



IGME

1.027

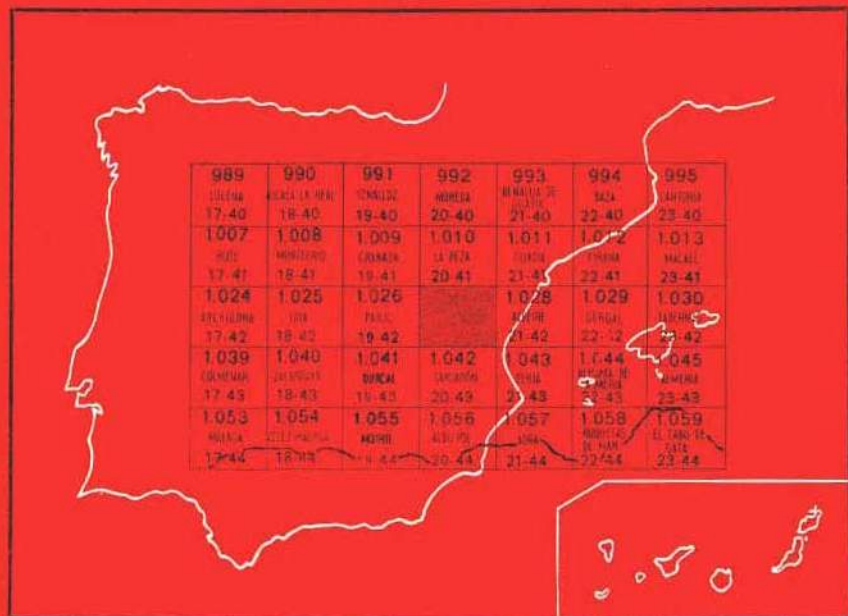
20-42

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GÜEJAR-SIERRA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

GÜEJAR-SIERRA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

En *Supervisión*: J. M Fontboté (*).

En *Cartografía*: J. Burgos (*), A. Díaz de Federico (*), J. A. Gallegos, E. Puga (*) y D. Sanz de Galdeano (*).

En la *Memoria*: A. Díaz de Federico y E. Puga, con la colaboración de: J. A. Gallegos para los alpujárrides y J. M. González Donoso y C. Sanz de Galdeano para Neógeno-Cuaternario.

En *Estudio de láminas delgadas*: de nevado-filábrides, E. Puga; de alpujárrides, J. A. Gallegos.

En *Micropaleontología*: J. M. González Donoso (**).

En *Sedimentología*: IBERGESA.

(*) Departamento de Geotectónica de la Universidad de Granada.

(**) Departamento de Geología de la Universidad de Málaga.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 39.531 - 1980

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

INTRODUCCION

Las aportaciones recientes, publicadas o no, que han contribuido a la elaboración de la Hoja de Güejar Sierra (20-42), son las siguientes:

DIAZ DE FEDERICO (1971 y 1975), DIAZ DE FEDERICO y PUGA (1974, 1976), FALLOT et al. (1961), FONTBOTE (1975), FONTBOTE, DONOSO, GALLEGOS y SANZ DE GALDEANO (1976), PUGA (1965, 1970, 1970b, 1971), PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1974 y 1976), PUGA, DIAZ DE FEDERICO y FONTBOTE (1974), PUGA y FONTBOTE (1966a, 1966b), PUGA, FONTBOTE y MARTIN-VIVALDI (1968 y 1975).

Se ha contado para el trabajo de cartografía con la colaboración de los siguientes alumnos, que efectúan sus tesis de Licenciatura dentro del área de la Hoja:

M. Alvarez de Cienfuegos, J. M. Bleda, J. L. Díaz, F. J. González, E. Padilla y R. Sáez.

El área representada en la Hoja de Güejar Sierra (20-42) pertenece a la provincia de Granada y comprende la mayor parte de Sierra Nevada Occidental. Dentro de ella se encuentran los picos más elevados de la Sierra, como son el Mulhacén (3.487 m.) y el Veleta (3.398 m.). La escasez de caminos transitables con automóvil y la topografía tan quebrada hacen muy difícil el reconocimiento del terreno y se ha tenido que vivaquear en tiendas de campaña durante los períodos de trabajo en el campo, que, por otra parte, se ven reducidos, para la mayor parte de la región, a los meses de verano, en que desaparece la nieve.

Los materiales que afloran en esta área pertenecen a la Zona Interna de las Cordilleras Béticas. Los pioneros de la moderna investigación sobre esta cordillera dividieron su Zona Interna o Zona Bética s. str. en los siguientes conjuntos, de arriba a abajo:

- Bético de Málaga (BLUMENTHAL, 1935)
- Alpujárrides (VAN BEMMELEN, 1927)
- Mischungszone (BROUWER, 1926)
- Cristalino de Sierra Nevada (BROUWER, 1926)

Las investigaciones más recientes han dado como resultado dos divisiones de la Zona Interna de la cordillera, coincidentes en muchas apreciaciones, pero con algunas diferencias:

1. La primera ha sido establecida en la parte oriental de la cadena (al E del meridiano de Almería) por el grupo holandés de la Universidad de Amsterdam (Cfr. EGELER y SIMON, 1969) y es la siguiente:

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

Los dos primeros complejos indicados coinciden con los dos primeros conjuntos de la antigua división, salvo que parte de los materiales tenidos como alpujárrides son segregados para formar el nuevo complejo de Ballabona-Cucharón. En cuanto al complejo nevado-filábride agrupa a los dos conjuntos antes llamados Mischungszone y Cristalino de Sierra Nevada. La razón aducida para esta integración ha sido el hallazgo por el Prof. DE ROEVER y sus discípulos LINTHOUT y KROON, en la parte central de la Sierra de los Filabres, de metaconglomerados en la parte basal de la antigua Mischungszone (Cfr. EGELER y SIMON, 1969, p. 26). Deducen pues, que la relación entre las dos unidades indicadas es estratigráfica y se trataría de una discordancia, probablemente hercínica.

2. La segunda división de la Zona Bética es fruto de las investigaciones del grupo de la Universidad de Granada en Sierra Nevada (Cfr. PUGA, DIAZ DE FEDERICO y FONTBOTE, 1974, y la restante bibliografía citada al principio). Las diferencias más notables con respecto a la división anteriormente expuesta se refieren al llamado complejo nevado-filábride, ya que en la Sierra Nevada lo que se observa es una superposición tectónica —sobre el llamado antes «cristalino de Sierra Nevada»— de materiales de la Mischungszone constituidos por un conjunto de unidades, cada una de las cuales comporta no sólo rocas atribuibles a coberteras, sino también sus propios zócalos formados por rocas diferentes a las del «cristalino de Sierra Nevada».

A este respecto conviene resaltar que se dan dos tipos de mantos ne-

vado-filábrides (en rocas pertenecientes a la antigua *Mischungszone*): en un caso se da la repetición de una misma unidad compuesta en las dos láminas por las mismas rocas y la misma serie, con igualdad en todas las características de las rocas, de modo que el único criterio de superposición es cartográfico o tectónico (así, por ejemplo, la duplicación de la unidad de la Caldera ilustrada en la fig. 2). En el otro caso se superponen unidades en las cuales, además del criterio cartográfico, se dan criterios petrológicos y de diferente historia geológica para distinguirlas entre sí (por ejemplo, en la parte occidental del corte II-II' se observan superpuestas las unidades de Sabinas sobre Caldera y ésta sobre la de San Francisco).

En cuanto a la distinción, dentro de los alpujárrides, de rocas que constituyan un nuevo complejo (el citado de Ballabona-Cucharón) hemos de decir que dicha distinción no está claramente delineada en las rocas de las partes central y occidental de la cadena.

La división de la Zona Interna o Zona Bética queda, pues, del modo siguiente:

- Complejo maláguide
- Complejo alpujárride
- Complejo de Sierra Nevada

La denominación de complejo de Sierra Nevada y lo que éste comprende se expone en PUGA, DIAZ DE FEDERICO y FONTBOTE (1974) y está explicado por extenso en esta Memoria.

El acierto en la denominación de «complejo» para cada uno de los arriba indicados es discutido por alguno de los investigadores de las Cordilleras Béticas. Nosotros vamos a prescindir de tal denominación en este trabajo. Al mismo tiempo y para unificar en lo posible la redacción de las distintas Memorias de este proyecto usaremos el término «nevado-filábride» para referirnos a las rocas del complejo de Sierra Nevada, bien entendido que existen las salvedades ya indicadas. En consecuencia, para referirnos a las rocas de la Zona Bética que afloran en esta Hoja utilizaremos en cada caso las denominaciones:

- alpujárrides
- nevado-filábrides

Los depósitos neógenos y cuaternarios se reducen a una mínima área al noroeste de la Hoja. Los terrenos alpujárrides están situados en una franja del borde oeste de la Hoja y el resto de ésta se halla ocupado por los materiales nevado-filábrides.

Los materiales alpujárrides están representados por tres mantos, que son, de abajo-arriba: VIBORAS, TREVENQUE y GUAJARES.

De los dos primeros, se encuentran las dos formaciones típicas de todos los mantos alpujárrides: la formación detrítica basal y la formación carbonatada. Del último, sólo aflora la formación detrítica.

En todos los casos, encima de los materiales alpujárrides reposan los materiales de la Depresión de Granada, constituidos por depósitos del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario. Como reposan indistintamente sobre unos materiales u otros y no siempre son los mismos materiales neógenos, aparece con toda claridad el carácter transgresivo de estos últimos. Se puede afirmar, por tanto, sin ninguna duda, la existencia de una discordancia angular de primer orden entre unos y otros; el precisar la cantidad de tiempo implicada en esa discordancia es ya más difícil. Teniendo en cuenta que en ningún punto de las Cordilleras Béticas se ha encontrado en los materiales alpujárrides depósitos posteriores al Trías Superior o Lías como máximo (HOEPPENER et al., 1966), se puede estimar que la laguna estratigráfica existente abarca desde el comienzo del Lías hasta el Burdigaliense (GONZALEZ-DONOSO, 1967).

Parte de los terrenos de la Hoja son objeto de las siguientes tesis doctorales: GONZALEZ-DONOSO (1967) sobre los terrenos postorogénicos; GALLEGOS (1975) sobre los terrenos alpujárrides; PUGA (1971) sobre los materiales nevado-filábrides, y ARANA (1973) sobre yacimientos minerales.

1 ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

1.1 NEVADO FILABRIDE

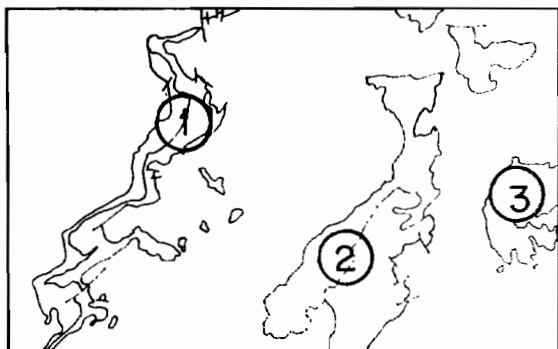
En regiones con rocas que han sufrido una historia geológica tan complicada como las pertenecientes a las unidades nevado-filábrides, existen múltiples superficies de discontinuidad tectónica de muy variada importancia. En un contexto de tectónica de mantos de corrimiento tipo alpino, indefectiblemente se encuentran retocados tectónicamente todos los contactos entre paquetes de rocas de distinta competencia. Así, por ejemplo, ocurre con las bases de los paquetes de mármoles en contacto con micasquistos. Un problema importante que se plantea en estos terrenos es el de identificar aquellas de estas superficies que corresponden a superficies mayores de cabalgamiento, a fin de determinar los límites de las unidades tectónicas, y poder diferenciar, en lo posible, las series estratigráficas.

Ya desde el comienzo de la moderna investigación en Sierra Nevada, PUGA (1971) adoptó un criterio que se ha probado eficaz en los terrenos nevado-filábrides y es el de usar como criterio de distinción entre las diversas unidades tectónicas, no simplemente el del grado de metamorfismo, sino el del tipo de metamorfismo que refleja el gradiente de presión/temperatura sufrido por los diversos grupos de rocas. De modo que cuando un conjunto de rocas está limitado por una superficie tectónica y dicho límite coincide con un cambio en el tipo de metamorfismo, entonces estamos delimitando una verdadera unidad tectónica.

CUADRO NUM. 1

Unidades	Formaciones litológicas	Superficie separación	Potencia	Metamorfismo Prealpino	Metamorfismo Eoalpino	Metamorfismo Alpino s. str.
Alpujárride						
		corrimento				
Formación de mármoles conglomeráticos y metacálcinita	Tramo de micasquistos de grano fino (ξ) Tramo de mármoles brechoideos (Δ)		100 m.			Esquistos verdes
		discordancia				
Unidad de las Sabinas	Formación de mármoles cipolínicos (ΔM) Formación de micasquistos (ξ_{chzke}) Ortogneises fengíticos (ζ_m) Serpentinilitas (Σ)		100 m. 200 m. 40 m. afloram. máx. de 350 X 100 m.		Esquistos verdes glaucofaníticos	Anfibolitas de Ab-Ep (y Anfibolitas almandínicas)
		corrimento				
Formación de mármoles conglomeráticos y metacálcinitas	Tramo de micasquistos de grano fino (ξ) Tramo de mármoles brechoideos (Δ)		100 m.			Esquistos verdes
		discordancia				
Unidad de la Caldera	Formación de mármoles con granates (ΔM_G) Formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos (ξ_{ph}) Formación de micasquistos con grafito, cloritoide y distena (ξ_{ked}) Anfibolitas eclogíticas (ξA) Ortogneises pegmatoides (ζ) Serpentinilitas (Σ)		40 m. 300 m. 150 m.	Regional Esquistos verdes	Esquistos verdes glaucofaníticos Eclogitas	Anfibolitas de Ab-Ep (y Anfibolitas almandínicas)
		duplicación				
		corrimento		De contacto Corneanas hornbléndicas		
Unidad de San Francisco	Formación de micasquistos (ξ_{dk})		200 m.		Anfib. de Ab-Ep o Esq. verd. glauc.	Probable Anfib. de Ab-Ep
		corrimento				
Unidad de las Yeguas	Formación de micasquistos y cuarcitas feldespáticas (Γ) Formación de micasquistos grafitosos (ξ_{vpdb}) Serpentinilitas (Σ)		200 m. 3.100 m. 250 X 150 m.		Esquistos verdes	Esquistos verdes (y Anfibolitas almandínicas)
		no visible				

COLUMNAS LITOLÓGICAS DE LOS NEVADO-FILABRIDES



Situación de las columnas

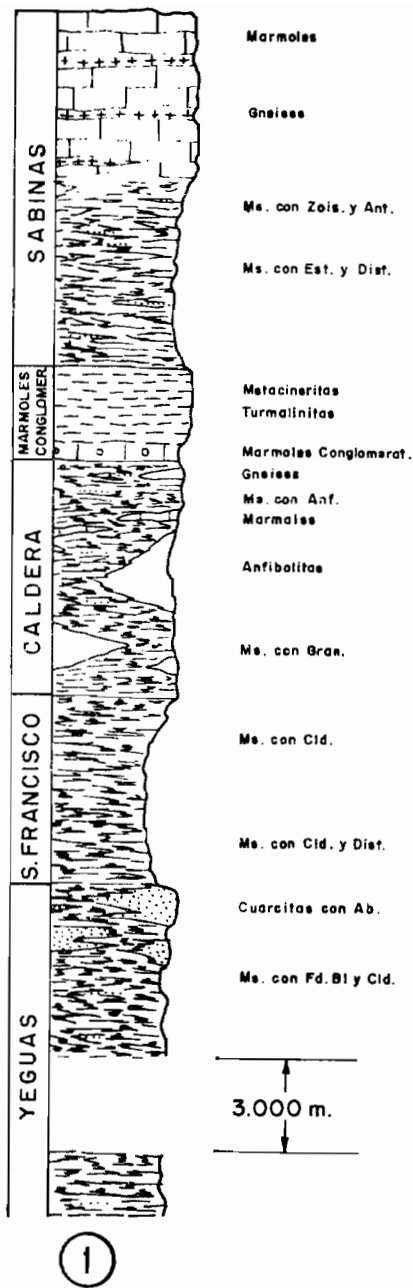
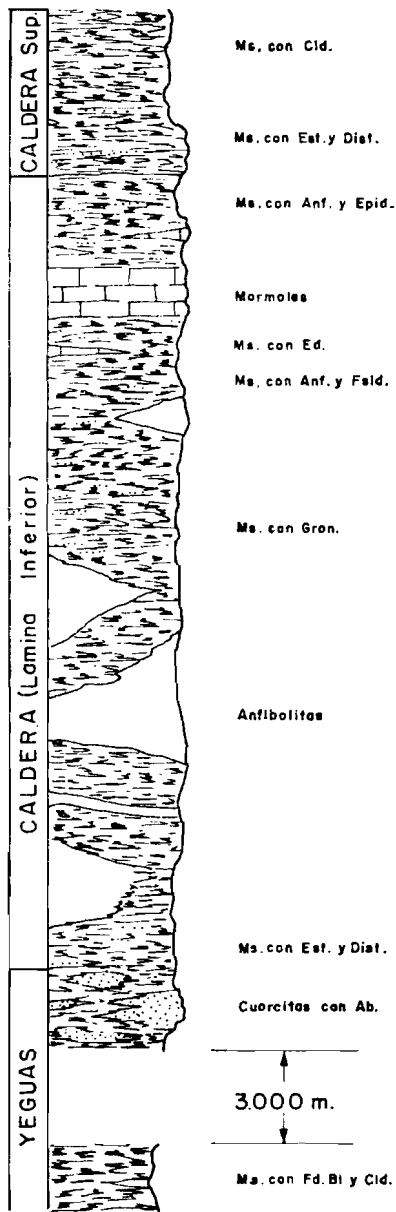
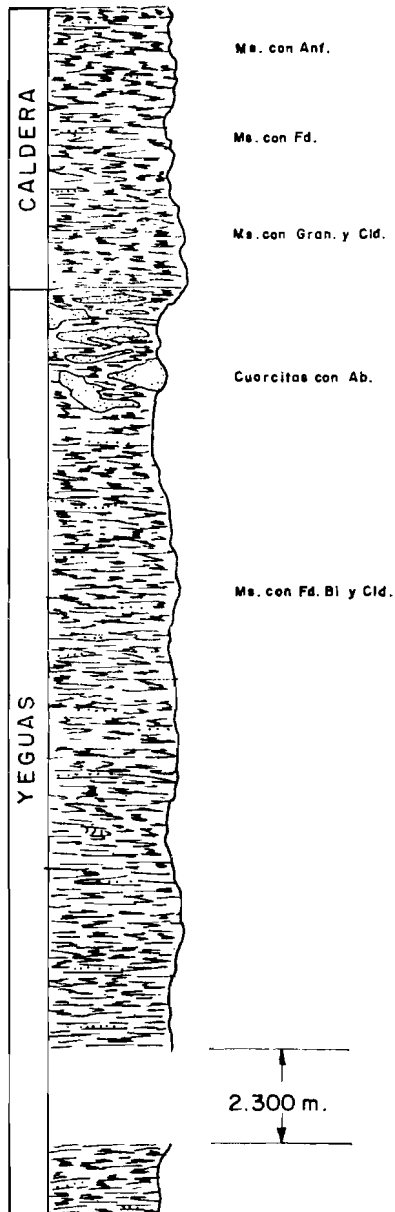


Figura 1.



2



3

En el cuadro núm. 1 se exponen las diversas unidades nevado-filábrides distinguidas dentro de la Hoja de Güejar Sierra, y se indican: la litología de origen sedimentario (ahora representada por rocas metamórficas), las potencias (bien entendido que se refieren a potencias secundarias, esto es, medidas perpendicularmente a la esquistosidad más patente); estas potencias no representan la potencia originaria del sedimento, pero pensamos que no ha de diferir en mucho de aquella, ya que el engrosamiento debido a plegamiento viene a ser compensado por la compactación, «flattening» y procesos metamórficos; también se expresan en el cuadro 1 el tipo de relación de cada unidad con las que están por encima y por debajo de ella, y los tipos de metamorfismo sufridos por cada unidad en cada fase de la historia metamórfica prealpina y alpina.

En consecuencia, se han podido distinguir en los terrenos nevado-filábrides de la Hoja las siguientes unidades; de techo a muro:

Formación de mármoles conglomeráticos y metacineritas (*)

Manto del Mulhacén	}	Unidad de las Sabinas
		Unidad de la Caldera
		Unidad de San Francisco
Manto del Veleta		Unidad de las Yeguas

Para una comprensión más clara de la disposición de estas rocas y unidades se insertan las columnas litológicas de la figura 1. A la izquierda de la figura se puede ver el mapa geológico con indicación de las zonas donde se han levantado las columnas.

A continuación efectuamos la descripción de los materiales de cada unidad; hacemos dicha descripción en el orden de superposición actual de los terrenos y comenzamos por la unidad más profunda.

1.1.1 UNIDAD DE LAS YEGUAS DEL MANTO DEL VELETA

El nombre de esta unidad se ha tomado de la laguna de las Yeguas, al oeste del pico Veleta. Las rocas que componen esta unidad son, por lo general, de tonos oscuros, grises o negro, salvo raramente los micasquistos, que localmente presentan tonalidades doradas, y las cuarcitas feldespáticas del techo de esta unidad, que son de color gris claro o crema.

La base de esta unidad no es visible, por lo que la potencia aproximada de 3.300 m. es la mínima. Sobre la unidad de las Yeguas se encuentran, su-

(*) En esta posición y también entre las unidades de las Sabinas y de la Caldera.

perpuestas por corrimiento, las unidades de la Caldera y localmente la de San Francisco, como puede observarse en el mapa. Conviene hacer resaltar el hecho de la gran diferencia de potencia entre esta unidad y las que le están superpuestas, sobre todo si se tiene en cuenta que en la unidad de las Yeguas pensamos que sólo están representados los materiales del basamento prehercínico y posiblemente una pequeña potencia de materiales pérmicos. Los basamentos de las unidades del Manto del Mulhacén, corrido sobre esta unidad de las Yeguas, apenas alcanzan los 200 m.

El Manto del Veleta aflora en toda la Sierra Nevada como una gran ventana tectónica rodeada por los terrenos del Manto del Mulhacén. En nuestra Hoja se observa, al oeste de la misma, el borde occidental de la ventana tectónica indicada. En el resto del mapa la unidad de las Yeguas soporta sobre sí diversos isleos tectónicos de variada magnitud, pertenecientes a la unidad de La Caldera.

Macroscópicamente, se distinguen las rocas de esta unidad, además de por sus colores oscuros debidos a la presencia de abundante grafito, por la abundancia de venas y filones de cuarzo de segregación, por el pequeño tamaño general de los cristales visibles a ojo desnudo (raramente superan los 3 mm.) y por la presencia muy generalizada de una linearidad de crenulación fácilmente distinguible. Muestran estas rocas además una esquistosidad patente, que generalmente es la segunda esquistosidad alpina de plano axial de pliegues similares. Otras características se indican en la Memoria de la Hoja de Aldeire (DIAZ DE FEDERICO, 1975).

Describiremos ahora las formaciones de rocas de la unidad de las Yeguas y lo haremos de arriba a abajo.

1.1.1.1 Formación de cuarcitas feldespáticas ($\text{¿P-T}_A\text{?Y}$) y micasquistos feldespáticos

Esta formación de rocas feldespáticas está formada por una alternancia de cuarcitas feldespáticas ($\text{¿P-T}_A\text{?Y}$) y micasquistos feldespáticos. Dicha alternancia puede corresponderse a una alternancia originaria de sedimentos pelíticos y psamíticos en varios lechos, o bien a un solo episodio psamítico coronando la sedimentación pelítica, ya que la actual alternancia puede deberse a la tectónica, por medio del mecanismo de plegamiento isoclinal con engrosamiento de charnelas y adelgazamiento de flancos, ulterior ruptura de flancos e imbricación de los trozos resultantes mezclados.

Las cuarcitas referidas se presentan, a veces, como itacolumitas, es decir, una roca separada en láminas de poco espesor y muy deleznales, se abren con facilidad y se desmenuzan con poco esfuerzo. Esta menor resistencia a la erosión es debida al retrometamorfismo sufrido por la roca en una etapa avanzada de su historia.

Los minerales actualmente existentes en estas rocas incluyen, en diversa proporción:

Cuarzo, Mica incolora, Albita, Clorita, Granate, Zircón, Turmalina, Apatito.

1.1.1.2 Formación de micasquistos grafitosos con feldespato, cloritoide y biotita (CA-H (ζ PC?) $\xi_{v\text{pdb}}$)

La formación anteriormente referida de cuarcitas y micasquistos feldespáticos (ζ P-T α ? Υ) apenas si alcanza los 200 m. de potencia. El resto de la potencia de la unidad de las Yeguas está representada por los micasquistos de la formación que ahora describimos. Dentro del potente paquete de estos micasquistos se presentan algunas intercalaciones de cuarcitas y algunas micacitas.

Pueden distinguirse en el campo diversos tipos de micasquistos, por ejemplo los que presentan cloritoide y que siempre son de color negro por su extraordinaria riqueza en grafito y en los que se distingue a simple vista el cloritoide. Pero su separación cartográfica a escala 1:50.000 es imposible por diversas razones: en primer lugar por la poca potencia de la mayoría de los niveles distinguibles y además por la discontinuidad e imbricación con que se presentan mezclados con otros tipos de micasquistos. Aún efectuada a escala apropiada, la cartografía de los diversos tipos de micasquistos presentaría la complicada imagen de las piezas de un rompecabezas, que daría poca información acerca de la disposición de las rocas, salvo el hecho de la complicadísima historia que han sufrido.

Petrológicamente pueden separarse tres tipos fundamentales de micasquistos y su distinción se hace sobre la base de la presencia o ausencia de uno de estos dos minerales: cloritoide o feldespato. La biotita, en general, presente en todos los micasquistos de esta unidad la tomamos convencionalmente para denominar aquellos micasquistos en que están ausentes los dos minerales indicados. Así podrían distinguirse micasquistos con cloritoide, micasquistos con feldespato y micasquistos con biotita. Unos y otros alternan repetidas veces a lo largo de la columna y los que se distinguen más claramente en el campo, como ya hemos indicado, son los de cloritoide por ser siempre micasquistos especialmente grafitosos.

Los minerales que presentan estas rocas son los siguientes:

Cuarzo + Mica incolora + Biotita \pm Cloritoide \pm Plagioclasa + Epidota + Turmalina \pm Granate + Grafito + Mena metálica opaca + Sericita + Clorita.

1.1.1.3 Anfibolitas (ξ A)

Las anfibolitas son poco abundantes en esta unidad. Tienen formas estratoides o lenticulares y se encuentran en la parte media y alta. Su color es

verde oscuro, con tonalidades amarillentas. Presentan patente esquistosidad, lo que hace difícil su distinción de los micasquistos, entre los que se encuentran. La textura de estas anfibolitas es nematoblástica.

Los minerales que presentan esta roca son:

Actinolita, Albita, Biotita, Epidota, Titanita, Cuarzo, Rutilo, Turmalina, Apatito, Oligisto, Mica blanca, Leucoxeno (alt. de la titanita).

1.1.1.4 **Serpentinitas** (Σ)

Las serpentinitas tienen escasa representación en esta unidad. Sin embargo, presentan un afloramiento de relativa importancia en el Barranco de San Juan.

Son, en general, rocas de color verde claro y esquistosidad, pero hacia el interior de los afloramientos se presentan más compactas.

Los minerales presentes en esta roca son:

Antigorita, Espinelas (Cromita y magnetita), Restos de olivino, Restos de Piroxeno.

Hacia la parte externa de los cuerpos de serpentinita suelen presentarse Talcocitas y Anfibolitas. Estas últimas están constituidas por un entramado de tremolita y algo de clorita y pirita. También se encuentra, en el afloramiento del Barranco de San Juan, hacia la base, un nivel de unos 30 cm. de albitita.

1.1.1.5 **Epidotitas** (KC_2)

Roca de color amarillo limón o gris oscuro, debido a la abundancia de mena metálica. Presenta una cierta orientación preferencial en concordancia con las superficies de esquistosidad de las rocas encajantes.

Los minerales de esta roca son:

Zoisita, Mena opaca, Titanita, Cuarzo y Mica blanca intersticial.

1.1.1.6 **Edad**

Sobre la edad de estas rocas ya hemos indicado nuestra opinión. No se dispone de fósiles y las congruencias y correlaciones en que podemos apoyarnos serán expuestas en el capítulo de historia geológica.

1.1.2 MANTO DEL MULHACEN

El nombre de esta unidad proviene del pico del Mulhacén (PUGA, 1971), en el que están bien representados estos materiales. Sus rocas presentan

una amplia variedad litológica y pueden ser cartografiadas a la escala 1:50.000 por presentar relativa continuidad y determinados niveles guía.

1.1.2.1 Unidad de San Francisco del Manto del Mulhacén

Toma su nombre esta unidad de los peñones de San Francisco, en cuya proximidad aflora. Esta denominación, así como la identificación de los materiales que la constituyen, se usa por primera vez en esta publicación.

Es norma de lógica el no multiplicar los nombres sin necesidad, y hemos intentado asimilar los materiales de esta unidad a alguna de las ya establecidas, pero este intento presenta por ahora dificultades insalvables. Las rocas que la constituyen recuerdan en su composición a las de la unidad de la Caldera y, sin embargo, no tienen ninguno de los rasgos característicos de dicha unidad. Por esto es una exigencia del rigor científico el individualizar estas rocas en unidad distinta. Las rocas de la unidad de San Francisco se encuentran superpuestas por corrimiento a las de la unidad de las Yeguas; y están situadas debajo de los materiales de la unidad de la Caldera.

La unidad de San Francisco presenta hacia su base un paquete de poca potencia de micasquistos oscuros y sobre éstos una más potente serie de micasquistos claros de color dorado, en los que se aprecia con facilidad, en general, a simple vista un cloritoide verde (en contraste con el color negro, debido a las inclusiones de grafito, que presentan los cloritoides de las otras unidades). La potencia total de esta unidad alcanza los 200 m.

Sus rocas presentan una esquistosidad bien patente, la segunda alpina de plano axial de pliegues isoclinales. Una nota característica de esta unidad es la aglomeración de cloritoide verde que se presenta en fracturas.

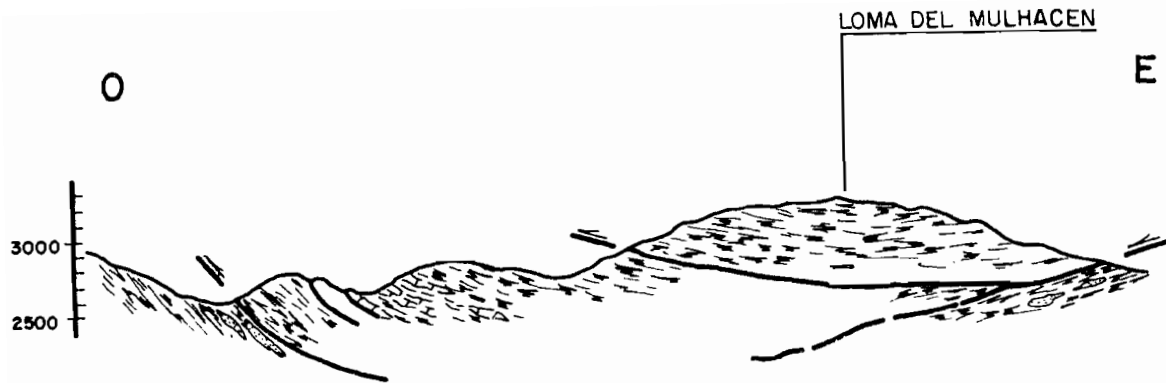
Los minerales presentes en estas rocas son:

Cuarzo, Cloritoide, Distena, Mica blanca, Turmalina, Rutilo, Mena opaca.

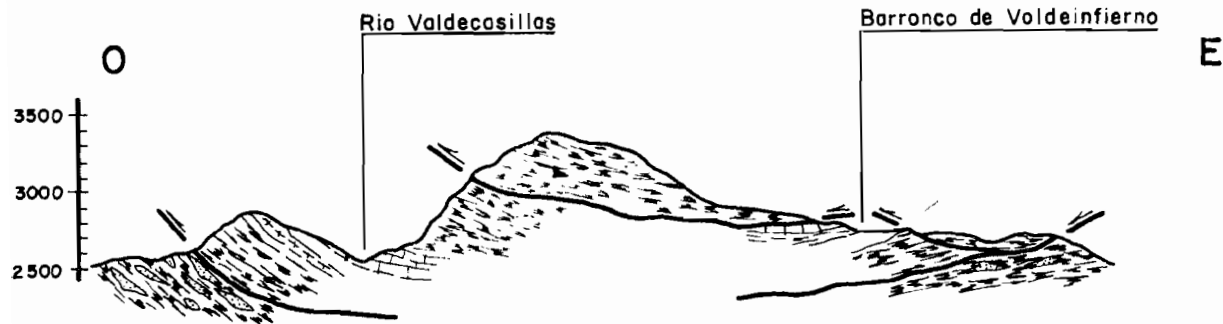
1.1.2.2 Unidad de la Caldera del Manto del Mulhacén

El nombre de esta unidad proviene de la Laguna de la Caldera, al oeste del pico Mulhacén, donde están bien representadas sus rocas (PUGA, 1971). Estas presentan una amplia variedad litológica, que se corresponde con variedad de colores, lo que permite una fácil distinción de sus distintas formaciones y tramos.

Aflora la unidad de la Caldera corrida sobre el manto del Veleta, salvo en la limitada extensión en que se encuentra sobre la unidad de San Francisco, y está situada bajo las rocas de la unidad de las Sabinas. La superficie de contacto entre estas dos unidades (Caldera y Sabinas) es tectónica y creemos que se trata de corrimiento. En abundantes lugares y entre las referidas unidades de la Caldera y de las Sabinas se encuentra la Formación de mármoles conglomeráticos y metacineritas, que, como explicaremos más adelante, cons-



Corte al Sur del Pico del Mulhacén



Corte al Norte del Pico del Mulhacén

Figura 2.

tituye un episodio de sedimentación intraorogénica coetánea con erupción volcánica, de modo que dichos mármoles conglomeráticos se encuentran discordantes sobre la Caldera y pellizcados por el corrimiento de las Sabinas.

La mayor parte de las rocas de la unidad de la Caldera se encuentran formando varios isleos tectónicos de diversa magnitud, reposando sobre las rocas de la unidad de las Yeguas.

Tiene interés el señalar la duplicación tectónica que tiene lugar dentro de la unidad de la Caldera y cuyo frente atraviesa la Hoja aproximadamente de SO a NE desde la mitad sur del mapa. Esta duplicación se reconoce fácilmente, ya que se muestran en gran extensión los materiales de la base de la unidad situados sobre toda la serie completa de rocas —tanto de la cobertura como del basamento— de la propia unidad. La raíz de la lámina inferior sobrecorrida se encuentra bajo los materiales del isleo, ya que en la parte oriental de éste no afloran las rocas de la lámina inferior, sino que está en contacto directo la lámina superior con la unidad de las Yeguas (fig. 2).

Hacia la mitad occidental del mapa pueden observarse múltiples isleos de la unidad de la Caldera, así como afloramientos de las cuarcitas feldespáticas que marcan el techo de la unidad de las Yeguas. Este hecho es debido a que la superficie topográfica actual coincide aproximadamente con la superficie de corrimiento a lo largo de la cual se superpuso la unidad de la Caldera a la unidad de las Yeguas.

Dentro de la unidad de la Caldera se distingue, de arriba a abajo:

1.1.2.2.1 *Formación de mármoles con granate* ($\delta T_x \Delta M_G$)

Los mármoles de la unidad de la Caldera tienen colores amarillos o pardos y se trata de mármoles impuros, por lo que durante el metamorfismo se han formado silicatos. Se presentan como lentejones discontinuos de espesor variable, con un máximo de potencia de unos 40 metros. Alternan con micasquistos claros, en general, aunque en las proximidades de la carretera de Granada al Veleta se encuentran algunos afloramientos de estos mármoles muy replegados en alternancia con micasquistos oscuros.

Se encuentran algunos afloramientos de mármoles en contacto con anfíbolitas y en la zona de contacto se encuentran rocas de naturaleza intermedia, como son mármoles anfibólicos o epidotitas.

Los minerales que actualmente pueden encontrarse en los mármoles de la unidad de la Caldera son:

Calcita, Dolomita, Hornblenda, Cumingtonita, Cloritas, Epidotas, Cuarzo, Albita, Granate, Olivino, Diópsido, Menas, Biotita, Mica incolora, Titanita.

Los micasquistos que alternan con los mármoles son del tipo que describimos a continuación.

1.1.2.2.2 *Formación de micasquistos feldespáticos (ξ_{Fh}) y ortogneises (ζ)*

Se reconoce en el terreno la presencia de esta formación de micasquistos por los colores claros, usualmente verdosos, que presentan. Ofrece dos variedades extremas: micasquistos feldespáticos y micasquistos anfibólicos y toda la gama intermedia. Ha de advertirse que, alternando con los micasquistos claros se dan algunos lechos de micasquistos oscuros, como puede observarse en el barranco del Mulhacén y Loma Pelada (distinguidos en la cartografía).

La mineralogía que presenta estas rocas es la siguiente:

Mica incolora, Cuarzo, Anfíbol, (alg. glaucófana), Albita, Granate, Clorita, Turmalina, Epidota, Rutilo, Apatito, Mena opaca.

1.1.2.2.3 *Formación de micasquistos con distena y estaurólita (ξ_{Ked})*

La nota inmediata que distingue a esta formación de la anterior es la presencia de colores oscuros en los micasquistos por la presencia de grafito. Pero dentro de la formación existen características muy llamativas que autorizan a separar dos tramos, no distinguibles a la escala del Mapa.

1.1.2.2.3.1 Tramo de micasquistos con cloritoide y granate

Constituye la parte superior de la formación y presenta una alternancia de micasquistos en los que se observan cristales de cloritoide que llegan a alcanzar varios centímetros, y micasquistos sin cloritoide, en los que se puede observar la presencia de granates que llegan a alcanzar el centímetro de diámetro. Sin embargo, no se entienda que el granate está ausente en el tipo de micasquistos con cloritoide. En algunos niveles de estos micasquistos puede observarse láminas delgadas de varios centímetros cuadrados de superficie constituidas por sericita y que pensamos son el producto final de la transformación de anteriores porfidoblastos. Los actuales aglomerados de sericita se encuentran aplastados según la geometría de la esquistosidad más aparente.

Los minerales constituyentes de estas rocas son:

Cuarzo, Mica incolora, Granate, Cloritoide, Grafito, Biotita.

1.1.2.2.3.2 Tramo de micasquistos con distena y estaurólita

Posiblemente constituye esta roca el tipo de micasquistos más interesante, tanto a escala de afloramiento como en su estudio al microscopio. En este micasquisto se conservan rasgos de metamorfismo y deformaciones prealpi-

nas, y es en esta roca donde se descubren rasgos inequívocos de un metamorfismo término, que muy verosíblemente puede clasificarse de contacto (Cfr. PUGA, 1971, y PUGA, FONTBOTE y MARTIN-VIVALDI, 1975).

Presenta la roca un aspecto corneánico: gran densidad y compacidad, se escinde en bloques, generalmente, y no en lascas. Presenta cristales de excepcional tamaño entre las rocas de la región; antiguos cristales de andalucita, pseudomorfizada por distena, de hasta 30 cm.; agrupaciones de pequeños granates que pseudomorfizan antigua biotita (de la que aún se conservan restos) de 1-2 cm.; estaurólitas de 2-3 cm. La existencia de minerales tan aparentes permiten distinguir la roca con gran facilidad. Los cristales referidos no guardan en su disposición una orientación preferencial, sino que se hallan dispuestos al azar en la roca.

En ciertos afloramientos de este tramo, la roca se conserva con las características indicadas en todos sus aspectos, pero en otros se observan los efectos de retrometamorfismo y deformación de modo que, por ejemplo, los pseudomorfos de distena y los cristales de estaurólita se encuentran aplastados y transformados en agregados de sericita y cloritoide. Generalmente a mayor avance de la transformación mineralógica corresponde mayor deformación hasta el extremo de constituir delgadas láminas de agregados de sericita, como las citadas al describir el tramo anterior de micasquistos con cloritoide y granate.

En verdad que los afloramientos de este tramo son relativamente escasos. Este hecho se explica por su poca potencia (en el caso de máxima potencia se trata de unas decenas de metros) así como por constituir esta roca la base del manto de corrimiento y así verse afectada por reducción tectónica.

Actualmente las rocas de esta formación contienen:

Cuarzo, Mica incolora, Granate, Biotita, Distena, Estaurólita, Cloritoide, Grafito.

1.1.2.2.4 *Anfibolitas (ξA) de la unidad de la Caldera*

La simple observación del mapa hace resaltar la importancia de esta roca. Aflora siempre en la lámina inferior de la aludida duplicación de la unidad de la Caldera y puede afirmarse que se trata de eclogitas que en la actualidad manifiestan un grado mayor o menor de paso a anfibolitas de albíta epidota. Pero en muchos de los afloramientos se conservan las características mineralógicas de la eclogita. Esta eclogita puede clasificarse en el grupo C de COLEMAN et al. (1965) por la presencia de glaucófana y epidota, aún cuando también contienen distena y talco algunas de las eclogitas de la Hoja de Gúejar Sierra. Presentan, desde luego, los minerales característicos de esta roca: onfacita y granate (almandino). También muestran la típica transformación del piroxeno a anfíbol (en el centro) y granate (en corona en los bordes)

así como la transformación del piroxeno jadeítico a simplectita, que en estas rocas presenta un crecimiento mirmequítico de anfíbol y albíta en lugar del descrito de dióxido y albíta.

En las rocas anfíbolíticas, además de los minerales ya señalados existen:

Anfíbol verde-azul, Clorita, Epidota, Albíta, Cuarzo, Mica incolora, Mena opaca, Rutilo.

1.1.2.2.5 *Serpentinitas* (Σ)

Son muy escasos los afloramientos de serpentinitas en la unidad de la Caldera y apenas representables a escala 1:50.000. Es roca de color verde grisáceo con tonalidades más o menos oscuras, muy esquistosas y fácilmente exfoliable. Tienen tacto muy suave, debido a la presencia de pirofilita y/o talco.

Los minerales que presentan son:

Antigorita, Crisotilo, Lizardita, Cloritas, Pirofilita, Dióxido, Menas, Talco.

1.1.2.3 **Unidad de las Sabinas del Manto del Mulhacén**

El nombre de esta unidad se ha tomado del Collado de las Sabinas, donde se inicia esta unidad en la carretera de Granada al Veleta (PUGA, 1971). Las rocas de esta unidad presentan también amplia variedad litológica, de modo que comprende mármoles, gneises, serpentinitas y diversos tipos de micasquistos y algunas cuarcitas.

Aflora sobre las rocas de la unidad de la Caldera, aunque ha de advertirse que de modo discontinuo, pero frecuente, se encuentra, entre ambas unidades del manto del Mulhacén, la formación de mármoles conglomeráticos y metacineritas. Encima de los materiales de la unidad de las Sabinas se encuentran los alpujárrides, si bien hay que efectuar la salvedad, aquí también, de la existencia de la formación de mármoles conglomeráticos y metacineritas pellizcada entre los alpujárrides y los nevado-filábrides, de modo que reposan en discordancia (retocada tectónicamente) sobre las rocas de las Sabinas y han sido sobrecorridos por los materiales alpujárrides.

Las rocas de esta unidad presentan, como todas las rocas nevado-filábrides una esquistosidad patente (la segunda alpina), aunque cuando localmente se vea oscurecida por una crenulación posterior. En estas rocas no se observan rasgos del metamorfismo térmico. Sus afloramientos se localizan sólo en la parte occidental de la Hoja.

Dentro de la unidad de las Sabinas hemos distinguido:

1.1.2.3.1 *Formación de mármoles* ($\dot{\Delta}T_A \Delta M$) y *ortogneises* ($\dot{\Delta}T_{sm}$)

Se diferencia esta formación de su equivalente en la unidad de la Caldera en que los mármoles aquí son más puros y más potentes (sobrepasan la cen-

tena de metros). Los hay amarillentos, pero abundan los fajeados (blanco y azul o gris azulado) y blancos. A la calcita y dolomita acompañan en pequeña cantidad la mica blanca, el cuarzo y la mena opaca. Otros minerales que, a veces, se encuentran en estos mármoles son: plagioclasa, anfíbol, clorita, epidota, titanita y en ínfima cantidad biotita.

Los gneises son abundantes en la unidad de las Sabinas; forman bancos interestratificados, que alternan con las rocas de origen sedimentario, mármoles y micasquistos. La potencia máxima que alcanzan es de unos 40 m., pero generalmente se presentan en capas decimétricas o métricas. El color de esta roca va de gris claro a blanco y se presenta usualmente como gneis de ojos (los ojos de 2-3 cm.) o gneis bandeado con capitas más oscuras ricas en mica y turmalina, que a veces marcan pliegues isoclinales.

Los minerales que constituyen esta roca son:

Cuarzo, Feldspato sodopotásico, Plagioclasa, Microclina, Biotita, Fengita, Turmalina, a los que pueden acompañar: Epidota, Granate, Apatito, Titanita, Zircón, Rutilo, Oligisto, Magnetita.

1.1.2.3.2 *Formación de micasquistos granatíferos* (Ξ_{chzke})

Esta formación, salvo algunos niveles cuarcíticos, está formada por micasquistos de color gris acerado o pardo. Es roca, en general compacta, que se escinde en bloques pequeños, aun cuando algunos niveles son más esquistosos o exfoliables en lájas. Sin embargo, todos los micasquistos presentan esquistosidad patente.

Dentro de esta formación podrían distinguirse, de techo a muro, las siguientes clases generales de micasquistos: micasquistos con zoisita y anfíbol, micasquistos con estaurolita y distena y micasquistos con granates y feldspatos.

En general, además del cuarzo y la mica blanca, en cada variedad de micasquistos hay de 3 a 8 minerales de entre los siguientes:

Granate, Albita, Epidota, Cloritoide, Distena, Anfíbol, Estaurolita, Titanita, Mena metálica, Turmalina, Carbonato, Biotita y Clorita.

1.1.2.3.3 *Serpentinitas, de la Unidad de las Sabinas* (Σ)

Los afloramientos de serpentinita están alineados en una dirección aproximadamente N 40° E. Los contactos con las rocas de origen sedimentario son discordantes y cortan mármoles y micasquistos. Es roca de color verde claro y bastante esquistosa, salvo en los afloramientos de mayor potencia, en donde la roca es más compacta hacia el interior y toma un color verde oscuro.

Los minerales que presentan son:

Serpentina (antigorita y abundante crisotilo), Espinelas.

En el interior de las masas más compactas se encuentran nódulos más resistentes de 4-6 mm. formados por olivino y augita parcialmente serpeninizados.

1.1.3 FORMACION DE MARMOLES CONGLOMERATICOS Y METACINERITAS

Esta interesante formación fue descrita por PUGA (1971) y posteriores investigaciones han precisado una hipótesis de su origen (DIAZ DE FEDERICO y PUGA, 1974). Los estudios posteriores y el reconocimiento de más numerosos afloramientos ratifican aquellas ideas; se trata de un episodio intraorogénico de la orogenia alpina, durante el cual se sedimentan carbonatos que engloban cantos y bloques de variadas litologías y tamaños; también se dan carbonatos más puros, así como erupción de cineritas, al mismo tiempo que se depositan los carbonatos (tufitas), o finalmente se da episodio de erupción que acumula potencias apreciables de cineritas.

Aun cuando la secuencia descrita resulta en alternancia de unas y otras rocas, lo común es que la fase de tufitas se encuentre en la base y las cineritas encima. Estas rocas sufrieron fases posteriores de metamorfismo y deformación (PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976) que han dado como resultado las rocas que describimos a continuación:

1.1.3.1 Tramo de micasquistos de grano fino y filitas (T_{1-1}^{A-Ba} ξ) con diferenciación de turmalinitas (Kt)

La roca resultado del metamorfismo de las cineritas es un micasquisto de grano fino o filita, notablemente distinta de las filitas alpujárrides, que existen en las proximidades. En efecto, se trata de una roca compacta de grano fino o muy fino, que con notable frecuencia presenta unas amígdalas aplanadas o lechos discontinuos, poco potentes, de color negro que resultan ser turmalinas. Los afloramientos de esta roca en la Hoja de Gúejar Sierra se encuentran limitados a la parte occidental de la Hoja y al este del contacto con los alpujárrides, pero de su importancia dará testimonio la extensión que ocupan en la cartografía.

Se encuentra la roca en dos situaciones en la columna: está situada entre la unidad de la Caldera y la unidad de las Sabinas, y entre la unidad de las Sabinas y los alpujárrides. Este hecho es coherente con la explicación que hemos dado para su origen. Si, en verdad, esta roca se ha depositado en un momento intraorogénico en que ya existía una primitiva disposición en mantos, lógicamente habría de encontrarse indistintamente sobre Caldera y sobre Sabinas; y al superponerse tectónicamente las Sabinas sobre la Caldera, y los alpujárrides sobre las Sabinas, es de esperar que la roca se encuentre donde realmente se encuentra, es decir, pinzada entre alpujárrides y la unidad de las Sabinas, y entre la unidad de las Sabinas y la de la Caldera.

El micasquisto de grano fino o filitas presenta los siguientes minerales:

Cuarzo, Mica incolora, Clorita, Albita, Turmalina, Rutilo, Mena metálica opaca.

1.1.3.2 Formación de mármoles brechoides ($T_{1-1}^{A-Ba} \Delta$)

Hemos respetado la denominación original (PUGA, 1971) de «mármoles conglomeráticos» para la formación. En algunos afloramientos puede ser aplicada con propiedad dicha denominación, pero en la generalidad de los afloramientos los cantos preponderantes son angulosos y puede hablarse más propiamente de «mármoles brechoides».

Se puede aplicar a esta roca lo dicho en la descripción de la anterior, respecto a situación y génesis. Los llamados «Mármoles conglomeráticos» son el resultado de las fases de metamorfismo y deformación alpinas s. str. Se trata de una roca de matriz carbonatada, no muy recristalizada, impregnada de óxidos de hierro, lo que le da colores amarillo-marrón, y que presenta, además del carbonato (calcita) mica incolora, cuarzo, plagioclasa y titanita.

Los cantos son extraordinariamente heterométricos: desde microscópicos hasta decenas de metros, y son de naturaleza varia: mármoles bien recristalizados, micasquistos, cuarcitas y gran abundancia de cantillos de metacinerita de igual naturaleza que la roca descrita en el apartado anterior.

Se da en esta Hoja un tipo especial de «mármol conglomerático» cuyos cantos están compuestos de amígdalas formadas por moscovita y clorita con abundantes cristales idiomorfos de rutilo y turmalina (variedad elbaita).

1.2 ALPUJARRIDES

Como se ha dicho en la introducción, todas las rocas alpujárrides se pueden clasificar en dos grandes formaciones litológicas: una formación detrítica basal y una formación carbonatada suprayacente.

En los dos mantos más bajos tectónicamente, es donde afloran mejor representadas ambas formaciones. En el más alto, de los Guájares, sólo aflora en esta Hoja la formación detrítica y en sus términos más bajos.

Las rocas detríticas son metamórficas en su totalidad en sentido de TURNER (1968). Por ello se obtiene poco rendimiento cuando se estudian con las técnicas estratigráficas usuales. Es más útil abordar su análisis con los métodos mineralógicos-petroológicos, más indicados.

Las rocas carbonatadas, que podrían dar mayor rendimiento, decepcionan algo también debido a la notable recristalización que han sufrido en su mayoría; sólo las de la unidad tectónica inferior (manto de Víboras), que aflora algo extensamente en esta Hoja, menos recristalizadas, pueden darnos algunos datos; les dedicaremos una relativa mayor atención.

1.2.1 LA FORMACION DETRITICA EN EL MANTO DE GUAJARES (CA-H₂SiO₃)

En este manto las rocas detríticas basales son siempre, en este sector, esquistos de metamorfismo de grano medio, indicado por la presencia de minerales tales como almandino y estauroлита.

Después de minuciosos análisis de numerosas muestras, estamos en condiciones de afirmar que representan materiales del zócalo prealpino removilizados en el ciclo alpino. Se trataría, por tanto, en el caso de este manto, de un típico manto de zócalo, en la que la cobertera alpina se ha despegado más o menos y siempre muestra un grado bastante más bajo de metamorfismo, debido al «efecto de zócalo» detectado ya hace tiempo por FONTEILLES y GUITARD (1964).

Entre los bancos o techos micasquistos con abundante grafito, al que se deben los tonos oscuros de estas rocas prácticamente siempre (también colaboran los óxidos e hidróxidos de hierro liberados de los granates, y de la biotita concretamente), se encuentran también bancos más cuarcíticos. Son precisamente estos bancos más cuarcíticos los que nos ilustran sobre la compleja historia de esfuerzos sufridos por estas rocas, debido a que se presentan «abudnados» en diferentes direcciones. Junto con ellos, aparecen también abundantes filones de cuarzo de exudación, igualmente abudnados, estirados, rotos y recristalizados.

1.2.2 LA FORMACION DETRITICA EN LOS MANTOS DE COBERTERA (P-T_h, f_h)

Los dos mantos tectónicos más bajos, Víboras y Trevenque, son mantos de cobertera exclusivamente, al menos en el sector comprendido aquí.

Su formación detrítica consiste en una serie bastante monótona de metapelitas y cuarcitas que alternan sin ritmicidad clara. En general, las cuarcitas son, en conjunto, minoritarias.

En cuanto al color de las filitas y cuarcitas, tampoco se puede establecer ninguna norma. Se encuentran los más variados, desde el gris hasta el morado, pasando por amarillos, verdes, rojos y azules; predominan claramente, sin embargo, los tonos gris-azulados en conjunto, aunque parece haber una tendencia hacia los rojos conforme las condiciones de metamorfismo han sido menos severas (manto de Víboras).

En cuanto a la potencia cabe hacer algunas observaciones. En aquellos puntos en que la formación detrítica se acuña (en todos los casos bajo las calizas suprayacentes, como ocurre al este del Trevenque o en el kilómetro 30,5 de la carretera al Veleta), no hay más posibilidad de explicación que la tectónica. En los demás casos, o se observan despegues entre ambos tipos de rocas o se observa una transición estratigráfica clara; en los mantos

más bajos, además, se puede deducir en la primera alternativa que el despegue no ha sido de gran envergadura (proximidades del convento de S. Jerónimo, por ejemplo).

Conviene hacer notar que entre las rocas filíticas y cuarcíticas más frecuentes, se encuentran muestras de color, densidad y compacidad anormales; el estudio microscópico indica la gran abundancia de plagioclasas macladas, epidotas, cloritas y menas metálicas que contienen. El estudio mineralógico y petrogenético detallado revela que estas muestras de composición anormal corresponden a primitivas cenizas volcánicas metamorizadas. Y es interesante observar que parece haber alguna relación entre la abundancia de materiales de esta procedencia y la escasez o inexistencia de grafito. Precisamente en el manto de Trevenque, que es donde se ha detectado mayor cantidad y extensión de afloramientos metacineríticos, es donde el grafito falta totalmente en muchos casos; conforme la proporción de materiales de este tipo se hace menor, la proporción de grafito es mayor, hasta que se encuentra con abundancia en bastantes extensiones. Se puede pensar, efectivamente, que la intensidad y proximidad de los fenómenos volcánicos creó un ambiente abiótico en zonas más o menos amplias de la cuenca sedimentaria primitiva; en aquellos sectores en que su influencia no fue marcada, los seres vivos pudieron desarrollarse más o menos intensamente y la materia orgánica acumulada habría sido convertida finalmente en grafito por el metamorfismo alpino. Conviene tener en cuenta estos hechos cuando nos planteemos la pregunta sobre el origen de los sulfuros y fluoruros existentes en la formación carbonatada del manto de Víboras.

Algunas otras características de interés pueden ser consultadas en la Memoria correspondiente a la Hoja de Padul (1.026), donde se han tratado más extensamente.

1.2.3 LA FORMACION CARBONATADA (T_{A2-3}^C)

Aquí sólo se presta atención exclusivamente a la formación carbonatada del manto de Víboras por ser el más interesante de todos los que afloran en este sector. Para el lector interesado en conocer algunos rasgos de la formación carbonatada del manto de Trevenque remito a la Memoria de la Hoja de Padul (1.026).

En el manto de Víboras, las rocas carbonatadas presentan una serie de características que, si bien no son exclusivas siempre, sí son, al menos, bastante llamativas.

1. Presentan una magnífica estratificación prácticamente siempre. Basta hacer un recorrido rápido por la carretera al Veleta para comprobarlo.
2. Contienen una relativa abundancia de restos fósiles; un yacimiento curioso lo constituye el nivel de crinoides, muy replegado y recrystalizado del

kilómetro 30,5 de la carretera al Veleta. También se encuentran fantasmas de Gasterópodos, algas, Ostrácodos, Radiolarios y Foraminíferos.

3. Es muy frecuente la presencia de una película de material margoesquistoso entre los bancos, lechos o estratos carbonatados.

4. Además de estas películas se encuentran con relativa abundancia, irregularmente repartidas, intercalaciones margoesquistosas y filito-cuarcíticas de potencia variable, comprendidas entre algunos centímetros y varios metros. Un par de buenos ejemplos lo constituye las intercalaciones del Km. 18 de la carretera de Granada al Veleta en las Víboras, justo en el parador de El Nogal.

5. En muchos puntos de la serie se pueden observar perfectamente algunas masas de dolomías brechoides muy similares a la «franciscana» definida por JACQUIN [1966] aunque no presentan las estructuras (diagenético-sedimentario) típicas de la misma. En otros puntos sí pueden ser denominadas así con toda propiedad (en las proximidades de la explotación de fluorita del Mirador de Güejar, concretamente).

6. Otra característica es la presencia de sulfuros sinsedimentarios (galena y esfalerita) que se han intentado explotar varias veces. Como sus posibilidades en términos económicos eran nulas, estos trabajos han sido abandonados siempre al poco tiempo de comenzados.

No ha ocurrido así con el yacimiento de fluorita del Mirador de Güejar, donde se comenzó con una explotación en cantera y se ha pasado posteriormente a explotación en galería. Volveremos sobre este rasgo al hablar de la Geología Económica.

7. En niveles de posición variable en la serie y ligadas siempre con algunas pequeñas discordancias de tipo angular, aunque muy localizadas unas y otras, se encuentran brechas intraformacionales muy llamativas. Aunque no son exclusivas de la formación carbonatada de este manto, puesto que también se han localizado en las de otros mantos en otros sectores, son aquí más abundantes. Los mejores ejemplos se encuentran en el Collado Matas Verdes (al este del Trevenque) y en las proximidades de la central eléctrica de Diéchar.

1.3 EL NEOGENO Y CUATERNARIO

Sólo afloran materiales miocenos en el sector NO de la Hoja, por lo que la descripción de los mismos es breve.

Los materiales miocenos más antiguos en este sector corresponden a los del tramo (T_{11}^{Bc1}) , que está formado por limos y arcillas fundamentalmente, además de algunos niveles con conglomerados, arenas y areniscas y localmente un nivel calizo. En los limos aparece localmente yeso disperso. El muro de estos materiales no se observa bien en ningún punto, aunque debe de reposar sobre los materiales alpujárrides.

Su potencia es muy variable, según los distintos afloramientos; así, al N de Gúejar debe rebasar 50 m. de espesor y en el Purche, por el contrario, aparece reducido a unos metros de material con fuerte predominio de conglomerados y arenas.

GONZALEZ DONOSO (1967) cita en estos materiales facies lacustres y marinas y atribuye a sus materiales una edad probablemente Tortoniense.

Tanto por los datos de GONZALEZ DONOSO, como por los propios de observación sobre el terreno, parece deducirse que el tramo ($T_{11-11}^{Bc1-Bc2}$) es discordante sobre el (T_{11}^{Bc1}). Está el tramo ($T_{11-11}^{Bc1-Bc2}$) formado fundamentalmente por calizas muy detríticas con restos orgánicos, aunque localmente la componente detrítica es tan abundante que pasa a ser realmente conglomerados y arenas. El espesor de este tramo, también de edad Tortoniense, es en el sector de Canales superior a 130 m.

En el techo del tramo ($T_{11-11}^{Bc1-Bc2}$) aparecen algunos niveles de limos intercalados en las calizas detríticas que marcan el paso a los limos tortonienses del tramo ($T_{11-12}^{Bc2-Bc3}$). Localmente aparecen en el tránsito niveles conglomeráticos y se hace difícil separar detalladamente los tramos ($T_{11-11}^{Bc1-Bc2}$) y ($T_{11-12}^{Bc2-Bc3}$). Los limos del tramo ($T_{11-12}^{Bc2-Bc3}$) aparecen muy bien desarrollados en la Hoja próxima de Padul, donde alcanzan potencias superiores a 400 M. y cuya edad oscila entre el Tortoniense y posiblemente el Plioceno. En el pequeño sector incluido en esta Hoja de Gúejar aparece decapitado por los materiales de la «Block-Formation» o formación «Pinos-Genil».

La «Block» está formada por materiales de una enorme heterometría. Así por ejemplo existen bloques de más de 3 m. de diámetro y en conjunto es absolutamente detrítico. En ella se ven niveles muy gruesos intercalados con otros mucho más finos. Pequeñas discordancias internas son muy numerosas.

Los materiales de la «Block-Formation» fueron aportados a la cuenca por ríos de enorme energía y esto hizo que fueran capaces de erosionar la base por la que discurrían. Por eso localmente los materiales de los tramos ($T_{11-12}^{Bc2-Bc3}$) y ($T_{11-11}^{Bc1-Bc2}$) y en parte la de los del (T_{11}^{Bc1}) son desmantelados. Es muy clara la discordancia angular existente.

En esta Hoja de Gúejar no se ve el techo de la «Block-Formation» por lo que para la descripción de los materiales superiores existentes hay que ir a las Memorias de las Hojas vecinas (Consultar la Memoria de la Hoja de Padul, 19-42).

La edad de la «Block-Formation» en este sector puede estimarse que oscila desde un posible Messiniense a Plioceno, a juzgar por datos de áreas próximas.

Los únicos materiales cuaternarios reconocidos con seguridad son los materiales de piedemonte, coluviales y los aluviales de los ríos actuales que no merecen mayor descripción.

2 TECTONICA

2.1 NEVADO FILABRIDES

2.1.1 UNIDADES TECTONICAS MAYORES

. Efectuado el estudio de los afloramientos y su cartografía, así como el estudio petrográfico (datos expresados en el cuadro núm. 1) puede llegarse a determinadas conclusiones:

1. La unidad de las Yeguas del manto del Veleta muestra estructuras (plegamiento isoclinal, imbricaciones de rocas, deslizamientos internos a favor de planos de esquistosidad y cortando a éstos, deformaciones y metamorfismo alpinos capaces de borrar las estructuras previas prealpinas de las cuales localmente se conservan testimonios; y todo esto afectando a los más de 3.000 metros visibles de roca) que autorizan a hablar de desplazamiento de sus rocas de tal importancia como para ser denominado manto de corrimiento, a pesar de que en ningún punto aflora la base de dicha unidad.

Sin embargo, se ha de notar la diferencia entre esta gran masa de roca y las rocas que constituyen las unidades superiores. Ya hicimos referencia a la diferencia de potencias.

2. La unidad de la Caldera constituye un manto de corrimiento, sobre los materiales de la unidad de las Yeguas. Sobre este punto no hay duda alguna:

a) En la unidad de la Caldera existen testimonios de un notable metamorfismo de contacto, del que no hay vestigio en la unidad de las Yeguas situada debajo.

b) Es impresionante la diferencia de tamaño de grano entre las rocas del techo de la unidad de las Yeguas (tamaño aprox. 3 mm.) y las rocas de la base de la unidad de la Caldera (hasta 30 cm.) situadas inmediatamente encima.

c) La primera fase de metamorfismo alpino (el llamado eoalpino) en la unidad de la Caldera es del tipo de alta presión; en cambio, en la unidad de las Yeguas es del tipo de media-baja presión. ¿Cómo explicar que las rocas que actualmente se encuentran debajo hayan soportado menor presión, a no ser que esa fase de metamorfismo haya afectado a los materiales de las dos unidades cuando ocupaban una posición relativa diferente a la actual y que la superposición de la unidad de la Caldera sobre la de las Yeguas sea posterior a ella?

3. La unidad de la Caldera está duplicada (fig. 2). La impresión que produce la observación de la cartografía es que esta duplicación constituye un nuevo manto de corrimiento. Sin embargo, basados sólo en los datos

ciertos y medibles, el traslado de la lámina superior sobre la inferior es de una magnitud (que sería mínima) de 2-4 Km. La disposición en isleo de las dos láminas (véase en la parte central del mapa) sobre la unidad de las Yeguas no permite asegurar más.

4. La relación de la unidad de San Francisco con su techo y muro presenta relativa dificultad. Sin embargo:

a) La litología de la unidad de San Francisco es muy distinta de la de la unidad de las Yeguas. Sus rocas contienen distena, mineral no observado en las rocas de la unidad de las Yeguas.

b) El metamorfismo sufrido por sus rocas en la fase eoalpina es de mayor presión que el sufrido por las rocas subyacentes del manto del Veleta.

c) Respecto a la relación entre la unidad de la Caldera y de San Francisco subrayaremos el hecho de la falta de vestigios de metamorfismo de contacto en las rocas de la unidad de San Francisco.

De todo lo expuesto se deduce: que la unidad de San Francisco está corrida sobre la unidad de las Yeguas. La relación con la unidad de la Caldera no está clara, por el momento, si bien nos inclinamos a pensar que el contacto entre las unidades de la Caldera y de San Francisco es de carácter tectónico.

5. En cuanto a la unidad de las Sabinas, se han de tener en cuenta los siguientes datos:

a) Se encuentra sobre la formación de mármoles conglomeráticos y metacineritas.

b) La ausencia de anfibolitas, muy extraño si se tratara de rocas en continuidad estratigráfica con las de la unidad de la Caldera, tan rica en anfibolitas.

c) La ausencia de todo rastro de metamorfismo térmico, cuando éste se da tan claramente en las rocas próximas de la Caldera.

Todo ello nos lleva a la conclusión más probable de que la unidad de las Sabinas está corrida sobre la unidad de la Caldera, la cual soportaría sobre sí en discordancia la formación de mármoles conglomeráticos y metacineritas, que de este modo y tras el corrimiento de la unidad de las Sabinas quedaría pellizcada entre una y otra unidad.

6. Finalmente los alpujárrides constituyen un complejo de mantos de corrimiento que se ha superpuesto a todos los nevado-filábrides, pellizcando las rocas de la formación de mármoles conglomeráticos depositada sobre la unidad de las Sabinas.

2.1.2 ESQUEMA CRONOLOGICO

En regiones donde, como en la nuestra, no existen fósiles en las rocas metamórficas objeto de nuestro estudio y, por otra parte, las correlaciones con rocas que se suponen homólogas de otros complejos es arriesgada, nos

vemos en la necesidad de fundamentar nuestros esquemas cronológicos —siquiera sean relativos— en las escasas dataciones de edad absoluta y en un cuidadoso estudio de la sucesión de texturas, paragénesis y deformaciones en las rocas. Sobre esta base que exponemos con claridad, para que quede patente su valor y peso, hemos llegado a las siguientes conclusiones.

Disponemos de las siguientes dataciones isotópicas:

- | | |
|--|---|
| 1. 215 ± 15 (Trías Medio).
(Dan lo mismo dos dataciones, sobre dos muestras). | Formación de las capas ignimbríticas a partir de las cuales se formaron los gneises de las Sabinas. |
| 2. 205 ± 20 (Trías Medio).
(Dan lo mismo dos dataciones, sobre dos muestras). | Intrusión del material granítico a partir del cual se formaron los gneises de la Caldera. |
| 3. 60 m. a. (Paleoceno). | Metamorfismo. |
| 4. 21 m. a. (Mioceno Inferior). | Metamorfismo. |

Los estudios efectuados sobre las rocas de la Sierra Nevada hacen pensar en la existencia de dos acontecimientos metamórficos alpinos separados en el tiempo y con un período intermedio de diaforesis. Parece razonable adjudicar la datación de metamorfismo más antiguo al acontecimiento primero alpino (Eoalpino) que comenzaría en el Cretáceo Superior posiblemente, habida cuenta del rejuvenecimiento de la edad que con probabilidad hace el método de datación isotópica. El segundo acontecimiento alpino ha de dejar espacio de tiempo suficiente para la diaforesis intermedia, así como para el depósito de la formación de mármoles conglomeráticos y metacineritas, por lo que lo adjudicamos tentativamente al Oligoceno para acabar en el Mioceno Inferior-Medio [datación de 21 m. a.).

Por otra parte tenemos las varias dataciones sobre gneises que dan una edad de Trías Medio (tal vez algo antes) para los fenómenos magmáticos que produjeron intrusión y extrusión de material ácido. Es fuerte la tentación de adjudicar a dichos fenómenos la causalidad del metamorfismo de contacto observado en la unidad de la Caldera [por otra parte, la paragénesis de contacto es anterior a todos los acontecimientos alpinos, pues sus minerales han sufrido todas las etapas de deformación y metamorfismo alpinos).

Pero también es cierto que los minerales de la paragénesis de contacto han fosilizado, como inclusiones, testimonios de plegamiento y metamorfismo, que por tanto han de ser anteriores al propio metamorfismo térmico.

También se observa una etapa de fracturación con producción de relleno de cuarzo removilizado, después de la etapa de metamorfismo de contacto (pues afecta a sus cristales) y antes del primer acontecimiento alpino (porque el cuarzo ha sido utilizado en las reacciones metamórficas de ese primer acontecimiento alpino).

De donde se deduce el siguiente esquema cronológico de sucesos que, como mínimo, han sucedido.

1. Deformación y metamorfismo que ha producido una esquistosidad, testimoniada por el paralelismo de las inclusiones de los cristales de metamorfismo de contacto. Este suceso es prealpino.

2. Plegamiento de esa esquistosidad, ya que las referidas inclusiones están plegadas. También prealpino.

3. Metamorfismo de contacto en la unidad de la Caldera. Episodio de distensión del Trías Medio (o algo anterior) con producción de rocas ácidas intrusivas (gneises de la Caldera) y extrusivas o volcánicas (gneises de la unidad de las Sabinas). Prealpino.

4. Fracturación prealpina, posterior al Trías Medio.

5. Posiblemente al mismo tiempo o después, pero antes del Cretáceo Superior, inyección de magma básico [material originario de las eclogitas]. Posiblemente también intrusión de rocas ultrabásicas (actuales serpentinitas y peridotitas).

6. Acontecimiento Eoalpino. Cretáceo Superior-Paleoceno. Se produce en la unidad de la Caldera metamorfismo en facies de esquistos verdes glaucofaníticos (eclogitas tipo C y algunas con la paragénesis de distena-zoisita). Como justificaremos más adelante hace falta para esto una enorme carga de materiales de la que no hay testimonio actual. Una solución aceptable es que esta gran presión sea causada por subducción a profundidades adecuadas en un contexto de tectónica de placas, que originaría este metamorfismo de bajo gradiente.

En el mismo sentido apunta la existencia de una banda de metamorfismo de alto gradiente en los terrenos alpujárrides (GARCIA DUEÑAS, AVIDAD y TORRES ROLDAN com. pers.) que completaría un cinturón metamórfico pareado propio de un contexto de subducción de placas litosféricas.

7. Surrección de los materiales subducidos. Distensión que favorece la erupción de materiales fundidos en la subducción. Erosión y sedimentación de las rocas carbonatadas conglomeráticas, de las tufitas y de las cineritas.

8. Acontecimiento alpino s. str. Oligoceno s. l. Tal vez durante él nueva subducción menos profunda que la anterior para justificar la facies de anfíbolitas de albíta epidota y de anfíbolitas almandínicas que necesita también una carga, de la que no hay testimonio.

9. Posible nueva surrección y corrimientos, tal vez gravitatorios.

2.1.3 FASES DE DEFORMACION

En el cuadro núm. 2 se expone una síntesis de las fases de deformación sufridas por las rocas nevado-filábrides de la Hoja de Güejar Sierra a través de su historia, así como su relación con las fases de metamorfismo y características principales de cada fase. También se indican los fenómenos mayores relacionados.

2.1.3.1 Orogenia prealpina

Antes de la orogenia alpina existen en estas rocas testimonios de los siguientes fenómenos de deformación:

1. D_{-2} con formación de esquistosidad (S_{-2}).
2. D_{-1} con plegamiento de la S_{-2} y formación de una esquistosidad (S_{-1}) de strain-slip.
3. D con fracturación de las rocas.

2.1.3.1.1 Fases de deformación penetrativas prealpinas

Fase D_{-2} = La esquistosidad S_{-2} viene conservada en la disposición paralela o subparalela de las inclusiones de minerales de las siguientes rocas:

a) En peciloblastos de biotita, cloritoide, estauroлита y algunos granates de las metacorneanas de la base de la unidad de la Caldera.

b) También se conserva testimonio de esta esquistosidad en la propia matriz de la metacorneana, en aquellos casos en que la roca se ha mostrado más compacta y resistente a las posteriores fases alpinas.

c) En peciloblastos de cloritoide de ciertos lechos muy grafitosos de la unidad de las Yeguas.

Fase D_{-1} = Los micropliegues P_{-1} de abiertos a cerrados y de pequeña amplitud.

Su estilo es peculiar, como un fruncido, y desde luego claramente diferenciable del estilo de los plegamientos posteriores alpinos.

2.1.3.1.2 Fase de fracturación prealpina

Es posterior a la blastesis de metamorfismo de contacto y anterior a la primera fase de metamorfismo alpino. Esta fracturación es seguida o acompañada por circulación de fluidos que depositaron, al menos, cuarzo. Las venillas de cuarzo, de forma irregular, atraviesan tanto la matriz como los porfidoblastos de las metacorneanas de la primera etapa de metamorfismo regional prealpino.

2.1.3.2 Orogenia alpina

Ya indicamos la existencia de dos acontecimientos metamórficos alpinos. También respecto a las deformaciones sufridas por las rocas de la región puede hablarse de dos fases importantes, que pueden no ser exactamente coetáneas de los dos acontecimientos metamórficos, sino que se solapan respectivamente. Además y respecto a las deformaciones, pueden distinguirse al-

gunos episodios de menor trascendencia o que constituyen secuelas de los más importantes (también respecto al metamorfismo puede decirse algo parecido). Por otra parte (véase cuadro núm. 3) señalamos en su lugar cómo las fases de blastesis se subdividen y de algún modo se relacionan con las fases de deformación y así puede hablarse de blastesis pre-, sin- o post-cinemática.

2.1.3.2.1 Fases principales de deformación alpina

Fase D_1 = Fase eoalpina. Durante ella se produce la esquistosidad S_1 asociada a los P_1 . Dichos pliegues son de abiertos a isoclinales, y se conservan raramente. Pueden observarse como estructuras transpuestas, afectadas por D_2 .

Es interesante observar el hecho de que la blastesis de alta presión de este episodio eoalpino se ha iniciado y ha progresado sin la presencia de presiones dirigidas. De modo que parece ocurrir una cristalización debida a alguna especie de metamorfismo «burial», probablemente debido al profundo enterramiento de los materiales durante este episodio (PUGA, DIAZ DE FEDERICO, 1976).

En esta fase se observa finalmente un importante aplastamiento o «flattening».

Fase D_2 = Fase importante de deformación. Transpone las estructuras D_1 y produce pliegues P_2 de cerrados a isoclinales, con esquistosidad de plano axial S_2 , que es la más aparente ahora en las rocas de todas las unidades. Esta esquistosidad se ve afectada por las fases de deformación posteriores, a veces de modo importante hasta el punto de que en estos casos y localmente la esquistosidad más aparente no es la S_2 , sino una posterior.

Fase D_3 = Produce pliegues (P_3) de abiertos a cerrados y de pequeña amplitud que produce una especie de fruncido. Estos pliegues, de plano axial subvertical, están acompañados por una linealidad y, en algunos niveles, por una esquistosidad de «strain-slip» más o menos marcada.

Fase D_4 = A los pliegues P_3 se superpone otro tipo de pliegues de mayor envergadura (P_4), que son los más visibles a escala de afloramiento. Se trata de pliegues de abiertos a isoclinales de plano axial inclinado. La dirección de los ejes de estos pliegues varía entre N 20° E y N 60° E, pero con un máximo aproximadamente a N 40° E. Se puede observar una esquistosidad discontinua singenética.

Siguen algunas fases posteriores de pliegues suaves.

La tectónica posterior de fracturas ha tenido dos episodios generales: uno, anterior, de fallas inversas, posiblemente en varios actos, y otro posterior, de distensión y fallas normales. Es lógica la relación con el gran abombamiento de Sierra Nevada, que aún continúa en la actualidad.

Es obligado plantearse el problema de la relación de los corrimientos con

CUADRO NUM. 2

Unidades	Fases de deformación	Metamorfismo	Pliegues más frecuentes	Esquistosidad	Otros fenómenos geológicos	Fenómenos mayores
OROGENIA PREALPINA	D ₋₂	F. esquistos verdes		Esquistosidad S ₋₂		
	D ₋₁	Metamorfismo de contacto F. corneanas Hornblend	P ₋₁ . Cerrados. De pequeña amplitud. Preservados en rocas corneificadas y peciloblastos.	Esquistosidad de strain-slip S ₋₁	Fracturación Relleno de cuarzo	
OROGENIA ALPINA	D ₁	F. esquistos verdes glaucofaníticos (M. Mulhacén) F. esquistos verdes (M. Veleta)	P ₁ . Escasos. De abiertos a isoclinales. (Charnelas aisladas)	Esquistosidad S ₁	Flattening	Subducción
Acontecimiento eoalpino	post D ₁	Diaforesis F. esquistos verdes				Corrimientos Surrección Depósito mármoles conglomeráticos, tufitas, cineritas
Acontecimiento alpino s.str.	D ₂	F. anfibolitas de Ab-Ep (M. Mulhacén) F. esquistos verdes (M. Veleta)		Esquistosidad S ₂		¿Nueva subducción?
	post D ₂	F. anfibolitas almand. (M. Mulhacén) F. anfibolitas Ab-Ep a anfibolitas almand. (M. Veleta)				Posibles corrimientos
	D ₃	F. esquistos verdes	P ₃ . Abundantes. De abiertos a cerrados. Pequeña amplitud. Plano axial subvertical	Esquistosidad de strain-slip S ₃		
	D ₄	F. esquistos verdes (escasa blastesis)	P ₄ . Abundantes. De abiertos a isoclinales	Esquistosidad de strain-slip S ₄		Superposición de los complejos béticos

las etapas de deformación expuestas. De acuerdo con las ideas que llevamos expuestas se ha de admitir una disposición en mantos anterior a la fase de distensión y diaforesis posteoalpina, por lo que lógicamente ha de suponerse un empilamiento en el antecimiento eoalpino y por tanto coincidente en sentido lato, con la fase D_1 .

Durante la fase D_2 es probable que se diese algún retoque de la primitiva posición de las rocas. Posiblemente con esta fase se relacionen las superposiciones que pellizcan la formación de los mármoles conglomeráticos y metacineritas, dentro del manto del Mulhacén. Es posteriormente a esta fase, con la D_3 o D_4 , cuando se relacionan los corrimientos que han dado la actual disposición de los complejos béticos.

2.2 TECTONICA EN LOS ALPUJARRIDES

2.2.1 GENERALIDADES

La tectónica de corrimiento es el rasgo más importante sin duda alguna de toda la región; como además es prácticamente el primero que aparece desde el punto de vista cronológico, se debe tratar en primer lugar. Más tarde diremos algo acerca de la tectónica de plegamiento y de fractura.

Pero antes de entrar en estos temas, hay que dedicar dos palabras al autóctono relativo de los mantos alpujarrides en este sector.

No hay que insistir en que, en Sierra Nevada, no se puede discutir el problema de la aloctonía o autoctonía de los nevado-filábrides en conjunto. Desde nuestro punto de vista, sin embargo, es claro que los materiales nevado-filábrides, que afloran en todo el borde oriental de los Alpujarrides en este sector, constituyen el autóctono relativo.

2.2.2 TECTONICA DE CORRIMIENTO

2.2.2.1 Determinación de los mantos

Durante largo tiempo se había considerado el contacto entre los actuales materiales Alpujarrides y Nevado-filábrides como normal concordante. Pero pronto quedó establecido con claridad que todos los elementos superpuestos a los esquistos y/o mármoles de la llamada «Migschungszone» eran alóctonos.

El hecho mismo, sin embargo, de que pudieran ser considerados como concordantes sugiere que, al menos en algunos puntos, el contacto no parecerá brusco y que la transición (a simple vista) no denotará un salto acusado de metamorfismo. Por ello, sólo cuando se ha realizado un estudio detallado de grandes recorridos del contacto, y de la mineralogía de las rocas yuxtapuestas, es cuando se ha llegado a aclarar sin lugar a dudas la aloctonía que ya nadie niega.

Actualmente, pues, disponemos de los siguientes argumentos para con-

siderar demostrada la aloctonía de los alpujárrides y, concretamente, del manto de Víboras:

a) El hecho de que las filitas y calizas de éste sean de la misma edad de los materiales superiores de la Unidad de las Sabinas (PUGA, 1971).

b) Las diferencias de metamorfismo existentes entre materiales nevado-filábrides y filitas-cuarcitas de Víboras.

c) Los fenómenos más tempranos de petrogénesis y metamorfismo no muestran absolutamente ninguna continuidad a nivel de estas superficies de contacto; ello impone como evidente que estas últimas son posteriores a todos esos fenómenos anteriores.

d) Este contacto está jalonado por superficies netas más o menos pulimentadas integradas por brechas, milonitas y blastomilonitas (en sentido de HIGGINS, 1971) dependiendo de que existan mármoles y otras rocas.

e) Algunas de estas superficies presentan estrías que, una vez deducidos los efectos de accidentes posteriores, quedan prácticamente horizontales.

f) Esas superficies intersectan la estratificación y/o la esquistosidad de los materiales nevado-filábrides.

En cuanto al manto de Trevenque se comprueba que se trata efectivamente de un manto de corrimiento porque, además de los argumentos c), d) y e) enumerados anteriormente, se puede añadir:

a) El análisis de Rayos X realizado en las filitas basales de ambos conjuntos litológicos muestra que las correspondientes al manto de Trevenque son algo más metamórficas que las del manto de Víboras. (Más al Sur, aunque queda fuera de esta Hoja, esta diferencia aumenta notablemente porque las rocas detríticas del manto de Trevenque se convierten en auténticos esquistos con estaurólita-distena).

b) Las filitas de Trevenque reposan sobre las calizas de Víboras en muchísimos afloramientos.

c) La superficie de contacto calizas de Víboras-filitas de Trevenque corta con un ángulo más o menos fuerte, prácticamente siempre, a la estratificación fácilmente visible de las calizas del manto de Víboras.

d) Finalmente, aún cuando este argumento no es decisivo, hay una diferencia de facies muy notable entre las calizas del manto de Víboras y las dolomías del manto de Trevenque; no parece fácil, a pesar de las características que se pueden presumir acerca del mar triásico, un cambio tan brusco en la vertical, sólo en un par de decenas de metros sin transición visible alguna.

En cuanto al manto de Guájares es donde se encuentra el contacto de corrimiento más evidente intuitivamente; y esto porque, además de los rasgos citados anteriormente, se aprecian:

a) La superposición de micasquistos con minerales de metamorfismo indicadores de un grado medio, sobre calizas y calizodolomías debajo de las cuales hay filitas con moscovita-clorita.

b) No faltan nunca los espejos de fractura con abundantes estrías y milonitas.

2.2.2.2 Características de los corrimientos

La dirección del movimiento de estos mantos alpujárrides parece totalmente clara y prácticamente todos los autores están de acuerdo en este punto. Habría sido S-N en líneas generales.

Efectivamente, teniendo en cuenta rasgos de diversa índole (estrías, direcciones de pliegues menores, relaciones de posición entre rocas del mismo grado de metamorfismo, etc.), parece claro que la dirección ha debido oscilar entre N 10° O y N 10° E.

En cuanto al sentido, sin embargo, no hay un acuerdo tan unánime. Gran parte de la escuela francesa de la Sorbona y algunos autores holandeses se inclinan por pensar que los mantos provienen de un dominio situado al norte del que ocupan actualmente. El resto de los autores holandeses, algunos franceses y todos los de la escuela de Granada piensan en un sentido inverso. Actualmente, al menos para este sector de la cordillera, cada vez parece menos probable que el sentido haya sido hacia el Sur. La acumulación de mantos en las proximidades del Mediterráneo actual, el acuñaamiento de mantos hacia el norte (GALLEGOS, 1975), la vergencia de los planos axiales de los pliegues de escala mesoscópica, la vergencia de las superficies de esquistosidad y otros, parecen indicar inequívocamente hacia una vergencia norte de los corrimientos.

Por lo que respecta a la magnitud, las necesidades de espacio que se requieren para devolver los mantos alpujárrides a su posición presumiblemente primitiva, junto con la necesidad de tener en cuenta la evolución de los materiales nevado-filábrides y las relaciones de ambos con el Subbético, obligan a aceptar desplazamientos mínimos, para los mantos tectónicamente más altos, del orden de los 200 Km. de magnitud.

Finalmente, en cuanto a la edad en que debieron ocurrir las traslaciones, sólo se pueden hacer conjeturas más o menos bien fundadas.

Atendiendo a la compleja historia posterior a los corrimientos (diversas etapas de plegamiento y de fractura), a las relaciones de algunas de estas etapas con los primeros materiales posteriores a los corrimientos (el plegamiento N-S no afecta a los materiales neógenos más antiguos), a la velocidad a que debieron darse los corrimientos y a las conclusiones obtenidas del estudio de los mantos de la zona Subbética (GARCIA DUEÑAS, 1967, y SANZ, 1974, por ejemplo), se puede considerar altamente probable que los

corrimientos de estos mantos alpujárrides se hayan dado en un Cretáceo Medio-Superior.

2.2.3 TECTONICA DE PLEGAMIENTO

2.2.3.1 Generalidades

Una vez realizada la cartografía geológica del sector, han sido detectados diferentes pliegues, cuyas direcciones de ejes son las siguientes: N 40 E, N 135 E y N-S. Posteriormente, se ha dado un abombamiento de gran radio de dirección N 80 E, que lleva aparejada la aparición de neotectónica.

La primera etapa de plegamiento, indudablemente, es la N 40 E intratriásica, puesto que las demás afectan a toda la serie de cada una de las unidades e incluso al conjunto de los mantos tal como actualmente se encuentran. La cronología relativa de las demás ha sido establecida merced al estudio de las estructuras menores. Ha sido la que ya queda expuesta en el párrafo precedente.

2.2.3.2 Plegamiento intratriásico

En esta zona, indudablemente, el que presenta un interés teórico mayor es el plegamiento intratriásico. Los demás, de importancia orográfica e hidrográfica (la individualización de los cerros Huenes, Cerrajón y Monachil, por ejemplo, responden a un relieve típico en «cesta de huevos» como consecuencia de la intersección de ejes anticlinales N-S y N 135 E) incuestionable, no nos van a ocupar porque ya quedan registrados con mayor claridad en el mapa geológico. En todo caso, se puede consultar la Hoja de Padul, donde se les dedicó una mayor atención.

Que hay un plegamiento anterior a la individualización de los mantos de corrimiento, puesto que las crestas de los pliegues originados por él están decapitados por las superficies de éstos, es claro (cf. ALDAYA, 1970, y TONA, 1973). Sin embargo, los autores citados no están de acuerdo en que estos pliegues sean realmente intratriásicos, tal como los denomina el primero.

Creo que, efectivamente, los pliegues son intratriásicos, a pesar de la afirmación de TONA (1973) de que se presentan a todo lo ancho de la serie caliza de Lújar, la impresión de este autor puede deberse a que ha asimilado a la misma etapa estos pliegues que ahora se discuten y los correspondientes a la etapa N 45 E posteriores a los corrimientos.

Intimamente ligados con estos pliegues hay otros fenómenos llamativos, de los que el más interesante es la existencia de brechas intraformacionales ya citadas en el capítulo de Estratigrafía. Los restos esparcidos y de poca extensión de rocas suprayacentes respecto de estas brechas no están afectados en modo alguno por las direcciones presentes en niveles más bajos.

2.2.3.3 Estructuras de colapso ligadas a los plegamientos

En varios puntos de este sector (laderas del Dornajo, S. Jerónimo, La Cortichuela, Alayos) se encuentran pliegues en cascada y en rodilla; sus dimensiones suelen ser muy modestas, no superando, en ningún caso, un orden de magnitud hectométrico.

En la ladera oeste del Cerrajón, por ejemplo, las calizas más altas de la serie del manto de Viboras se encuentran prácticamente horizontales, casi no afectadas por la dirección del pliegue N-S de este sector; en los flancos, sin embargo, presentan buzamientos muy fuertes, hasta de 75°. Esto va acompañado, evidentemente, de un despegue muy notable respecto del resto de la serie suprayacente, que se encuentra plegada concéntricamente. El nivel de despegue es un paquete de filitas intercaladas.

En otro caso, también se ha encontrado un bloque de mármoles de la «Migschungszone» desplazado parcialmente sobre las filitas del manto de Viboras; el nivel de deslizamiento se ha diferenciado en este caso a favor de los micasquitos negros subyacentes de los nevado-filábrides.

En todos los casos, está claro que se trata de estructuras de índole gravitatoria relacionadas con dos factores esenciales:

- La existencia de niveles incompetentes en la serie, que se comportan disarmonicamente, y
- El juego proporcionado por los plegamientos.

2.2.4 TECTONICA DE FRACTURA

La importancia que alcanzan los fenómenos de fractura en las Cordilleras Béticas es enorme y de todos conocida. Por eso no se puede eludir el dedicarles unas palabras.

En líneas generales, se puede decir que existen fracturas antiguas y más recientes; las antiguas serían las anteriores a los corrimientos y las contemporáneas de los corrimientos, las modernas, las posteriores a los corrimientos.

De las primeras, es posible identificar, aunque con dificultades, dos tipos fundamentalmente: inversas y de desgarre, ambas contemporáneas de los corrimientos, porque las anteriores a éstos sólo se pueden identificar cuando están asociadas a los pliegues intratriásicos y a las brechas sinsedimentarias y aún así quedan dudas acerca de su cronología.

De las segundas, las más visibles y las que más importancia revisten desde el punto de vista de la orografía e hidrografía actuales, son las fallas normales consecuentes a cada una de las etapas de distensión posteriores a los plegamientos.

De todas formas, son las originadas en la última etapa tectónica registrada en este sector (posteriores al abombamiento de fondo N 80 E) las que

han realizado los mayores saltos en la vertical y han determinado la creación de olas de erosión regresiva en todos los cursos fluviales debido a que sus últimos movimientos se han realizado ya en el Cuaternario.

En cualquier caso, son ellas las responsables de la conservación de muchos de los isleos de los mantos tectónicamente más altos (sobre todo del manto de Guájares) en pequeñas fosas tectónicas o debido al basculamiento de los bloques afectados. Igual se puede afirmar respecto de ciertos depósitos de materiales neógenos-cuaternarios como los que se encuentran en Gúejar y, sobre todo, en la pequeña fosa del Purche.

2.3 TECTONICA EN EL NEOGENO-CUATERNARIO

De los datos sedimentológicos y estratigráficos es posible extraer alguna información sobre los movimientos de elevación de Sierra Nevada a partir del Neógeno. La abundancia en materiales detríticos del tramo ($T_{11-11}^{Bc1-Bc2}$) señala claramente un medio somero y cercano a costas. Los cantos metamórficos existentes en estos depósitos muestran que ya el núcleo de Sierra Nevada se estaba erosionando e igual sucede con algunos niveles de conglomerados finos que aparecen en el tramo ($T_{11-12}^{Bc1-Bc2}$).

La aparición de la «Block-Formation» marca un cambio importante en el ambiente de sedimentación. El hecho de aparecer los enormes cantos que contiene, muestra claramente la existencia de fuertes relieves que indudablemente fueron creados por una brusca etapa de elevación de Sierra Nevada. Los cantos son naturalmente metamórficos y en ellos es fácil reconocer que el área fuente fundamental era el núcleo de la Sierra. Esta elevación pudo producirse hacia el Messiniense o en el Plioceno.

Otras etapas de bruscas elevaciones pueden detectarse gracias a la existencia de materiales más modernos, pero que no aparecen en esta Hoja.

Estos hechos han tenido como consecuencia la aparición de numerosas fallas normales, muchas de las cuales jalonan el contacto con los materiales alpujárrides. Algunas de ellas muestran diversos juegos de estrías y rotaciones externas, testimonio de diversas etapas de funcionamiento. A esta distensión se asocian también algunos juegos de diaclasas. Una visión más completa de estas etapas puede lograrse leyendo la Memoria de la Hoja de Padul o a SANZ DE GALDEANO (1976).

Esta tectónica moderna de fallas normales no es la única que existe, pues se extiende hasta el Cuaternario, y así, en algunos puntos concretos, como en las proximidades de Canales, se observan fallas de desgarre en materiales del tramo ($T_{11-11}^{Bc1-Bc2}$) o estrías de desgarre en antiguas fallas normales. Además, ya señala GONZALEZ-DONOSO (1967) una posible etapa de compresiones durante el Tortoniense, responsable probablemente de la discordancia existente entre los materiales de los tramos (T_{11}^{Bc1}) y ($T_{11-11}^{Bc1-Bc2}$), muy patente en algunos puntos de regiones próximas.

Como resumen para la tectónica hay que señalar las importantes etapas de surrección durante el Neógeno y Cuaternario, que son las responsables de la actual elevación y orografía de Sierra Nevada y la existencia de compresiones aparentemente poco enérgicas durante el Tortoniense, quizá durante el Messiniense terminal, y durante el Cuaternario, a juzgar por los datos existentes en áreas próximas.

3 METAMORFISMO

3.1 NEVADO-FILABRIDES

La historia metamórfica de las rocas nevado-filábrides es sumamente complicada, como ya hemos indicado, y como puede observarse con más detalle en los cuadros sintéticos núms. 3, 4 y 5, en los que se representan las fases de metamorfismo sufrido por las metapelitas y metabasitas de las diferentes unidades nevado-filábrides. Se han añadido y relacionado datos sobre la edad absoluta, relación de las fases de metamorfismo con las fases de deformación y los hitos más importantes de la historia geológica de estos terrenos.

Para dilucidar las etapas de metamorfismo, así como para relacionarlas con las correspondientes de deformación, hemos aplicado los criterios y métodos recomendados por ZWART (1962) y DE ROEVER (1972) y nos ha sido útil el análisis de texturas metamórficas de SPRY (1969). Las conclusiones de nuestro estudio se refieren a la existencia de:

1. Metamorfismo prealpino, consistente en metamorfismo regional y posterior metamorfismo de contacto.
2. Metamorfismo alpino, con varias fases de metamorfismo regional, que se pueden relacionar o referir a los dos acontecimientos ya señalados reiteradamente.

En consecuencia, el metamorfismo que testimonian las rocas estudiadas es polimetamórfico, polifásico y plurifacial.

3.1.1 METAMORFISMO PREALPINO

3.1.1.1 Metamorfismo regional prealpino

Los testimonios minerales de este metamorfismo se conservan especialmente, como ya hemos indicado, en el interior de los cristales de metamorfismo de contacto.

En el cuadro núm. 3 se relaciona la paragénesis correspondiente.

Permico-triásico		Cretáceo Sup. - Paleoceno		Oligoceno s. l.		Mioceno Inf.	
		Corrimientos		Posibles corrimientos		Superposición de los complejos	
Sedimentac. Pérmica y triásica		Subducción	Surrección	¿Nueva subducción?			
Magmatismo ácido 215 = 15 m.a.		Cineritas					
		Acontecimiento Eoalpino		Acontecimiento alpino s. str.			
		Deformación D ₁ Esquistosidad S ₁ Pliegues P ₁		Deformación D ₂ Esquistosidad S ₂ Pliegues P ₂	Deformación D ₃ Esquistos. S ₃ Pliegues S ₃	Deformación D ₄ Esquistos. S ₄ Pliegues P ₄	
		Blastesis pre y sin-S ₁	Blastesis post-S ₁ Diafloresis	Blastesis pre y sin-S ₂	Blastesis post-S ₂	21 m. a.	
		F. Esquistos verdes glaucofaníticos	F. Esquistos verdes	F. Anf. epidóticas Anf. almandin.	F. Anfibolitas almandínicas	F. Esquistos verdes	F. Esquistos verdes
METAPELITAS	Moscovita y/o Paragonita Cuarzo Granate Distena Estaurolita Cloritoide Glaucofana Anfibol verde-azul Albita Oligoclasa Na. Epidota Biotita verde Clorita						
FORMACION DE MARMOLES CONGLOMERATICOS Y METACINERITAS	(Cuarzo) (Albita) Rutilo Elbaltá (Chorio) Pistacita Mica incolora Biotita Granate Mena metalic. Clorita (Material criptocristalino)			F. Anfib. epidóticas	F. Anfib. epidóticas	F. Esquistos verdes	F. Esquistos verdes
METACINERITAS							

MANTO DEL MULHACEN - UNIDAD DE LA CALDERA

	Precámbrico? Carbonífero	Permico-triásico	Jurásico-Cretáceo	
	Sedimentación prehercínica	Sedimentación pérmica y triásica		
		Magmatismo ácido 205 ± 20 m.a.	Magmatismo básico y ultrabásico	
	Deformac. D ₂ Esquistos S ₂	Deformac. D ₁ Strain-slip S ₁ Pliegues P ₁	Fracturación	
	Metamorfismo Regional Prealpino	Metamorfismo de contacto Prealpino		
	F. Esquistos verdes	F. Corneanas horbléndicas		
METAPELITAS: ESQUISTOS	Sericita Cuarzo Cloritoide Biotita Mena metálica Turmalina Zircón Clorita Grafito	Mica incolora Cuarzo Biotita Chistolito Granate Estaurólita Cloritoide Turmalina Cordierita		Moscovita y/o paragonita Cuarzo Granate Distena Cloritoide Glaucófana Anfibol verde-azul Albita Oligoclasa Na Estaurólita Epidota Biotita verde Clorita Sericita
METABASITAS: ECLOGITAS Y ANFIBOLITAS				Pirox. jadeítico Granate Distena Rutilo Ilmenita Horblenda Glaucófana Anfibol v.a. Zoisita Epidota Talco Simplectita Plagioclasa Paragonita Cuarzo Calcita Biotita verde Clorita Pirlita

MANTO DEL VELETA - UNIDAD DE LAS YEGUAS

	Precámbrico?-Carbonífero	Jurásico Cretáceo	
	Sedimentación prehercínica		
		Magmatismo básico y ultrabásico	
	Deformación D ₂ Esquistosidad S ₂	Deformación D ₁ Strain-slip S ₁ Pliegues P ₁	Fracturación
	Metamorfismo Regional Prealpino		
	F. Esquistos verdes		
METAPELITAS	Sericita Cuarzo Grafito Mena metali. Turmalina Apatito		Moscovita Cuarzo Cloritoide Turmalina Albita Oligoclasa Na Clorita Biotita Granate
METABASITAS			Albita Clinzoisita Pistacita Actinolita Actinolita fib. Rutilo Titanita Biotita Clorita

3.1.1.2 Metamorfismo de contacto prealpino

Ya hemos indicado la existencia generalizada en la unidad de la Caldera de testimonios de un metamorfismo de contacto de notables características. Por análisis textural puede llegarse a la conclusión de que la paragénesis de contacto ha sufrido todas las fases de deformación y de blastesis alpinas.

En el cuadro núm. 3 se refiere la paragénesis de esta fase de metamorfismo de contacto, que ha tenido lugar en facies de carneanas hornblendicas.

En cuanto a la edad, suponemos que este metamorfismo ha sido el efecto de la intrusión de material ácido originario de los gneises, datada como de edad Triásico Medio.

3.1.2 METAMORFISMO ALPINO

Precisamente la separación de dos acontecimientos dentro del fenómeno alpino se ha fundamentado principalmente en el estudio de las fases de metamorfismo. En efecto, se observa la existencia de un primer acontecimiento de presión alta, seguido de una etapa de retrometamorfismo, y alejado temporalmente de un segundo acontecimiento de presión media.

Con objeto de no excedernos de la extensión lógica de esta Memoria, remitimos al lector a los cuadros núms. 3, 4 y 5, donde encontrará las características y paragénesis de cada fase de metamorfismo alpino y referidas a cada una de las unidades estudiadas.

Únicamente insistiremos en el carácter precinemático de la blastesis de alta presión del acontecimiento eoalpino (ver cuadro núm. 3) y la diferencia de tipo de metamorfismo y de facies metamórfica en el acontecimiento eoalpino entre el manto del Veleta y el manto del Mulhacén.

3.2 METAMORFISMO Y PETROLOGIA DE LOS ALPUJARRIDES

3.2.1 GENERALIDADES

Las conclusiones que se exponen en la Memoria de la Hoja de Padul, donde se han tratado más extensamente estos problemas, son generalizables para los materiales alpujárrides encontrados en esta Hoja. Por ello no se va a repetir innecesariamente lo que se dijo allí.

No obstante, como ha sido precisamente en la banda occidental de las filitas alpujárrides de esta Hoja, donde se recogieron los datos de metamorfismo que parecen autorizar la conclusión de que las filitas del manto del Trevenque son algo más metamórficas que las del manto de Víboras, se va a tratar ahora con más detalle.

Como el estudio microscópico de las micas incoloras no resulta especial-

mente discriminatorio, se recurrió al estudio de rayos X para conseguirlo. Inmediatamente se puso de manifiesto en múltiples diagramas que había dos tipos de micas bien patentes: Moscovita y Paragonita (aunque quizá también haya algo de Margarita).

Atendiendo a los valores del espaciado basal de ambas micas, deducido de los diagramas de difracción y de acuerdo con las conclusiones obtenidas por EUGSTER et al. (1955), ZEN et al. (1964) y DUNOYER (1970), se puede resumir:

a) Para bandas de la misma posición topográfica, la diferencia de espaciado es siempre menor en el manto de Trevenque.

b) Cualquiera banda del manto superior presenta valores menores que cualquiera de las bandas del manto de Víboras.

c) Las conclusiones anteriores se refieren indistintamente a los planos (002) y a los (004).

Así pues, aceptando que los espaciados basales de la Moscovita y de la Paragonita [para el mismo polimorfo], tienden a acercarse en razón directa del grado de metamorfismo, parece claro que el metamorfismo de los mantos alpujárrides en este sector es creciente hacia el Sur y que las filitas basales del manto de Trevenque muestran un grado de metamorfismo ligeramente más alto que las filitas basales del manto de Víboras.

4 HISTORIA GEOLOGICA

4.1 NEVADO-FILABRIDES

La base para llegar a las conclusiones que vamos a exponer ha sido ya expuesta en los distintos capítulos anteriores. Referiremos aquí de un modo continuado lo que puede decirse del desarrollo de los diversos fenómenos geológicos a través del tiempo:

Las diversas unidades que hemos referido (salvo la formación de mármoles conglomeráticos y metacineritas) están compuestas por basamento y cobertera. Sin duda alguna un rasgo característico de las unidades béticas s. str. es la incorporación y reactivación de los zócalos durante la orogénesis alpina.

Los zócalos están compuestos por micasquistos y cuarcitas con abundante grafito, en general, y corresponderían a sedimentos prehercínicos, y por tanto paleozoicos y quizá precámbricos. Los dichos sedimentos consistirían en una secuencia pelítico-psamítica con clara predominancia del material pelítico, y con abundante materia orgánica (ahora representada por el grafito).

Las coberteras están constituidas por rocas pérmicas y triásicas, y posiblemente el inicio del Jurásico. En ninguna de las unidades béticas presentes en la Hoja ha podido ser datada ninguna roca posterior.

Opinamos, con las debidas reservas, que el Pérmico e inicio del Trías pueden corresponder a las rocas que representan una secuencia psamítico-pelítica con clara predominancia de material arenoso. Correspondería en las rocas actuales a la formación de cuarcitas feldespáticas y micasquistos feldespáticos ($\delta P-T_A ? \gamma$) del manto del Veleta, y a micasquistos cuarzosos-micasquistos-cuarcitas que marcan el paso de las rocas oscuras grafitosas a las rocas claras en las unidades de la Caldera y de las Sabinas.

Sería lógico esperar la existencia de un conglomerado de base a esta altura en las secuencias de rocas, y que marcara la discordancia hercínica. Existe algún indicio de este fenómeno, pero no está aún lo suficientemente estudiado como para opinar con garantías.

Las siguientes rocas hacia arriba, es decir, el paquete fundamentalmente pelítico de colores claros, la alternancia con carbonatos y la coronación de potentes series carbonatadas, corresponderían al resto del Trías y quizá parte del Jurásico.

En el Trías Medio se sitúa el episodio de distensión y actividad magmática ácida, que suministra los materiales para los actuales gneises y produce el metamorfismo de contacto.

Después, posiblemente sigue la distensión con la etapa de fracturación y movilización de fluidos detectada en las rocas de la base de la unidad de la Caldera y posiblemente se produce erosión, que estaría de acuerdo con el hecho de que la parte alta de rocas carbonatadas de cobertera se conservan en mayor potencia en la unidad de las Sabinas, están poco representadas en la unidad de la Caldera y no existen en la unidad de las Yeguas.

Llegado el Cretáceo Superior se verifica una subducción acompañada de fenómenos que la hacen verosímil: metamorfismo diferente en las diversas unidades con producción de facies de alta presión en algunas rocas; cinturón pareado del de alta temperatura, con producción de migmatitas, de los alpujárrides a que antes aludimos; necesidad de una carga equivalente a más de 20 Km., inexplicable, en otra hipótesis, con las potencias de rocas existentes.

Con posterioridad (entre el Paleoceno y el Oligoceno) se da la surrección, con distensión, erupción de cineritas y sedimentación simultánea o alterante de carbonatos con bloques.

Suponemos tentativamente que en el Oligoceno s. I. tendría lugar una nueva etapa de subducción de menos importancia que la anterior, y se produciría el acontecimiento alpino s. str. con metamorfismo y deformación.

Ya indicábamos antes la relación cronológica de los mantos de corrimiento. Es un hecho que parece claramente establecido el de que tanto los nevado-filábrides como los alpujárrides han tenido su historia de corri-

mientos y metamorfismo independientes antes de que los alpujárrides se superpusiesen a los nevado-filábrides.

Finalmente, el abombamiento de Sierra Nevada y la tectónica de fractura, con movimiento relativo de bloques, culmina la historia geológica de las rocas de la región.

4.2 HISTORIA GEOLOGICA DE LOS ALPUJARRIDES

Evidentemente, la historia geológica de este sector no ha podido ser diferente en esencia de la inmediata Hoja de Padul. Como allí sólo se encontraban materiales alpujárrides y Neógeno-Cuaternario se pudo hacer un bosquejo más amplio del que se podría incluir aquí, donde, además de estos materiales, hay una gran extensión ocupada por materiales nevado-filábrides, que tienen también una historia muy compleja.

Preferimos, por ello, remitir al lector a lo que se expuso en la Memoria correspondiente a la Hoja de Padul (19-42).

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 DOMINIO NEVADO-FILABRIDE

5.1.1 MINERIA Y CANTERAS

No existen en la actualidad, dentro de la Hoja de Güejar Sierra, mina alguna en explotación; sin embargo, recientemente estuvieron en explotación algunas pequeñas del sector SE de la Hoja, que fueron abandonadas al comienzo de los 60. La Ley en Fe de algunas de ellas es alta, pero las reservas escasas, cosa que probablemente motivó el abandono.

En el sector norte de la Hoja estuvieron en explotación (pirita y siderita) dos minas: la de la Estrella, al final de la vereda de su nombre, margen del río Genil, y otra existente en la base de la Loma de las Cunas, próxima a la anterior. Hoy se encuentran abandonadas.

En los demás sectores no existen concentraciones de menas, sino sólo diseminación, como por ejemplo la diseminación de minerales magnéticos en las serpentinitas.

Tampoco existen en la actualidad canteras en explotación, pero sí han existido canteras de serpentinita, que aún cuentan con reservas. Existen varios cuerpos pequeños de esta roca no dignos de mención, pero sí algunos más importantes, como son el del Barranco de San Juan, en el sector norte de la Hoja, que arma en micasquistos de la unidad de las Yeguas; y otros dos en el sector SO de la Hoja, uno en el río Dílar y otro en el río Torrente.

5.1.2 HIDROGEOLOGIA

Los materiales nevado-filábrides de la Hoja son prácticamente impermeables. Únicamente los mármoles tienen alguna permeabilidad, pero dentro de márgenes muy reducidos.

Por tanto, los acuíferos están relacionados con micasquistos fracturados o con acumulaciones de derrubios de gran potencia. En cualquier caso el agua almacenada es escasa, los acuíferos son, generalmente, colgados e independientes.

5.2 DOMINIO ALPUJARRIDE

5.2.1 MINERIA Y CANTERAS

En este sector, las mineralizaciones que encajan en las calizas alpujarrides han llamado la atención repetidas veces a los buscadores de yacimientos. Las huellas de ese interés se encuentran en el arroyo Huenes, cerca de la Fuente del Hervidero (justo en el límite occidental de la Hoja), en la ladera SO del Cerrajón, en las proximidades del Mirador de Güejar, etc. De todos estos puntos, sólo el último citado ha mostrado una riqueza suficiente como para ser explotado ampliamente. Los demás fueron abandonados más o menos tarde, al comprobar que la dispersión de la mineralización es excesiva para compensar los costes de movimiento de materiales. Quizá hoy día, con el perfeccionamiento de las técnicas de explotación y la creciente carestía de materias primas, podrían adquirir otra vez interés económico las galerías del Cerrajón (con esfalerita y galena acompañadas de sus productos de alteración) o la del Arroyo Huenes.

En cuanto a la explotación de fluorita del Mirador de Güejar tienen un cierto interés. Se trata de un yacimiento interestratificado en la formación carbonatada del manto de Víboras de fluorita extraordinariamente pura que pasa gradualmente a interestratificaciones con dolomías de tipo «franciscana» y, finalmente, a las calizas. Es una fluorita blanca-azulada en muchos puntos extraordinariamente violácea por ligeras impurezas de elementos de las tierras raras (Samarium concretamente, según algunos análisis de fluorescencia; com. oral del Dr. ARANA del Dpto. de Mineralogía de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada). El volumen de explotación actual alcanza las 500 Tn. anuales, que se consumen enteramente en los altos hornos de Sagunto y del norte como fundente de minerales de hierro.

En cuanto a las canteras se refiere, sí revisten importancia. Debido a la trituración que presentan muchas de las rocas dolomíticas y carbonatadas de todo este sector, la explotación de gravas calizas y dolomíticas es sumamente fácil. No hay que llevar a cabo ningún procedimiento de trituración,

sino simplemente el barrenado y la clasificación de los materiales desprendidos. Este es el motivo por el que se han usado, durante mayor o menor tiempo por parte del Ministerio de Obras Públicas o por particulares, puntos diversos de la carretera al Veleta (desviación a S. Jerónimo, concretamente), proximidades del Dornajo, y puntos del antiguo trazado del tranvía del río Genil, etc.

5.2.2 HIDROGEOLOGIA

Los estudios hidrogeológicos en todos estos sectores de borde de Sierra Nevada están en curso de realización y, en principio, desde un punto de vista teórico nada más. Su aplicación a prospecciones concretas de interés económico está por hacer. Por ello no se puede hablar detenidamente de este aspecto.

En todo el sector, por tanto, se siguen utilizando el sistema clásico de apropiación de aguas de arroyos, torrentes o ríos por medio de acequias.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. (1970).—«Plieques triásicos en la Sierra de Lújar, zona Bética, provincia de Granada». *Bol. Geol. Min.*, 84, pp 593-600.
- ARANA, R. (1973).—«Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada». Tesis Doc. Universidad de Granada, 546 pp.
- BEMMELEN, R. W. van [1927].—«Bijdrage tot de geologie der Betische ketens in de province Granada». These Delft, 176 pp.
- BLUMENTHAL, M. (1935).—«Reliefüberschiebungen in den westlichen Betischen Cordilleren». *Geol. Med. occid.*, IV, 8, 3-28.
- BROUWER, H. A. (1926).—«Overthrustructure in the Eastern Betic Cordilleras». XIV Congress. Geol. Int. Madrid, pp. 1885-1888.
- COLEMAN, R. G.; LEE, D. E.; BATTY, L. B., and BRANNOCK, W.w. (1965).—«Eclogite and eclogites: their differences and similarities». *Geol. Soc. American Bull.*, 76, pp. 483-508.
- DIAZ DE FEDERICO, A. (1971).—«Estudio geológico de un sector de Sierra Nevada situado al Sur de Jerez del Marquesado (Zona Bética, Granada)». *Cuad. Geol.*, 2, pp. 89-114.
- (1975).—«Memoria explicativa de la Hoja de Aldeire (21-42) del Mapa Geológico Nacional, a escala 1:50.000». *IGME* (in lit.).
- 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. 17-23.
- (1976).—«Estudio geológico del Complejo de Sierra Nevada entre los meridianos de Lanjarón y Pitres». *Tecniterrae*, 9, pp. 1-10.

- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970).—«The transformation of clay mineral during diagenesis and low-grade metamorphism». *Sedimentology*, 15, pp. 281-246.
- EUGSTER, H. P., and YODER, H. S. (1955).—«The join Muscovite-Paragonite». *Carneg. Inst. Wash. Yearbook*, 54, pp. 124-126.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères Bétiques». *Est. Geol.*, 4, pp. 83-172.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A.; FONTBOTE, J. M., y SOLE, L. (1961).—«Estudios sobre las series de Sierra Nevada y la llamada Mischungszone». *Bol. IGME*, LXXI, pp. 345-557.
- FONTBOTE, J. M. (1975).—«Memoria explicativa de la Hoja de Guadix (21-41) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000». *IGME* (in lit.).
- FONTBOTE, J. M.; GONZALEZ-DONOSO, J. M.; GALLEGOS, J. A., y SANZ DE GALDEANO, C. (1976).—«Memoria explicativa de la Hoja de Padul (19-42) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000». *IGME* (in lit.).
- FONTEILLES y GUITARD (1964).—«L'effect de socle dans le metamorphisme hercynien de l'enveloppe paleosoique des gneiss des Pyrenées». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 258, pp. 4299-4302.
- GALLEGOS, J. A. (1975).—«Los Alpujarrides al W de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas)». Tesis. Univ. de Granada.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967).—«La zona Subbética al norte de Granada». Tesis. Univ. de Granada.
- GONZALEZ-DONOSO, J. M. (1967).—«Estudio geológico de la Depresión de Granada». Tesis. Univ. Granada (Inédita).
- GONZALEZ-DONOSO, J. M., y VERA, J. A. (1965).—«Estudio geológico de una parte de las laderas Norteoccidentales de Sierra Nevada (Granada)». *Notas y Com. IGME*, pp. 78-93.
- HIGGINS, M. W. (1971).—«Cataclastic rocks». *Geol. Surv. Prof. Paper*, pp. 687-697.
- HOEPPENER, R., and KOCKEL, F. (1969).—«Lias von und in den Rondaiden (Südspanien)». *N. Jb. Geol. Paläont. Mn.*, pp. 412-424.
- HACQUIN, J. P. (1966).—«La "franciscane", un problème de pétrogenèse dans les dolomies du Trias alpujarride de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne)». *Ann. Centre Enseig. Sup. Brazzaville*, 2, pp. 79-90.
- PUGA, E. (1965).—«Nuevos datos sobre las anfibolitas del borde NW de Sierra Nevada». *Not. y Com. IGME*, 80, pp. 137-156.
- (1970a).—«Sobre la existencia de "ortogneises porfiroides" en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España)». *Bol. Geol. Min. España*, 81-II-III, pp. 174-184.
- (1970b).—«Tres variedades de cloritoide en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España)». *Cuad. Geol.*, 1, pp. 65-70.
- (1971).—«Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental (Cordilleras Béticas, España)». Tesis Doctoral. Univ. de Granada (in lit.).
- PUGA, E., y DIAZ DE FEDERICO, A. (1974).—«Los terrenos nevado-filábrides

- del sector occidental de la Hoja en "Memoria explicativa de la Hoja de Lanjarón (20-43) a escala 1:50.000". *IGME* (in lit.).
- (1976).—«Naturaleza y evolución del metamorfismo en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética, España)». *Cuad. Geol.* (in lit.). Trabajo expuesto en la Reunión de Geodinámica de las Béticas. Mayo 1976. Granada.
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A., y FONTBOTE, J. M. (1974).—«Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética». *Est. Geol.*, 30, pp. 543-548. Tomo homenaje al Prof. Martín-Vivaldi.
- PUGA, E., y FONTBOTE, J. M. (1966a).—«Sur l'origine des gneiss de la Sierra Nevada, Grenade, Espagne». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 262, pp. 2681-2684.
- (1966b).—«Albite filonienne et albitisation dans les formations métamorphiques de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, pp. 13-15.
- PUGA, E.; FONTBOTE, J. M., y MARTIN-VIVALDI, J. L. (1968).—«Caracterización petrológica del tramo de la Caldera en la Serie de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas)». *Bol. Geol. Min. España*, 79-IV, pp. 388-406.
- (1975).—«Kyanite Pseudomorphs after Andalusite in polymetamorphic rocks of the Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Southern Spain)». *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 55, pp. 227-241.
- ROEVER de, W. P. (1972).—«Application of the facies principle to rocks metamorphosed in more than one metamorphic facies with special reference to plurifacial metamorphism in southeastern Spain». *Kon. Ned. Akad. van Wet. Amsterdam*, 75, pp. 253-260.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1976).—«Datos sobre las deformaciones neógenas y cuaternarias de la región de Padul». *Cuad. Geol.* Univ. Granada (en prensa).
- SPRY, A. (1969).—«Metamorphic textures». Pergamon Press, London, 350 pp.
- TONA, F. (1973).—«Positions des horizons dolomitiques mineralisés en fluorine et galene au sein des sediments triasiques de la Sierra de Lújar (Grenade). Evolution et géochimique». Tesis. Univ. París.
- TURNER, F. J. (1968).—«Metamorphic Petrology». McGraw-Hill, New York.
- VERA, J. A., y GONZALEZ-DONOSO, J. M. (1964).—«Discordancia intravindobonense en Montefrío. Zona Subbética». *Notas y Com. IGME*, 76.
- VIENNOT, P. (1930).—«Observations géologiques dans la région de Grenade (Andalousie)». Livre Jubilaire. *Soc. Geol. France*, pp. 633-660.
- ZEN, E., and ALBEE, A. L. (1964).—«Coexistent Muscovite and Paragonite in pelitic rocks». *Am. Min.*, 29, pp. 904-925.
- ZWART, H. J. (1962).—«On the determination of polymetamorphic mineral association and its application to the Bosost area (Central Pyrenees)». *Geol. Rundsch.*, 52, pp. 38-64.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA