁	}	Todas unidades nevado-filábrides	}	<u>Facies de esquistos verdes</u>
				en metapelitas = albita + clorita ± biotita ± sericita.

3.1.2.2 Episodio Oligoceno «sensu lato»

En todas las unidades nevado-filábrides se dan las mismas facies.

Blastesis pre-S ₂	}		}	<u>Facies de anfibolitas epidóticas</u>
				en metapelitas = mica incolora + cuarzo + cloritoide ± granate ± anfíbol verde-azul ± epidotas ± turmalina ± rutilo ± ilmenita ± titanita. en metabasitas = pistacita + actinolita ± clinozoisita ± rutilo + titanita ± ilmenita ± anfíbol verde-azul ± epidotas ± albita ± mica incolora.

		<u>Facies de anfibolitas epidóticas</u>
Blastesis	sin-S ₂	en metapelitas = mica incolora + cuarzo + oligoclasa ± clorita ± granate ± cloritoide ± albita. en metabasitas = albita ± anfíbol verde-azul.
		<u>Facies de anfibolitas almandínicas</u>
Blastesis	post-S ₂	en metapelitas = ± mica incolora ± turmalina + albita ± oligoclasa ± clorita ± biotita ± estauroлита + granate ± cloritoide. en metabasitas = ± albita ± biotita ± talco ± mica incolora en metacineritas de la formación de mármoles conglomeráticos = biotita ± clorita.
		<u>Facies de esquistos verdes</u>
Blastesis	sin-D ₃	en metapelitas = ± mica incolora ± albita ± clorita ± sericita. en metabasitas = ± clorita. en metacineritas de la formación de mármoles conglomeráticos = ± clorita ± mica incolora ± mena metálica.
		<u>Facies de esquistos verdes</u>
Blastesis	sin-D ₄	en metapelitas = ± cuarzo ± clorita ± mica incolora ± biotita. en metabasitas = ± actinolita ± titanita ± clorita. en metacineritas de la formación de mármoles conglomeráticos = ± clorita.

3.2 ALPUJARRIDE

Los materiales alpujárrides presentes en el área han sido afectados por un metamorfismo alpino plurifacial; en la formación de filitas y cuarcitas sólo se ha alcanzado la facies de los esquistos verdes, pero en la de micasquistos y cuarcitas se llega a la facies de las anfibolitas almandínicas. Este metamorfismo se ha realizado, fundamentalmente, en dos fases mineralogénicas principales. Una primera fase de carácter sincinemático durante la cual se forman los siguientes minerales:

- Formación de micasquistos y cuarcitas: cuarzo, mica blanca (moscovita y paragonita), grafito, granate (espesartita-almandino), oligo-

clasa, mena metálica y cloritoide. Hacia la parte alta de la formación falta el granate, el grafito es más escaso y la plagioclasa es más sódica.

- Formación de filitas y cuarcitas: cuarzo, mica blanca (moscovita y paragonita), albita, mena metálica y carbonatos.

Las micas formadas durante esta primera fase presentan una característica orientación preferencial, disponiéndose los planos (001) paralelos a las superficies de esquistosidad más patentes. Los granates de la formación de micasquistos y cuarcitas presentan estructuras rotacionales.

La segunda fase mineralogénica tuvo un carácter fundamentalmente postcinemático en las rocas aquí representadas. Durante esta fase se forman los minerales siguientes:

- Formación de micasquistos y cuarcitas: cuarzo, granate, oligoclasa, biotita marrón, cloritoide, mica blanca y mena metálica. Hacia la parte alta desaparece el granate, la plagioclasa se hace más sódica y el cloritoide más escaso.
- Formación de filitas y cuarcitas: cuarzo, albita, mica blanca, mena metálica, clorita y localmente biotita verde.

Los minerales formados durante esta segunda fase no presentan orientación preferencial.

Además de estas fases mineralogénicas principales, hubo otras de importancia secundaria.

4 HISTORIA GEOLOGICA

4.1 HISTORIA GEOLOGICA DE LOS NEVADO-FILABRIDES

Iniciaremos este capítulo con algunas consideraciones sobre la dificultad que entraña la reconstrucción de la historia geológica de los materiales que afloran en esta Hoja.

En primer lugar, no existen fósiles, de modo que las dataciones han de fundamentarse o bien en correlaciones problemáticas con las rocas de otros complejos que contengan fósiles, o bien en dataciones isotópicas, con las limitaciones inherentes a este método en general, y las limitaciones particulares cuando se trata de rocas metamórficas.

En segundo lugar, las rocas estudiadas son alóctonas, su área de origen está alejada y su historia completa no se ha producido en el lugar que hoy ocupan. Estos materiales se encuentran apilados con dispositivo de mantos de corrimiento que, a su vez, ha sido afectado por movimientos posteriores a su empilamiento originario. Se han producido todo tipo de fenómenos

tectónicos y a todas las escalas: entre los más importantes, enormes reducciones tectónicas, laminaciones, imbricaciones y plegamientos.

Ya hemos apuntado la problematicidad de las correlaciones que puedan efectuarse entre las rocas de los distintos complejos, tanto más cuanto que, según parece, cada complejo ha tenido una historia separada hasta etapas muy tardías de su evolución. No obstante, aunque con las debidas reservas, hemos de utilizar lo único con que contamos. A pesar de todo, las correlaciones que pueden tener un mayor o menor grado de confianza son muy restringidas: se reducen a la serie carbonatada triásica.

Basados en este dato y en las dataciones isotópicas de que se dispone, podría establecerse, tentativamente, la siguiente sucesión de hechos a la vista de todo lo expuesto sobre las rocas estudiadas:

La formación de micasquistos grafitosos y cuarcitas que existe en la base de cada una de las unidades provendría del metamorfismo de sedimentos Paleozoicos (¿y más antiguos?) consistentes en una secuencia pelítico-psamítica, con clara dominancia de la porción pelítica, depositada en un medio acuoso profundo rico en materia orgánica.

La formación de micasquistos feldespáticos y cuarcitas feldespáticas, que está situada encima de la anterior, correspondería a una sedimentación permo-triásica detrítica también con mayor abundancia de sedimentos arenosos inmaduros.

La formación de mármoles y micasquistos que corona los materiales de cada unidad, representaría una secuencia carbonatada que se inicia con alternancia de material pelítico, hacia el Trías Inferior, y que progresa, a través del Trías Medio, con mayor dominancia de carbonatos a medida que progresa el tiempo, en cuenca poco profunda, con fase distensiva y actividad ígnea, para pasar a una serie sólo compuesta por rocas carbonatadas en el Trías Superior.

En consecuencia, la formación de micasquistos grafitosos y cuarcitas de la base constituiría, en cada unidad, un basamento sobre el que se han depositado los sedimentos pst-hercínicos y que sería reactivado durante la orogenia alpina. El tipo de discordancia entre basamentos y coberteras habría de ser angular y, con toda probabilidad, erosivo. Ya indicamos la existencia de una orogenia pre-alpina con plegamientos, cuyos vestigios se encuentran afortunadamente conservados en las metacorneanas.

La actividad ígnea del Trías Medio señala su presencia en los materiales nevado-filábrides con: los gneises riolíticos de la unidad de Laroles, cuyas rocas originarias serían producto de actividad volcánica. Estos gneises aparecen intercalados entre micasquistos y mármoles. Y además son producto de esa actividad ígnea triásica los gneises graníticos de la Unidad de Mairena.

Es posible que durante el Lías (¿y después?) continuara la sedimenta-

ción y que los productos de esa sedimentación fuesen erosionados después, junto con parte del Trías Inferior y todo el Trías Medio y Superior de las unidades de la Ragua y Mairena y, tal vez, parte del Trías Superior de la Unidad de Laroles.

Dicha erosión debió producirse, en caso de existir, en un lugar distinto al ámbito donde ahora están situadas las rocas de estas unidades, pero, además, en un entorno muy distinto, incluso relativamente, del de las rocas con las que ahora se relacionan, si es cierto que la Zona Bética no sólo ha sufrido los empilamientos y deformaciones que hemos expuesto, sino también una traslación longitudinal con respecto a las zonas externas de la cadena, que podría alcanzar varios centenares de kilómetros (FONTBOTE, Memoria explicativa de la Hoja de Guadix, 21-41). Esto explicaría la falta del material detrítico correspondiente a la erosión, en el entorno actual de la Zona Bética.

Llegamos así a los tiempos en que comienza la orogenia alpina. Ya hemos adelantado los posibles fundamentos para pensar en fenómenos de subducción al inicio de la historia alpina de la cordillera. La datación a que aludíamos allí de 60 m.a. es una edad mínima para el acontecimiento a que alude, ya que, como es sabido, las dataciones isotópicas generalmente rejuvenecen los hechos. La fase de metamorfismo alpino más antigua es la de esquistos verdes glaucofaníticos, es decir, la de alta presión, la que se relacionaría con la subducción y, en consecuencia, los acontecimientos relacionados con ella habrían de empezar con anterioridad. Podríamos, pues, establecer, por vía de hipótesis, que ya en el Cretáceo se inició un episodio de la orogenia alpina (episodio eoalpino).

Durante este episodio se registran los siguientes fenómenos:

metamórficos: blastesis pre- S_1 , sin- S_1 y post- S_1

de deformación: D_1 con esquistosidad S_1 y plegamiento P_1 .

Posiblemente en este episodio resulta también la configuración inicial del empilamiento de mantos, de modo que al efectuarse la surrección de los materiales, éstos ofrecen ya una superposición.

Durante la surrección y después, las condiciones imperantes son de relajación y distensión, muy favorables para la actividad volcánica. Al mismo tiempo podía producirse erosión. Aquí creemos que se sitúa el acontecimiento de erupción piroclástica, al mismo tiempo y/o antes y/o después que se depositaban los conglomerados carbonatados, dando lugar a las tufitas.

Se produce después el segundo episodio de la orogenia alpina, durante el cual se verifican algunas etapas de blastesis, de entre las cuales especialmente la post- S_2 necesita la existencia de carga suficiente sobre las unidades nevado-filábrides. No es coherente el suponer ya superpuestos los alpujárrides, por lo que nos atrevemos a proponer un segundo acontecimiento de subducción si bien menos riguroso que el primero, de modo

que las rocas estudiadas se encontraran en condiciones más superficiales que durante ésta.

Posteriormente y probablemente en relación con D_4 tiene lugar una etapa de corrimientos de dirección SE-NO dentro de las unidades nevado-filábrides y posiblemente el corrimiento sobre ellas de los alpujárrides.

La fase D_6 de pliegues de gran radio debe ir unida al pliegue de fondo que produce el abombamiento de la Sierra Nevada y, ligados a él, deslizamientos gravitatorios, que complican aún más el orden de los materiales.

Ocurren después de una fase de fallas inversas y la etapa de fracturación con fallas normales.

4.2 HISTORIA GEOLOGICA DE LOS ALPUJARRIDES

Comienza con el depósito de sedimentos cuarzo-arcillosos, durante el Paleozoico (o tal vez antes?) en un área situada a considerable distancia de la estudiada aquí.

Aunque no hemos encontrado pruebas que demuestren que estas rocas fueron afectadas por una orogenia anterior a la alpina, no hay que descartar totalmente esta posibilidad, pues en otras regiones en que aflora más extensamente la formación de micasquistos y cuarcitas, parecen haberse encontrado estas pruebas (ver EGELER & SIMON, 1969).

Continúa el depósito de sedimentos cuarzo-arcillosos hasta el Trías Medio. Durante el Trías Inferior se depositan, localmente, yesos y algo de carbonatos.

En el Trías Medio la sedimentación se hace más rica en carbonatos y se empobrece en materiales detríticos cuarzo-arcillosos. En algunos dominios, persisten los episodios arcillosos.

Añtes de finalizar el Trías tiene lugar la formación de ciertos pliegues (ver ALDAYA, 1969). La sedimentación carbonatada tiene lugar con seguridad hasta el Trías Superior. Después hay un período de inactividad cuya duración se desconoce.

A continuación, tiene lugar una etapa de deformación importante, acompañada en las series pelíticas de la primera fase, de metamorfismo regional alpino de carácter sincinemático, que da lugar a la esquistosidad más patente. La deformación continúa. Se forman pliegues que afectan a la esquistosidad previamente formada (OROZCO, 1972). Nueva fase mineralogénica de importancia, en esta ocasión de carácter postcinemático fundamentalmente.

Etapa de corrimientos que da lugar a la superposición de mantos que ahora se observa. Nuevas deformaciones posteriores a los corrimientos.

Depósito de los materiales postorogénicos que forman la cuenca de Ugíjar-Canjávar, durante el Mioceno y Plioceno.

Posiblemente ya en el Plioceno se producen las fallas normales que delimitan en parte la citada cuenca.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 DOMINIO NEVADO-FILABRIDE

5.1.1 MINERIA Y CANTERAS

No existen explotaciones mineras actualmente en actividad dentro de la Hoja de Aldeire, en los terrenos nevado-filábrides. Por otra parte, las antiguas explotaciones fueron escasas en número y en importancia. Las más significativas fueron:

a) Una existente al NO de Paterna del Río, en las proximidades del Cerro del Almirez, que por las instalaciones abandonadas hace pensar que fue la más importante. Está en relación con rocas ultrabásicas.

b) Otra explotación de menor importancia al E de Mairena en las inmediaciones del pueblo, donde se beneficiaba hematites especular.

c) Las Minas del Tío Seguro a unos dos km. al sur de Lanteira, en el borde NO de la Hoja de Aldeire. La mena era siderita con calcopirita y pirita diseminadas, y la ganga cuarzo y barita.

Es frecuente el hecho de encontrar indicios de hematites especular en las rocas de la parte alta de la unidad de Mairena y relacionadas con la fracturación de las rocas.

En cuanto a rocas industriales, tampoco existen explotaciones de importancia y los testimonios existentes acreditan una utilización en tiempos pasados para atender las necesidades locales de yeso, cal, piedras de construcción, gravas y arenas, así como de los productos de meteorización de las fillitas alpujárrides (las «launas») que se utilizaban (y aún hoy se utilizan en menor cuantía) para impermeabilizar las cubiertas de las casas.

5.1.2 HIDROGEOLOGIA

No existen acuíferos de especial interés en el área. En estos terrenos metamórficos la permeabilidad de las rocas está supeditado al grado de fracturación y/o disolución. Las rocas más favorables al respecto son los mármoles, en relación con los cuales se dan los acuíferos más importantes, pero como las rocas que predominan son las metapelitas, los acuíferos son independientes y de escasa importancia.

5.2 DOMINIO ALPUJARRIDE

En el área del dominio alpujárride representado en la Hoja, quizá lo único que merece la pena mencionar desde el punto de vista de la Geología Económica, son sus canteras de yeso existentes en las filitas del manto de Alcázar, al N de Laujar de Andarax.

De interés desde el punto de vista hidrogeológico, son los contactos entre la formación carbonatada y las series pelíticas infrayacentes, especialmente en aquellos casos en que las calizas y dolomías presenten cierta fracturación y trituración que las hace más permeables.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. (1969).—«Los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada». *Tesis*, Univ. Granada (Mem. inéd.), 527 pp.
- ARANA, R. (1973).—«Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada». *Tesis*. Universidad de Granada, 2 vol., 546 pp.
- BOTELLA, F. de (1882).—«Descripción Geológica de Almería». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, Madrid, vol. IX.
- BROUWER, H. A. (1926).—«Zur Tektonik der betischen Kordilleren». *Geol. Runds.*, vol. XVII, pp. 332-336.
- DIAZ DE FEDERICO, A. (1971).—«Estudio geológico de un sector de Sierra Nevada, situado al sur de Jerez del Marquesado (Zona Bética)». *Cuad. Geol.*, 2, pp. 89-114.
- DIAZ DE FEDERICO, A., y PUGA, E. (1974).—«Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la Zona Bética (Cordilleras Béticas, España)». *Tecniterrae*, 1, pp. 17-24.
- (1975).—«El complejo de Sierra Nevada entre los meridianos de Lanjarón y Pitres (Cordillera Bética)». *Tecniterrae*, en prensa.
- EGELER, C. G. (1964).—«On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain)». *Geol. Rundschau*, 53, pp. 260-269.
- EGELER, C. G.; RONDEEL, H. E., y SIMON, O. J. (1972).—«Considerations on the grouping of the tectonic units in the Betic Zone, southern Spain». *Est. Geol.*, 27, 6, pp. 467-473.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la Zone Betique». *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Afd. Natuurk.*, 25, 90 pp.
- (1969).—«Sur la tectonique de la Zone Betique (Cordilleres Bétiques, Espagne)». *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. AFD. Nat.*, vol. XXV, pp. 5-90.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordilleres Bétiques». *Est. Geol.*, vol. IV, pp. 259-279.

- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A.; FONTBOTE, J. M., y SOLE, L. (1961).—«Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone». *Bol. IGME*, LXXI, pp. 345-557.
- GONZALO Y TARIN, J. (1882).—«Edad geológica de las calizas metalíferas de la Sierra de Gádor en la provincia de Almería». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, vol. IX, pp. 97-11.
- JACQUIN, J. P. (1970).—«Contribution a l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne)». *These Nantes*, 501 pp.
- OROZCO, M. (1972).—«Los Alpujárrides en Sierra de Gádor occidental». *Tesis*, Univ. Granada, 379 pp.
- PUGA, E. (1971).—«Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental (Cordilleras Béticas)». *Tesis*. Univ. de Granada.
- (1975).—«Itineraire géologique d'une transversal de Sierra Nevada entre le Km. 30,7 de la route de Granade au Veleta et le coteau du Mulhacen». Universidad de Granada. No publicado.
- 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 Mem. Prof. Martín-Vivaldi.
- VERNEIL, M. de, et COLOMB, E. (1853).—«Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne». *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 2, tomo X, pp. 61-147.
- WESTERVELD, J. (1929).—«De bouw der Alpujarras en het tektonisch verband der oostelijke betische ketens». *These delft*, 120 pp.
- ZERMATTEN, H. L. J. (1929).—«Geologische onderzoekingen in de ranszone van het venster der Sierra Nevada (Spanje)». *These Delft*, 104 pp.

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

