



# IGME

1.054

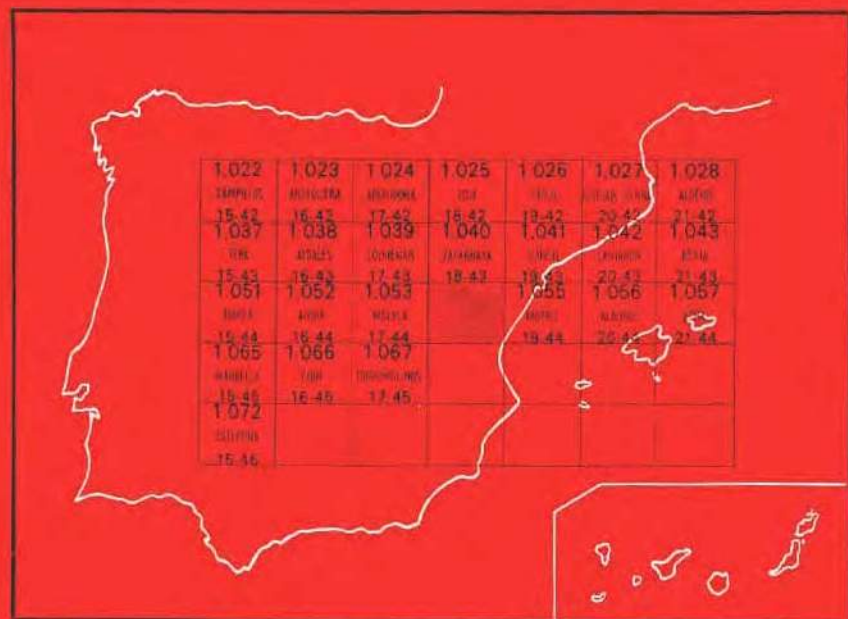
18 44

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# VELEZ-MALAGA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**  
**E. 1:50.000**

**VELEZ-MALAGA**

**Segunda serie - Primera edición**

**SERVICIO DE PUBLICACIONES**  
**MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

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

En *Memoria*: J. J. Elorza y V. García-Dueñas (Univ. de Bilbao).

En *Mapa Geológico*: J. J. Elorza y V. García-Dueñas (Univ. de Bilbao).

En *Petrografía*: J. J. Elorza (rocas metamórficas) y M. C. Comas (rocas sedimentarias) (Univ. de Bilbao).

En *Micropaleontología*: J. M. González-Donoso (Univ. 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 - 16.901 - 1981

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

## INTRODUCCION

Entre los ríos Chillar y Vélez, la Hoja de Vélez-Málaga (1.054) abarca una amplia extensión de algunas unidades alpujárrides representativas; en concreto pertenecen a los mantos superiores y de mayor grado de metamorfismo de todo el conjunto alpujárride. Gran parte del tercio sud-occidental de la Hoja está ocupado por afloramientos de la que se viene a denominar Unidad de Benamocarra; constituida por paleozoico (esquistos con granate y estauro-lita), su posición y pertenencia a Maláguides o Alpujárrides será comentada. Todavía, diversos afloramientos indiscutiblemente maláguides, completan el repertorio de las unidades béticas aquí representadas.

Los únicos y relativamente escasos materiales post-tectónicos, son muy recientes, depositados durante el Plioceno y Cuaternario.

Los más importantes trabajos que proporcionan información sobre el área de Vélez-Málaga, se deben a BLUMENTHAL (1935), COPPONEX (1959) y BOULIN (1970). Sobre todo el primero y el último de ellos orientaron sus estudios para culminar la síntesis regional de los Alpujárrides y Maláguides situados al O y SO de Sierra Nevada y hasta los alrededores de Málaga.

BLUMENTHAL utilizó el término «Reliefüberschiebungen» para expresar el modo de traslación de su «Manto de Gádor» (Alpujárride) y del mismo «Bético de Málaga» (Maláguides). Con ello señalaba la presencia de corrimientos importantes sobre un autóctono relativo apreciablemente erosionado, de manera que la superficie de corrimiento terminara coincidiendo con una superficie topográfica; admitida esta hipótesis de los *corrimientos epiglépticos* —castellanización de la versión francesa del término alemán—, él podía mejor

explicar la geometría de los contactos (y de ciertos afloramientos) entre unidades internas de las Cordilleras Béticas. Independientemente de la existencia o no de epigiptismo, la interpretación tectónica general de BLUMENTHAL ha resultado esquemática y simplista en demasía.

Por su parte, COPPONEX sostiene, en esencia, opiniones semejantes a las de BLUMENTHAL; sustituye razonablemente el nombre de Manto de Gádor por el de Manto de Guajar, utilizado por VAN BEMMELEN, pero no llega a plantear en términos adecuados el problema de la relación tectónica entre dicho manto y los Maláguides.

Los planteamientos de BOULIN son más certeros y es él quien, por fin, plasma una hipótesis sustentada por la más atenta observación de los materiales y con la manifiesta expresión de la múltiple variedad de las unidades tectónicas. Como consecuencia, introduce una terminología nueva para designar a los distintos elementos alóctonos diferenciados y retorna, con criterios también nuevos, la atribución a Maláguide o Nevado-Filábrides de ciertos materiales asignados antes a los Alpujárrides.

Con ser interesantes las ideas de BOULIN, nuestras opiniones se apartan sustancialmente de las suyas, sobre todo en lo que atañe a los Alpujárrides. No es posible entrar ahora en la matizada confrontación de estas diferencias, ni en el origen y discusión de las mismas; tampoco lo juzgamos imprescindible para nuestros propósitos. Lo cierto es que, con el conocimiento más ajustado de las sucesiones metamórficas de los Alpujárrides, se han precisado las interrelaciones de las formaciones que los constituyen y se han esclarecido los rasgos estructurales mayores de cada manto. Con estos nuevos datos hemos podido delimitar más fielmente las numerosas unidades tectónicas e individualizar los diferentes mantos conforme a criterios más convincentes (ALDAYA y GARCIA-DUEÑAS, 1976).

A la vista del parentesco litológico de las sucesiones alpujárrides, ha resultado posible definir un corto número de formaciones estratigráficas, características de varios mantos diferenciados entre Motril y Vélez-Málaga. Para cada uno de ellos, rigurosas modificaciones de los valores de presión y temperatura han determinado el metamorfismo de las sucesiones originales; por su causa, los materiales registran ahora los resultados de procesos metamórficos de diferente grado.

Nuestro mapa geológico pretende la distinción de conjuntos con el carácter de formaciones y simultáneamente comporta, hasta donde ha resultado aconsejable, la especificación de ciertas zonas con minerales metamórficos escogidos; así, algunas formaciones quedan divididas en tramos de esquistos, designados con el nombre de una localidad tipo en la cual pueden ser reconocidos. Compárese a este efecto la leyenda del mapa con la terminología que figura en el Cuadro I.

La particular evolución metamórfica de los materiales paleozoicos y triásicos alpujárrides ha obligado, en ciertos casos, a la utilización conjunta de

CUADRO I.—Secuencias y correlación de las Unidades Alpujárrides de Velez-Málaga (1.054)

Unidad	Términos de la secuencia	Formación	Manto	Equivalente
UN. DE BENAMOCARRA	{ $\xi_{cg}$ } Esquistos de Benamocarra		MA??	
UN. DE SAYALONGA	{ $\Delta_b^4$ } Mármoles de Salares (*) { $\xi_b$ } Esquistos de Lagos { ${}_n\xi_{ve}$ } Esquistos de Calaceite { ${}_n\xi_{vs}$ , $\psi$ } Esquistos de Guanos { $\zeta_v$ } Gneiss de Torros	Fm. Carbonatada Fm. Otívar Fm. Benthomiz	MG	UN. DEL CHARCON (Zafarraya, 1040)  UN. DE GUINDALERA (Motril, 1055)
UN. DE CANILLAS DE ALBAIDA	{ $\zeta_g$ } Gneiss de Canillas (*) { $\Delta M$ } Mármoles de Cuevas (*) (Interc.)		MS??	UN. DE VENTA PALMA (parte basal) (Zafarraya, 1040)
UN. DE LAS ALBERQUILLAS	{ $\Delta^4$ } Mármoles de Cruz del Pinto { ${}_g\xi_{bg}$ } Esquistos de Torre Caleta (*) { ${}_o\xi_c$ } Esquistos de Torre del Pino (*)	Fm. Carbonatada Fm. Otívar Fm. Jate Fm. Mona	MH (Inter-media con MS)	UN. DE LA TEJEDA?? (Zafarraya, 1040)
ESCAMA DE CALIXTO	{ ${}_v\xi_{kh}$ , ${}_v\xi_{sh}$ } Sucesión esquistosa de Calixto	Fm. Jate	MH	UN. DE LA TEJEDA (Zafarraya, 1040)
UN. DEL JATE	{ $\Delta_x^4$ , $\xi^4$ } Mármolea con Intercalaciones del Dalre (*)	Fm. Carbonatada	MH	

(\*) Nombre del tramo en localidad fuera de la Hoja.  
Nota.—Para el nombre de los mantos, véase el texto.

minerales índice pertenecientes a asociaciones características de distintas series de facies del metamorfismo dinamo-térmico.

En el Cuadro I se recogen, de acuerdo con los criterios expresados, los términos constitutivos de cada una de las unidades alpujárrides del área de Vélez-Málaga, con indicación de las formaciones respectivas a las cuales pertenecen. Las unidades se consignan por su posición geométrica de arriba a abajo, se correlacionan tectónicamente con unidades de áreas limítrofes (acompaña nombre y número de la Hoja limítrofe) y se agrupan por mantos; los Mantos Alpujárrides de este área se representan en el Cuadro por las siguientes siglas:

Alpujárrides (MA)	}	Manto de Los Guájares (MG)
		Manto de Salobreña (MS)
		Manto de La Herradura (MH)

La extensión y significado regional de estos mantos puede apreciarse si se consultan las Hojas vecinas de Motril (GARCIA-DUEÑAS y AVIDAD, 1975) y de Zafarraya (ELORZA et al., 1979).

## 1 ESTRATIGRAFIA Y PETROGRAFIA

Los materiales béticos existentes son en su mayor parte triásicos o pre-triásicos; se exceptúan algunos afloramientos muy localizados pertenecientes al Jurásico o Terciario (Maláguides). Algunas formaciones marinas del Plioceno, a las cuales se superponen términos probablemente continentales que abarcan el Cuaternario, constituyen los únicos sedimentos discordantes, posteriores a las etapas tectónicas principales.

Las formaciones alpujárrides aparecen metamorfozadas; aún los términos que en principio pudieran suponerse como de edad triásica, han sufrido una metamorfosis de tal grado que se reconocen muy pocos de los caracteres relativos a su primitiva condición sedimentaria. En general, el metamorfismo ha sido más intenso en las formaciones con sedimentos más antiguos y se nos muestra progresivamente más fuerte y sin saltos, a medida que se desciende en la secuencia de cada unidad; las rocas más profundas contienen gneises migmatíticos y metatexitas.

El grado de metamorfismo de las sucesiones maláguides es mucho menor y sólo se manifiesta en los términos inferiores al Devónico; en cualquier caso corresponde como máximo a la neocrystalización generalizada de biotita y a la aparición de andalucita, mucho menos frecuente.

Comúnmente aparecen varias esquistosidades en los términos metamórficos de las unidades maláguides y alpujárrides. Las deformaciones relacionadas con las estructuras de esquistosidad, amén de los cepillamientos tec-

tónicos y despegues ligados a los corrimientos, hacen que las potencias que figuran en las columnas y las que eventualmente se citan en el texto, únicamente tengan el valor de aproximaciones orientativas.

Para evitar la reiteración al describir los materiales, puesto que casi todos ellos son metamórficos, se han reunido en este mismo capítulo los caracteres estratigráficos y petrográficos.

## 1.1 SUCESION ESTRATIGRAFICA DEL COMPLEJO MALAGUIDE

El límite entre Maláguides y Alpujárrides ha sido discutido por diversos autores. La principal dificultad para concretar dicho límite reside en la asignación a uno u otro de dichos complejos de los materiales que nosotros consideramos como Unidad de Benamocarra (véase Cuadro I); los esquistos de Benamocarra, tal como ya indicara BOULIN, podrían considerarse como la base de los Maláguides y sus fenoblastos, entre los que se encuentra la estauroлита, y texturas nos llevarían a admitir la extraordinaria semejanza entre esos esquistos y los pertenecientes a la formación más baja de unidades de mantos como el de Los Guájares. Sin embargo, esa misma identidad litológica y el paralelismo en los episodios de blastesis metamórfica apoyan la verosimilitud de la inclusión entre los Alpujárrides de la Unidad de Benamocarra. La cuestión no está zanjada, pero nos parece más plausible la segunda posibilidad y en su virtud referiremos los esquistos de Benamocarra entre las formaciones alpujárrides.

El Complejo Maláguide comprende, entonces, dos unidades al SO de Vélez-Málaga, la más septentrional es la Unidad de Iznate, constituida exclusivamente por materiales esquistosos atribuibles al Silúrico, y la más meridional, Unidad de Almayate, con una sucesión más completa. A estas dos unidades hay que añadir dos klippen de muy reducidas dimensiones, constituidos: a) por Jurásico, el situado en el mismo Vélez-Málaga; b) por Eoceno (?) y Permotrias, el situado a 3 Km. al NO de Torre del Mar.

Tomaremos como sucesión maláguide para el área de Vélez-Málaga la establecida a partir de los términos existentes en los afloramientos de la Unidad de Almayate. No se han conseguido dataciones; las edades probables asignadas se basan en la correlación regional.

En el Paleozoico se pueden diferenciar varios términos, si bien, en la Unidad de Almayate, los contactos entre algunos de ellos son tectónicos, con lo que la sucesión se ve incompleta.

La litología del paquete más abajo (Silúrico?) corresponde a esquistos y cuarcitas de naturaleza filítica, satinadas, de colores azulados, grises o rojos. Está representado en el mapa geológico con el símbolo «S». Entre estos niveles pueden encontrarse a veces conglomerados deformados, con cantos estirados; el metamorfismo que afecta a los esquistos ha determinado la aparición de biotita, de cloritoide desorientado (a veces mimético) y de andalucita helicítica, esta última más frecuente en los niveles más bajos y



muy irregularmente repartida. La intercalación de muy raros niveles de lidita completa la litología de estos materiales, entre los cuales es muy frecuente encontrar diques de rocas básicas (diabasas, Fe). Dos esquistosidades muy visibles se presentan en el Silúrico maláguide, cuyos materiales, por otra parte, son algo semejantes a los esquistos biotíticos existentes en algunas unidades alpujárrides.

Por encima de estos esquistos silúricos de grano fino se sitúa una sucesión algo esquistosa con grauwackas, cuarcitas y algunas intercalaciones de rocas carbonatadas. Las rocas carbonatadas son frecuentemente calizas oscuras con diaclasas rellenas de calcita, estratificadas en bancos delgados y muy discontinuos.

Por comparación con otras regiones próximas, se admite que las primeras pasadas de calizas corresponden al Silúrico Superior o Devónico Inferior y la deformación sufrida por ellas hace que los bancos calizos se muestren distorsionados, estirados y ondulados, presentándose el «boudinage» como estructura de detalle frecuente. Este término esquistoso y grauwáckico es bastante monótono y en alguno de sus bancos se reconocen los caracteres de turbiditas. Son frecuentes también los niveles de liditas y el conjunto del paquete muestra una coloración verdosa o pardo oscura. Ha sido atribuido al Devónico (D), a pesar de que no se han encontrado restos fósiles; en las calizas se han citado faunas en otras localidades.

Más altos que los términos atribuidos al Devónico y en contacto tectónico con el paquete inferior (la posición es difícil de establecer sobre el terreno), se encuentran niveles también grauwáckicos con términos pizarrosos intercalados y con niveles de conglomerados. El conjunto muestra caracteres de flysch y las grauwackas tienen la significación de ritmitas; en algunos niveles llegan a reconocerse huellas de corriente, aunque muy mal conservadas. La coloración es gris oscuro o verde y son muy abundantes las micas de origen detrítico; los conglomerados no muestran huellas de deformación sensible en sus cantos. Por comparación con otros sectores, se puede concluir que los materiales carboníferos que nos ocupan, representados por «H» en el mapa, corresponden a una sucesión común en los Maláguides, a la que faltan los términos más altos; en otras áreas se han citado niveles de conglomerados de naturaleza particular («conglomerado de Marbella») y calizas, ausentes en la Unidad de Almayate.

Sobre cualquiera de los términos descritos se encuentra una formación de litología muy característica, que se atribuye al Permotriás; en la Hoja de Vélez sólo hay tres afloramientos de estos materiales: a) dos situados un Km. al O de Almayate Bajo, y b) otro a unos 800 m. al N de la costa, junto al río de Cajís. En los dos primeros el Permotriás descansa sobre el Carbonífero y en el tercero, sobre términos atribuidos al Devónico. Las condiciones de observación son tales que no es posible asegurar si algunos de los contactos de los afloramientos de Permotriás señalados son estratigráficos. Se puede pensar que el Permotriás maláguide, igual que en otros puntos de la

Cordillera, es discordante sobre cualquier término paleozoico, aunque no se observan discordancias angulares apreciables.

Es difícil valorar la potencia de la sucesión maláguide descrita. El Silúrico puede llegar a rebasar los 200 m.; el Devónico tiene un desarrollo semejante al del Carbonífero, con valores estimados del orden de varias decenas de metros; el Permotriás está poco conservado, nunca con más de 20-30 m.

Al O de Almayate Bajo, y próximo a la costa, aparece un afloramiento de Jurásico (?), espacialmente asociado al Permotriás maláguide. Aparece despegado, mediante un contacto tectónico, del Carbonífero, sobre el que se apoya. Litológicamente son calizas dolomitizadas, parecidas a las del Klippe de Vélez, si bien resalta el hecho de que el klippe se presenta corrido sobre la Unidad de Benamocarra; aunque no disponemos de criterios paleontológicos, ambos enclaves carbonatados han sido atribuidos al Jurásico Inferior (J<sub>1</sub>); el Lías maláguide, recompuesto a partir de estos dos afloramientos, consta de dolomías (doloesparritas) y calizas dolomitizadas, todas ellas recrystalizadas fuertemente, hasta el punto de que puede considerárselas marmorizadas.

Finalmente, unos 2,5 Km. al S-SO de Vélez-Málaga, y 3 Km. al NO de Torre del Mar, cerca de la carretera que flanquea por el O el valle del río Vélez, existe un afloramiento muy pequeño de calizas detríticas, atribuidas por BOULIN al Eoceno. Sin disponer de nuevos criterios, admitimos como verosímil la atribución del mencionado autor; este reducido afloramiento se representa en cartografía con el símbolo T<sub>2</sub><sup>A</sup>. El posible Eoceno, junto con un minúsculo afloramiento de Permotriás, situado junto a él, se apoya directamente sobre términos silúricos; los contactos entre unos y otros materiales deben ser tectónicos.

## 1.2 FORMACIONES DE LOS MANTOS ALPUJARRIDES

En esquema, una unidad alpujárride se compone de un paquete carbonatado situado sobre una sucesión detrítica, predominantemente pelítica. Por efecto del metamorfismo, la sucesión inferior está compuesta por términos filitosos, esquistosos y cuarcíticos, cuya falta de variedad ocasiona dificultades cuando se intenta subdividirla o correlacionarla.

Al E del meridiano de Almería, los geólogos holandeses de la Universidad de Amsterdam han distinguido habitualmente cuatro formaciones alpujárrides (DE VRIES y ZWAAN, 1967; EGELER y SIMON, 1969). Su composición litológica es:

- 1) Calizas y dolomías, con niveles fosilíferos (Triás Medio-Superior).
- 2) Filitas abigarradas y grises, cuarcitas, yesos y horizontes carbonatados (Permotriás, probable).
- 3) Filitas, cuarcitas y metagrauwackas pardas, grises o verdosas, con intercalaciones calizas (Devono-Carbonífero; Pérmico?).

4) Micasquistos oscuros y cuarcitas con granate, y localmente estaurólita, considerada prealpina (pre-Silúrico?).

Entre Motril y Adra, al S de Sierra Nevada, ALDAYA (1969) propugna una subdivisión comparable, al expresar que en sus mantos más altos (Mantos de Murtas y Adra) existen tres formaciones inferiores a la formación carbonatada. Son, por orden de situación hacia abajo, la formación de filitas y cuarcitas, la formación de cuarcitas y esquistos y la formación de micasquistos grafitosos y cuarcitas.

La equivalencia entre las formaciones de DE VRIES y ZWAAN y ALDAYA es evidente. De las cuatro que mencionan, sólo la formación carbonatada ha sido reiteradamente datada, en especial en aquellos mantos, como el de Lújar, de más bajo grado de metamorfismo (cf. KOZUR y SIMON, 1972; etc.); EWERT (1976) ha estudiado con detalle la estratigrafía del Manto de Lújar (com. oral de EWERT, en ALDAYA y GARCIA-DUEÑAS, 1976).

A partir de las observaciones efectuadas al O del meridiano de Motril, se ha propuesto una nueva subdivisión estratigráfico-petrográfica de las metamorfitas alpujárrides (GARCIA-DUEÑAS, in lit.), basada «con preferencia en la comparación de características litológicas de conjunto» de sus secuencias. Comprobada la importante transformación metamórfica de los materiales al O de Motril, las formaciones han sido definidas considerando la naturaleza presumible de los materiales originales; cada formación se divide en tramos que pueden ser considerados como miembros de la formación, a la vez que representan «una *facies* o una o varias *zonas* de minerales» metamórficos. De esta manera la individualización cartográfica de los tramos refleja el trazado de determinadas isogradas, cuya posición queda igualmente registrada en las columnas.

Hemos seguido aquí esta nueva subdivisión; los nombres de las formaciones consignados en el Cuadro I se ajustan a ella. El cuadro sintetiza además la división en tramos de cada formación y las unidades tectónicas y mantos de los que forman parte.

Aunque no ha sido posible datarlas, pueden aceptarse las atribuciones al Triás Medio-Superior de la *Fm. Carbonatada* y al Permotriás de la *Fm. Otívar*. Las *formaciones Jate, Mona y Benthomiz* poseen términos paleozoicos; la primera de ellas probablemente no es incluíble en su totalidad en la mitad superior del Paleozoico. Los *Mármoles de Cuevas* y *Gneiss de Canillas*, ambos de la Uni. de Canillas de Albaida, son materiales de formación y edad problemática.

En los apartados que siguen describiremos los tramos y formaciones según aparecen en la secuencia de cada unidad en el área de Vélez-Málaga; se ha seleccionado una localidad tipo por tramo, también dentro de cada unidad.

Para la descripción hemos preferido empezar por las secuencias más completas o más representativas, sin atender al orden de superposición de las unidades respectivas, indicado en el Cuadro I. Dentro de cada sucesión se

describen los tramos de más moderno a más antiguo, ya que este orden coincide con el de metamorfismo creciente.

### 1.2.1 SECUENCIA DE LA UNIDAD DE SAYALONGA

En ella existen materiales de la Fm. Carbonatada, la Fm. Otívar y la Fm. Benthomiz. La Fm. Carbonatada, a la que pertenecen los mármoles de Salares, es extremadamente reducida; a la Fm. Otívar pertenecen los esquistos de Lagos (micasquistos de grano fino y cuarcitas con biotitas, coronadas localmente por calcoesquistos); la Fm. Benthomiz está constituida por micaesquistos oscuros y esquistos muy cuarzosos, englobables bajo el nombre genérico de cuarzo-esquistos, con estaurrolita, cianita y sillimanita, y gneisses con feldespato potásico, y comprende los esquistos de Calaceite, esquistos de Guanos y Gneiss de Torrox, respectivamente.

Los contactos entre las tres formaciones suelen aparecer mecanizados, por lo cual sus límites son imprecisos. Los esquistos de Lagos están extremadamente reducidos en el N de la Hoja, pero hacia el S junto a Lagos, es posible que se incluyan en ellos algunos términos cuarcíticos incorrectamente asimilados a la Fm. Otívar (Permotrias?). Por debajo de ellos se sitúa la cima de la Fm. Benthomiz, con unos micaesquistos y cuarzoesquistos oscuros y pardos (esquistos de Calaceite), que difieren mucho de los materiales que en otras formaciones (p. ej., Fm. Jate) pueden representar un Paleozoico alto; en cualquier caso su edad paleozoica parece muy verosímil y su posición sobre los esquistos de Guanos es indiscutible.

#### $\Delta_b^4$ . *Mármoles de Salares*

Únicamente afloran como un delgado paquete (10-15 metros, máximo), en el sector de Nerja. El afloramiento más importante (El Capitán) está situado unos 500 m. al N de la playa de Burriana. Se hallan superpuestos a micaesquistos de grano fino con biotita y posiblemente ellos mismos están incluidos en la zona de biotita-cloritoide, como los esquistos de Lagos infrayacentes.

Cabe que estos mármoles correspondan a una intercalación carbonatada perteneciente a la Fm. Otívar, de forma que las metapelitas superiores hubieran sido erosionadas, pero es altamente probable que formen parte de los niveles carbonatados del Trías Medio o Superior. Otro tanto puede decirse del afloramiento-tipo de Salares, situado junto a la localidad de ese nombre en la Hoja de Zafarraya (ELORZA et al., 1979). No contienen tremolita, biotita, etcétera en el Capitán, como es el caso en otros afloramientos de la Fm. Carbonatada.

#### $\xi_b$ . *Esquistos de Lagos*

Compuestos fundamentalmente de micaesquistos y esquistos cuarzo-mos-

covíticos de colores grises claros y tonalidades verdosas o aceradas, entre los que se intercalan cuarcitas claras. Son de grano fino y apariencia muchas veces deleznable y fáciles de distinguir en el campo. Espesor de 200-300 m., máximo.

Contienen cantidades importantes de cuarzo y mica blanca y otras subordinadas de clorita, plagioclasa, epidota (clinozoisita), menas metálicas y otros accesorios. El cloritoide es frecuente, pero no abundante, orientado o no, conforme a la esquistosidad más manifiesta; la biotita, neocristalizada en varias generaciones, es más abundante hacia la parte baja del tramo, en donde puede encontrarse englobada en peciloblastos de plagioclasa y andalucita.

Los esquistos de Lagos quedan comprendidos en la zona biotita-cloritoide de nuestra zonación metamórfica. En sus términos más altos se han recogido muestras en las que la biotita está ausente [1]; esto no ocurre en los afloramientos próximos a Arenas y Daimalos, en donde la sucesión se completa hacia arriba con niveles de calcoesquistos, tal vez transición a la Fm. Carbonatada. Hacia su parte baja se encuentra andalucita peciloblástica, habitualmente helicítica y desordenada (los cristales son bien visibles a simple vista); también hacia la parte basal han aparecido granates.

Puede añadirse la existencia de niveles calcosilicatados ricos en epidota, anfíbol y/o clorita; se trata de niveles de algunos centímetros de espesor y con coloraciones verdes características.

### n<sup>5</sup>Ve. *Esquistos de Calaceite*

Afloran extensamente entre Frigiliana y Daimalos, aunque se conservan algunos otros afloramientos más o menos dispersos, los más importantes de los cuales se localizan entre Nerja y Lagos, próximos a la costa. Entre las desembocaduras de los ríos Seco y Torrox, está enclavada la cala que les da nombre.

Están formados por varios centenares de metros, aunque la potencia puede reducirse desde 500-600 m. a menos de 100 de micaesquistos negros grafitosos, entre los cuales destacan importantes concentraciones cuarcíticas también oscuras, con tonos rojos y ocreos característicos, de alteración.

En detalle, siempre la sucesión muestra la alternancia reiterada de horizontes pelíticos y areniscosos, correspondiendo probablemente estos últimos a grauwackas y litarenitas originales bastante cuarzosas; los lechos pelíticos se han transformado en micaesquistos y los de areniscas en cuarzomicaesquistos y micacuarcitas. Sin embargo, la distribución o el desarrollo de las alternancias no es regular y así, por ejemplo, la base de los esquistos de Calaceite, en las proximidades de Sayalonga, deja ver un paquete desarrollado en el que predominan los bancos gruesos menos micáceos.

---

[1] Nos referimos a alguna muestra por debajo de los mármoles del afloramiento, ya mencionado, de El Capitán.

El grado de cristalinidad es ya apreciable, aunque muchos de los componentes minerales no se observen a simple vista. En particular, la presencia de estaurolita, que los caracteriza, es difícil de detectar sin el concurso del microscopio; paralelamente a la aparición de la estaurolita, se hacen más abundantes y visibles los granates, aumenta el contenido en biotita y se sigue observando la andalucita.

Los principales minerales presentes más abundantes son cuarzo, moscovita y biotita, estas dos últimas en cantidades comparables en conjunto. La andalucita existe casi siempre y se sobrepone a una esquistosidad (la más ostensible) sin deformar o suavemente microplegada; la plagioclasa xenoblástica puede encontrarse asociada o intercrecida con la andalucita; la estaurolita llega a ser relativamente abundante y se ha formado antes de la esquistosidad más desarrollada y conservando una  $S_1$ , o después de ella, como cristales subidioblásticos (1); el granate, muy común, unas veces es subidioblástico y otras xenoblástico (peciloblastos) y suele tener inclusiones.

Como minerales importantes existen menas, turmalina, clorita y otros.

Los esquistos de Calaceite se sitúan en la zona de estaurolita y dan paso a esquistos en los que aparece sillimanita (fibrolita). En la Un. de Sayalonga no se ha reconocido por encima de la isograda de la sillimanita una zona de estaurolita-cianita, como es habitual en otras unidades de los Alpujarrides más metamorfozados (TORRES-ROLDAN, 1974; AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, 1975; NAVARRO-VILA, 1976; etc.). Otras unidades del área de Vélez-Málaga carecen de esta particularidad y poseen abundante cianita antes de que se alcance en el espacio la sillimanita.

Entre los esquistos de Calaceite existen frecuentes venas de cuarzo en posición variable respecto a la esquistosidad; en muchas de esas venas, además de mica blanca y plagioclasa ha cristalizado andalucita, en cristales rosados de buen tamaño. En un caso se ha encontrado una vena plegada en la fase de deformación de la esquistosidad más visible, que contenía pequeños cristales de cianita; es el único caso de registro de ese mineral en el tramo y precisamente la vena está encajada lejos de la base.

#### *n<sup>o</sup> 5. Esquistos de Guanos*

Se trata de una potente sucesión (más de 1 Km.?) de micaesquistos negros y cuarzomicaesquistos o micacuarcitas (menos frecuentes) oscuros y muy semejantes a los de Calaceite, si bien su grado de cristalinidad es netamente mayor.

La transición entre los dos tramos es imperceptible sin el auxilio del mi-

---

(1) En general, su neocrystalización es muy dilatada y analizando la disposición de sus inclusiones y el trazado de su esquistosidad interna ( $S_1$ ) se comprueba su formación inter o sincinemática (cf. NAVARRO-VILA, 1976).

croscopio, pero a medida que nos alejamos del límite, los granos de la mesotaxis se hacen más groseros, y los fenoblastos de mayor tamaño.

Hacia la parte baja del tramo se hace más neto el desarrollo de una esquistosidad de crenulación  $S_3$  superpuesta a la esquistosidad  $S_2$ , generalmente perceptible, que envuelve a fenoblastos con una  $S_1$  ( $S_i$ ) conservada; está también asociada a pliegues con diferente geometría según los materiales afectados. Como ya ha sido señalado una crenulación ( $D_3$ ) es observable en los esquistos de Calaceite.

La existencia de una esquistosidad de crenulación de fase 3, en relación con la cual se da blastesis ha sido puesta de manifiesto para los Alpujárries de las Sierras del Tocón por NAVARRO-VILA (1976); en otro contexto, AVIDAD (1976) apunta también en el mismo sentido.

Los esquistos de Guanos forman parte de un extenso afloramiento que ocupa buena extensión de la superficie central de la Hoja de Vélez-Málaga. Toman su nombre de la Cuesta de Guanos, entre Algarrobo y el Vértice Benthomiz (709 m.)

Entre ese gran afloramiento se destacan algunos otros reducidos y otros más no recogidos en el mapa, de gneisses migmatíticos y migmatitas estromáticas, que contienen feldespatos potásico; estas rocas están asimismo asociadas al Gneiss de Torrox, aunque se encuentran incluidas como parte de los esquistos de Guanos, en general.

Nuestro tramo de esquistos de Guanos equivale a los «micaesquistos con fenoblastos y con sillimanita del Veas» de BOULIN (1970) y sus «micaesquistos con fenoblastos desprovistos de sillimanita» a nuestros esquistos de Calaceite. Ambos, junto al Gneiss de Torrox, forman el conjunto inferior («Paleozoico antiguo») de la «Serie del Veas» del mismo autor. Sin embargo, BOULIN integra en el conjunto inferior de la misma serie, entre otros términos, mármoles, a nuestro entender de la Fm. Carbonatada, y varias de nuestras unidades completas (Un. de Canillas, Un. de las Alberquillas, Escama de Calixto y Un. de la Tejada), amén de la Un. de Sayalonga, en su mayor parte.

Los minerales componentes son cuarzo, biotita, mica blanca (menos abundante que la biotita), plagioclasa (oligoclasa-andesina), andalucita, granate, estaurolita, cianita, sillimanita (fibrolita), clorita, turmalina, menas, etc.

Se distinguen varios tipos de biotita (marrón, roja y verde), y sobre ella se ha formado frecuentemente la sillimanita; la primera generación de biotita se encuentra incluida en blastos de otros minerales, la segunda aparece deformada y su crecimiento se prolonga continuamente hasta la neocrystalización asociada a la esquistosidad de crenulación. La mica blanca es progresivamente menos abundante hacia los términos basales del tramo; su crecimiento es también dilatado como el de la biotita, formándose hasta los últimos estadios de neocrystalización.

La plagioclasa, en blastos de tamaño notable, incluye una  $S_1$  rectilínea o ligeramente microplegada; estos fenoblastos quedan envueltos por una esquistosidad ostensible que no llega a prolongar la  $S_1$ ; todavía se encuentran

xenoblastos que incluyen la esquistosidad externa ( $S_e$ ) de la plagioclasa de primera generación, conteniendo en su interior minerales como granate, biotita, estauroлита, cuarzo, etc.; la cristalización más tardía de plagioclasa corresponde a la formación de idioblastos o subidioblastos helicíticos, y quizá se prolongue hasta los inicios de la esquistosidad de crenulación.

El granate, salvo casos dudosos, es anterior a la esquistosidad principal, conservándose su carácter idioblástico, si bien suele aparecer alterado (texturas atolón); la segunda generación de las dos más distinguibles corresponde a relictos de cristales helicíticos en los que puede reconocerse una  $S_2$ ; suelen mostrar un aumento dimensional congruente con la esquistosidad que los rodea.

La estauroлита aparece con las mismas relaciones texturales con que se la encuentra en los esquistos de Calaceite; es frecuente su sustitución por andalucita, la cual además prolonga su crecimiento hasta mucho después de formarse la esquistosidad principal (idioblastos helicíticos).

Las relaciones texturales de la fibrolita conducen a pensar en su crecimiento intercinemático, subsiguiente a la esquistosidad principal; está comúnmente asociada a la biotita. La cianita sólo se ha reconocido ocasionalmente, en muestras localizadas ya avanzada la aparición de sillimanita; su crecimiento es postcinemático respecto a la esquistosidad más visible y también puede ser sincinemático.

Todos estos minerales se sitúan dentro de la zona de sillimanita-moscovita, pero el tramo de Guanos comprende también la parte más alta de la zona de sillimanita-feldespato potásico. La aparición de feldespato-K coincide con el paso a rocas gneissicas, en las cuales persisten los minerales enumerados, con excepción naturalmente de la mica blanca. Los gneisses y gneisses migmatíticos, base del tramo de esquistos de Guanos, serán tratados conjuntamente con el Gneiss de Torrox.

Entre los esquistos de Guanos se hallan incluidas con frecuencia venas de cuarzo; contienen plagioclasa, mica blanca, andalucita, cianita y turmalina. Junto a los gneisses basales se encuentran algunas venas muy delgadas, con feldespato-K.

Algunos enclaves de mármoles ( $\Delta^4$ ), situados entre Frigiliana y Cómpea, están asimismo intercalados en el tramo de Guanos; es probable que tuvieran originalmente mayor continuidad que la que ahora se manifiesta, si bien constituyen, en todo caso, un miembro carbonatado de escasa magnitud. La presencia de intercalaciones carbonatadas es un hecho común en las sucesiones alpujárrides y su posición muy variable a distintos niveles de las formaciones metapelíticas.

#### ζ. *Gneiss de Torrox*

Asoman, con un espesor visible de algunos centenares de metros, junto



al pueblo de Torrox, en una extensión poco mayor de 1 Km<sup>2</sup>, se desconoce su desarrollo en profundidad y están constituidos esencialmente por gneisses con ojos (augengneiss) y gneisses bandeados, con notable grado de cristalinidad. En la leyenda del mapa se han referido bajo el nombre global de «augengneiss de aspecto granitoide» queriéndose subrayar su carácter megablástico y sin el ánimo de sugerir implicaciones genéticas.

Están rodeados de un paquete, con una potencia variable superior al centenar de metros, de rocas paragneissicas con estructura gneissosa paralela, localmente distorsionada por estructuras flebíticas y con frecuentes pliegues; los hemos englobado genéricamente bajo el nombre de migmatitas y gneisses migmatíticos ( $\psi$ ). Estos paragneisses aparecen en diversos enclaves, localizados en las partes profundas de los esquistos de Guanos y únicamente en los alrededores de Torrox se asocian al Gneiss de Torrox.

Efectivamente, en la base del tramo de Guanos aparecen primero paragneisses con sillimanita y muy pronto paragneisses con sillimanita y feldespato-K, asociados a migmatitas, en su mayor parte estromáticas. La aparición del feldespato-K se localiza, por tanto, hacia la parte alta de los paragneisses basales de Guanos.

La composición mineral de los paragneisses de Guanos es idéntica a la de los niveles de micaesquistos y mica-cuarzoesquistos, con la salvedad de la aparición de feldespato-K.

El feldespato-K suele ser poco abundante y se presenta en peciloblastos desarrollados entre cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. La plagioclasa ha crecido en un período dilatado, ya que aparecen desde fenoblastos pecilíticos con S<sub>1</sub> manifiesta, englobados por la esquistosidad más ostensible, hasta crecimientos post-cinemáticos de blastos sobreimpuestos a cualquier esquistosidad. Son frecuentes las texturas mirmekíticas.

Estaurolita y andalucita existen en cantidades variables, aunque con carácter residual; sus relaciones texturales pueden ser semejantes a las observadas en niveles menos profundos del tramo de Guanos. Cianita es muy escasa y habitualmente corroida.

La biotita es extraordinariamente abundante en el conjunto de la roca, pero prácticamente ausente en los diferenciados leucocráticos; existen varias generaciones de biotita sobre las que no insistiremos, alguna de las cuales se ve corroida por feldespato-K. Aunque no exclusivamente, la sillimanita se asocia a la biotita.

La aparición de feldespato-K es simultánea a la caída de la mica blanca, que se conserva no obstante como relictos de variables dimensiones; sin embargo existen otros cristales grandes tardíos, que pueden crecer desorientados sobre otros minerales, conservados a su vez como relictos en su interior.

El granate está fuertemente alterado, encontrándose fenoblastos con niveles transformados en los que su periferia recrecida se conserva en mejor

estado; otros fenoblastos son de interior limpio y subidiomorfos o idiomorfos, sin sombras de presión respecto a la esquistosidad más visible.

Es de destacar el gran tamaño que llegan a tener los cristales de turmalina, comúnmente zonada y especialmente abundante en los diferenciados leucocráticos.

Para las rocas migmatíticas del tramo de Guanos la composición mineralógica es idéntica a la señalada. En ellas, los movilizados leucosomáticos se disponen generalmente paralelos a la esquistosidad más neta megascópicamente en el paleosoma, representado por paragneiss biotítico con feldespato-K y sillimanita.

Se han visto leucosomas pegmatoides de hasta varios centímetros de espesor, constituidos esencialmente por plagioclasa y cuarzo y con grandes cristales de turmalinas y mica blanca; el contenido en feldespato-K xenoblástico es generalmente muy bajo, en correspondencia con su limitada presencia en el paleosoma. La plagioclasa engloba «gotas» de cuarzo, sus cristales están bien desarrollados y es más abundante que el cuarzo; se han reconocido bordes mirmekíticos.

En el borde de los leucosomas se sitúan melanosomas muy delgados; con su tonalidad muy oscura contornean nítidamente el límite de los leucosomas. Se componen mayoritariamente de biotita y parecen coexistir con finísimos movilizados leucosomáticos.

Los límites de los leucosomas pegmatoides, así como sus relaciones con posibles melanosomas y el paleosoma, son difíciles de establecer por el gran desarrollo de la cristalización sincinemática de la tercera esquistosidad, dando origen a cuarzo, plagioclasa y biotitas orientadas (muy abundantes); la  $S_3$  es poco penetrativa a escala microscópica, aunque existe generalmente y bien desarrollada en estos niveles de sucesión. Todavía, tras la  $S_3$ , se prosigue la neocristalización de biotita, mica blanca y plagioclasa.

Aunque las relaciones de leucosomas y paleosoma están enmascaradas por las estructuras de la deformación correspondiente a  $S_3$  (u otras algo posteriores), parece comprobada la naturaleza preponderantemente estromática de estas migmatitas, con la adaptación de los movilizados leucocráticos paralelamente a la esquistosidad principal ( $S_2$ ?). La diferenciación de los leucosomas y melanosomas debió ser incompleta; se reconocen leucosomas gneissosos y los propios paragneisses, con menores tamaños de grano, todos ellos con la  $S_2$  muy marcada.

En algún caso se han observado estructuras plegadas que no guardan relación aparente con ninguna esquistosidad. Algunos de estos repliegues son de geometría compleja, pero no completamente desordenados. Desconocemos su relación con la movilización o cristalización del leucosoma, intensamente afectado por estas estructuras.

Bajo el nombre de «Gneiss leucócrata de Torrox», BOULIN (1970) englobó conjuntamente nuestros paragneisses biotíticos con sillimanita y feldespato-K y migmatitas basales de Guanos, más nuestro Gneiss de Torrox.

BOULIN destacó en su descripción la variedad de estas rocas, distinguiendo gneisses amigdalares, gneisses granitoides, gneisses de ojos, gneisses «plissotés» (replegados) y gneisses bandeados («rubanés»), superpuestos unos a otros. Concretamente la envuelta de gneisses bandeados, que en parte tienen repliegues, se corresponden con los paragneisses y migmatitas ya reseñadas como parte inferior del tramo de Guanos.

La diversidad de los gneisses leucócratas de Torrox es consecuencia, en opinión de BOULIN, de una historia compleja de deformaciones y recristalizaciones. Sin embargo, no han desaparecido del todo los «fenoblastos de ortosa» que todos debieron poseer.

BOULIN menciona el parentesco entre las variedades de gneisses y la expresa en términos de filiación entre ellos. Supone que, desde los gneisses amigdalares hasta los «rubanés», se representa un progresivo estado de transformación de una roca original con fenoblastos de ortosa y minerales contemporáneos (cuarzo, plagioclasas y granates viejos, micas). Los gneisses amigdalares, con fenoblastos de ortosa casi intactos, difieren poco de la roca original, «un granito amigdalares cuya historia era larga ya cuando comenzó su gneissificación»; el granito coexistía con «septas de micasquistos con sillimanita». Ciertos gneisses de ojos representarían el estado más evolucionado de la transformación.

En suma, BOULIN viene a concluir que los gneisses leucócratas de Torrox, del mismo modo que otras rocas de la región, son «ortogneisses que deben lo esencial de su aspecto... a acontecimientos sobrevenidos tardíamente en su historia».

Mineralógicamente, lo que aquí se designa como Gneiss de Torrox, tiene la misma composición que los paragneisses biotíticos y feldespáticos de Guanos. Es característica diferencial la extraordinaria abundancia de feldespato-K como megablastos de hasta 10 cm., frecuentemente idiomorfos y a veces con planos de Carlsbad deformados y abundantes texturas de corrosión (mirme-kitas). Cuarzo y plagioclasa xenomorfos son también muy abundantes; megablastos de turmalina son habituales.

Ricos en biotita, contienen cantidades importantes de mica blanca y sillimanita (prismas y fibrolita) y restos esqueléticos de estaurrolita, cianita poco abundante y blindada en mica blanca, granate (con ejemplares de hasta el centímetro) y otros minerales accidentales.

Las relaciones texturales de estos minerales son comparables a las observadas en los paragneisses y migmatitas de Guanos, salvo las que respectan a ciertos megablastos y a determinadas «amígdalas» de cuarzo y feldespatos que deben representar a primitivos diferenciados leucosomáticos individualizados antes de la esquistosidad observable. La interpretación de las observaciones microscópicas es difícil en estas rocas, sometidas a la acción de por lo menos tres fases de deformación con desarrollo de esquistosidad y necristalización.

Muchos «ojos» (augen) de feldespato-K aparecen limitados brutalmente

por la esquistosidad 2 (la  $S_1$  sólo se observa como reliquia en el interior de algunos fenoblastos de plagioclasa y muy raros de feldespato-K, por ejemplo). Tales fenoblastos pueden ser los constituyentes exclusivos del ojo, que se prolongan lateralmente a favor de recristalizaciones en los espacios heterocinéticos adyacentes (sombras), en los que se reconocen además fragmentos de feldespato-K; en ciertos casos muchos de los cristales de feldespato-K de las sombras aparecen como de otra generación del que constituye el ojo y mientras éste es rico en inclusiones, aquellos son limpios y de bordes rectos.

Algunos ojos, rodeados por  $S_2$ , poseen una doble envuelta. La franja 1, inmediata al feldespato-K, está compuesta de cuarzo y plagioclasas con bordes mirmekíticos cuando contactan con el feldespato-K; creemos que esta franja corresponde a una etapa de blastesis en la que la plagioclasa crece reemplazando al feldespato-K en golfos dentro de los cuales se sitúan los intercrecimientos mirmekíticos. La franja 2, más externa, corresponde mayoritariamente a un concentrado de biotita orientada paralelamente a  $S_2$  y al borde del ojo. Existen diferenciados leucosomáticos concordantes con  $S_2$  en las proximidades de estos ojos, diferenciados deformados por micropliegues y  $S_3$ .

En todos los casos expuestos el feldespato-K tiene extinción ondulante y maclas arqueadas; se exceptúan los posibles crecimientos posteriores a  $S_2$ . Algunos megablastos son pertíticos y otros engloban mirmekitas.

Relaciones texturales comparables se encuentran en algunos megablastos de turmalina que, asociados a movilizados leucócratas, se hallan cortados y limitados por la  $S_2$ . En las colas estiradas de tales ojos, prolongadas configurando estructuras «pinch-and-swell» de dimensiones reducidas, se pueden ver turmalinas trituradas e idioblásticas.

También se ha visto el efecto de trasposición subsecuente a la aparición de  $S_2$  sobre leucosomas gneissosos con feldespato-K; la que estamos llamando  $S_2$  se sitúa paralelamente a sus límites a lo largo de varios decímetros, pero finalmente el diferenciado llega a estar plegado y se individualizan charnelas desenraizadas entre las superficies de trasposición. Los leucosomas gneissosos parecen mostrar algunos fenoblastos de feldespato-K superimpuestos al presumible leucosoma o, en todo caso, al gneiss feldespático más finamente granoblástico; hay casos de esos fenoblastos formando parte de un pliegue desenraizado.

Algunos «pseudo-augen», compuestos de feldespatos y cuarzo, se han considerado como el resultado de la trasposición, a favor de  $S_2$ , de movilizados anteriores.

En fin, nuestras observaciones conducen a pensar que el Gneiss de Torrox, como ya apuntara BOULIN, es el resultado de la superposición en el espacio de variados eventos, algunos de los cuales pueden ser señalados sin pretender que signifiquen su historia completa.

Primeramente hay que advertir que las tres esquistosidades observadas

( $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ) parecen asimilables a sus correspondientes del mismo subíndice, establecidas en tramos superiores de la Fm. Benthomiz. Sin embargo, las sucesivas etapas de blastesis detectadas pudieran haber obliterado alguna esquistosidad antigua, y en concreto, la correspondiente con la  $S_1$  de niveles menos profundos. En tal caso, las esquistosidades del Gneiss habrían de correlacionarse con las  $S_2$ ,  $S_3$  y  $S_4$  regionales, haciendo la salvedad de que la esquistosidad última únicamente está bien desarrollada en estos niveles, cuya posición sería próxima al «frente» de  $S_4$ .

Las relaciones entre los pliegues visibles en el Gneiss y sus esquistosidades de plano axial, investigadas someramente hasta ahora, hacen más verosímil, por el momento, la primera posibilidad.

Hechas estas salvedades, puede pensarse que el Gneiss de Torrox proviene de la migmatización, con formación de gneiss parcialmente movilizados, de una blastita feldespató potásica previa. Entre las sucesivas etapas de movilización y cristalización, que pueden suponerse como parte de un proceso más o menos continuo en el tiempo, se intercala una fase de deformación ( $D_2$ ), en la que se desarrolla una esquistosidad  $S_2$ , una trasposición con desarrollo de zonas de cataclasis, sobre las que prosigue la recristalización (zonas localizadas alrededor de los ojos y a partir de las cuales se forman mirmekitas), y un aplastamiento generalizado. Más tarde sobrevienen otras fases de deformación,  $D_3$  u otras posteriores, que afectan a la roca en su conjunto.

Conviene adelantar, aunque se precisará más adelante, el más que probable origen para- de estas rocas. También importa señalar la identidad del Gneiss de Torrox con términos gneissicos basales de la Unidad de Casares; tales «augengneiss» rodean a las peridotitas, al sur de Ronda (Alpujárrides occidentales).

## 1.2.2 SUCESIONES DE LA UNIDAD DE LAS ALBERQUILLAS Y DE LA ESCAMA DE CALIXTO

La Un. de las Alberquillas está incompletamente representada en el área de Vélez-Málaga. Diferenciada más al E, en la Hoja de Motril (AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, 1975), su Fm. Carbonatada se prolonga sin interrupción hacia el O. Así, los mármoles de Cruz del Pinto constituyen la mayor parte de la Sierra de Enmedio y la Loma de El Fuerte, al N de Frigiliana, y las elevaciones situadas al E y N de Cómpeta; se prosiguen al SE hasta enlazar con los mármoles de Cerro Gordo, al O de La Herradura (Hoja de Motril, 1.055).

Allí donde la unidad está más completa, la Fm. Carbonatada se superpone a los esquistos de Torre Caleta y éstos, a su vez, a los esquistos de Torre del Pino (véase Cuadro 1); pero estos últimos pueden no aparecer en la presente Hoja e incluso los primeros están poco representados.

A la Escala de Calixto pertenecen unos cuantos reducidos afloramientos

de esquistos, cartografiados en una banda en la esquina NE de la Hoja de Vélez-Málaga; sobre ella se asientan los antiguos cortijos de Calixto y de Conca. La sucesión esquistosa de Calixto está limitada al S por contactos de falla y mecánicos, que la separan de los mármoles de Cruz del Pinto; por el N, se superpone tectónicamente a otros mármoles pertenecientes a la Un. del Jate, del Manto de la Herradura. La continuidad lateral de la escama es problemática: por el SE, se lamina antes de pasar a la Hoja de Motril, en donde podría eventualmente enlazar con los materiales esquistosos de la Un. del Jate (AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, 1975); por O-NO, parece continuarse hasta la Un. de la Tejada (ELORZA et al., 1979).

En efecto, la sucesión esquistosa de Calixto nos ofrece una muestra de esquistos varios, correlacionables con los tramos diferenciados en la Un. de La Tejada, si bien los casi 2 Km. de metamorfitas no carbonatadas de esta última unidad se reducen a algunos centenares de metros, cuando más, en la escama. A nuestro entender son razones tectónicas las principales responsables de tan exagerada reducción; sorprendentemente se han conservado, en uno u otro corte, esquistos equivalentes a los de todos los tramos de la secuencia de La Tejada.

Los esquistos de Torre Caleta (Un. de las Alberquillas) abarcan en su corte tipo a las Formaciones Otívar y Jate, pero en los reducidos afloramientos del área de Vélez-Málaga predominan los de la primera de ambas formaciones.

La sucesión esquistosa de Calixto comprende materiales de la Fm. Jate; concretamente existen términos asimilables a los dos tramos (esquistos de Cuascuadra y esquistos de Pto. Cómpea) diferenciados en la Un. de La Tejada. Hacia el O se ha señalado un pequeñísimo afloramiento representativo de la Fm. Otívar, consistente en unos micaesquistos bióticos y epidóticos de grano fino y con colores claros ( $\xi_{2b}$ ).

#### $\Delta^4$ . Mármoles de Cruz del Pinto

Suponen una potente sucesión de varios centenares de metros, aunque su potencia exacta es difícil de evaluar porque están replegados. Poseen intercalaciones en general metapelíticas, intercalaciones que se hacen mucho más frecuentes hacia el E, fuera de los límites de esta Hoja. La recristalización es notable y el contenido dolomítico elevadísimo para el conjunto; la estratigrafía es poco perceptible en grandes extensiones y su trituration y fracturación grandes. El nombre deriva del vértice Cruz del Pinto (369 m.), 1,5 Km. al SE de Frigiliana.

Además de los minerales carbonatados, contienen cantidades poco importantes de mica blanca, biotita, grafito, cuarzo, menas y otros silicatos como tremolita y escapolita. Ciertamente estos mármoles, al menos en su parte basal, quedan comprendidos dentro de la zona de biotita-cloritoide.

Conviene señalar cómo en los alrededores de Frigiliana se han encontrado

dos afloramientos de esquistos (cuarzo-micasquistos) oscuros con estauro-lita ( $\xi_e$ ), limitados por fallas al N y al S. El símbolo asignado es el correspondiente al tramo de esquistos de Torre del Pino, de la sucesión de la Un. de las Alberquillas (ver Cuadro I), aunque la atribución es problemática. Al E de Maro, ya en la Hoja de Motril, los esquistos de Torre del Pino parecen superponerse localmente a la propia Fm. Carbonatada de la Un. de las Alberquillas; los afloramientos de Frigiliana podrían ser testigos de esta superposición.

Un Km. al NO de Frigiliana se conserva un klippe de esquistos de Guanos (con sillimanita) sobre los mármoles de Cruz del Pinto, klippe representativo de la colocación de la Un. de Sayalonga sobre la de las Alberquillas. Es muy posible, según esto, que los afloramientos de Frigiliana correspondan al tramo de esquistos de Calaceite de la Fm. Benthomiz, por supuesto, sobre la base de que realmente no contengan sillimanita, mineral no hallado en las láminas estudiadas. Lo cierto es que no son una intercalación de la formación de mármoles, ulteriormente metamorfozada.

#### $g_{5bc}$ . *Esquistos de Torre Caleta*

Predominan los micaesquistos y esquistos cuarzo-moscovíticos finamente esquistosos asociados a rocas más cuarcíticas, como es común en la Fm. Otívar. Sin embargo, como ya se ha señalado pueden contener algunos términos propios de la Fm. Jate; también, esquistosos con mayor tamaño de grano y de diferente coloración. Los más altos tienen sus tonalidades frecuentes, muy claras, grises blanqueadas o ligeramente verdosas; los términos más bajos son de colores más oscuros progresivamente.

En los dos únicos afloramientos, al N de Nerja, se les llega a ver bajo los mármoles de Cruz del Pinto. El contacto está ligeramente mecanizado y no es muy perceptible la zona de transición a la Fm. Carbonatada, transición gradual en algunos cortes en los que esta última se sitúa sobre la Fm. Otívar.

El límite meridional de los afloramientos de Nerja está enmascarado por depósitos recientes, de manera que no pueden establecerse con certeza sus relaciones con los esquistos con estauroлита considerados provisionalmente como del tramo de Calaceite ( $\xi_{vc}$ ).

La composición mineralógica de los esquistos de Torre Caleta, deducida de las muestras recogidas en esos reducidos afloramientos, es la siguiente: cuarzo y mica blanca mayoritarios, junto con biotita, plagioclasa, clorita, epidota, apatito, turmalina y menas metálicas. En las muestras más bajas existe granate anterior a la esquistosidad más representativa.

La biotita está presente en todas las muestras y su cristalización es sin-cinemática respecto a la esquistosidad citada o inmediatamente posterior, generalmente.

Las rocas estudiadas pertenecen a la zona de biotita-cloritoide. La presencia de granate en algunas muestras basales, sin que se haya llegado

a la aparición de estaurolita induce a pensar en la posible diferenciación de una zona de granate, representada por la asociación de biotita, plagioclasa y granate. No se ha encontrado cloritoide y es posible que queden restos de andalucita, extraordinariamente alterada (sericita), pero hay que hacer constar lo incompleto de nuestras observaciones por razones de afloramiento.

También están presentes algunos delgados lechos de composición calcosilicatada.

### *Sucesión esquistosa de Calixto*

Sus tramos están reducidos tectónicamente y no pueden ser estudiados en su verdadero desarrollo. Las composiciones minerales de las rocas de esta sucesión permiten distinguir asociaciones de las zonas de biotita-cloritoide, estaurolita-cianita y sillimanita-moscovita. En buena lógica, los paquetes respectivos habrían de estar limitados por superficies tectónicas, lo cual es cierto para los dos primeros: los micaesquistos claros (casi ausentes en la presente Hoja), con biotita, clorita y epidotita ( $\xi_{zb}$ ) más cloritoide, están indudablemente despegados del resto. Los esquistos más bajos están ciertamente laminados y despegados, pero es muy probable que en el corte del Arroyo del Acebuchar, al SO del Cerro de los Monederos, se halle la transición entre las dos últimas zonas minerales indicadas, localizada sobre la más alta aparición de sillimanita.

Los términos de la columna sintética de la sucesión de Calixto se han asimilado, por razones de posición y de la propia naturaleza litológica, con los tramos de la secuencia de la Un. de la Tejada, en donde afloran con un enorme espesor. Aunque allí han podido ser más extensamente estudiados (ELORZA et al., 1979), señalaremos algunos de los rasgos distintivos y composición mineralógica de los materiales tal como se aprecian en la Escama de Calixto.

A pesar de su reducida potencia (50-300 m.) y pese a la influencia tectónica en el diseño de los afloramientos (1), la sucesión esquistosa deja ver una marcada polaridad metamórfica; los términos basales, directamente superpuestos a los mármoles del Daire de la Un. del Jate, son siempre más metamórficos que los altos, precisamente aquellos que contactan con los mármoles de Cruz del Pinto. Entre ambas formaciones carbonatadas, cuando no contactan directamente, se disponen los esquistos de la escama, hundiéndose regularmente hacia el S, con buzamientos importantes.

La expresada polaridad metamórfica, como hecho de carácter general en la sucesión, no es obstáculo para que en contados casos se noten aparentes recurrencias en el orden de aparición de minerales, conforme a un meta-

---

(1) Son frecuentes las texturas y rocas cataclásticas (protomilonitas y milonitas, sobre todo).



morfismo creciente hacia términos basales; son recurrencias muy localizadas y subsiste la duda sobre su verdadero significado por los bajos espesores conservados. Sirva de ejemplo el corte del mismo Cortijo de Calixto, en donde está ausente la sillimanita en las muestras basales recogidas; son muestras localizadas entre intercalaciones de mármoles (tectónicas?).

El tramo más bajo, equivalente a los esquistos de Puerto Cómpea de la Tejada ( $v_{\xi_{sh}}$ ), está compuesto por micaesquistos y cuarzo-micaesquistos de colores verde oliva y azulados muy oscuros, algo grafitosos; son muy abundantes los bancos más cuarzosos, compactos y oscuros también. Algunos niveles, de milímetros o centímetros, son ricos en anfíbol, clorita, epidota, calcita, etc. (lechos calcosilicatados).

Los constituyentes mineralógicos son: cuarzo, mica blanca, biotita, plagioclasa, clorita, andalucita, granate, estauroлита, cianita, sillimanita, grafito, turmalina, menas, apatito, etc., en asociaciones de la zona de sillimanita-moscovita.

Más alto que el tramo considerado es el correspondiente a los esquistos de Cuascuadra ( $v_{\xi_{kh}}$ ) en el que predominan las mismas tonalidades de coloración y litologías semejantes; se encuentran todavía algunos micaesquistos más claros relativamente más ricos en mica blanca. Los constituyentes mineralógicos son idénticos, salvo la sillimanita, y participan en asociaciones de la zona estauroлита-cianita.

En ambos tramos las etapas de cristalización para cada fase mineral son muy parecidas a las ya mencionadas a propósito de los esquistos de Calaceite y de Guanos, de la Fm. Benthomiz. En las consideraciones sobre el metamorfismo se señala con detalle el orden de cristalización de los minerales.

Hasta aquí se han mencionado los materiales de la sucesión considerados como pertenecientes a la Fm. Jate. Por su grado de metamorfismo, estos materiales parecen equiparables a los esquistos de Guanos de la Fm. Benthomiz, mientras que las litologías son diferentes. Debe resaltarse paralelamente el frecuente contenido en cianita de los materiales de la Fm. Jate, mineral muy raro en la Fm. Benthomiz, sólo detectado con cierta regularidad entre los paragneisses de la zona de sillimanita-feldespató potásico.

Por comparación con otras secuencias alpujárrides y habida cuenta de lo aventurado y conjetural de la atribución de edades a estos materiales, podría pensarse que los niveles de la Fm. Jate descritos pueden representar desde un Trías Inferior bajo hasta un Paleozoico bastante alto. Coincidirían con los niveles basales de los esquistos de Lagos y las litologías observadas en la parte terminal de los esquistos de Calaceite. Ahora bien, el desarrollo es aquí mucho mayor y la composición algo diferente (bancos cuarzosos mejor diferenciados y más abundantes; lechos calcosilicatados más ostensibles y frecuentes), junto al metamorfismo de mayor grado.

Para terminar recordaremos la ya mencionada presencia restringida de Fm.

Otívar en la sucesión esquistosa de Calixto, con micaesquistos de grano fino de la zona biotita-cloritoide, conteniendo cuarzo, mica blanca, biotita, plagioclasa, clorita, cloritoide, epidota y menas, como minerales más significativos.

### 1.2.3 LA FORMACION CARBONATADA EN LA UNIDAD DEL JATE

Unos centenares de metros de mármoles con intercalaciones ( $\Delta_x^4$ ), representan a la Un. del Jate en la Hoja de Vélez-Málaga. El nombre de mármoles del Daire, que aquí utilizamos para nombrarlos, está tomado de la prolongación de estos mismos mármoles en la Hoja de Zafarraya, situada inmediatamente al N. Los mármoles del Daire se prolongan hacia el E, fuera de los límites de esa Hoja, por el paquete carbonatado que corona la Unidad del Jate, unidad del Manto de la Herradura.

La formación carbonatada del Daire comprende mármoles calizos y dolomíticos, la mayor parte de las veces muy puros, pero que con frecuencia contienen cuarzo, tremolita y mica incolora. Únicamente se ha diferenciado una intercalación de esquistos y calcoesquistos ( $\xi C$ ), intercalación visible hacia la cabecera del río Chillar; estos esquistos contienen biotita y clorita, cuarzo, mica blanca y granate.

Más al E, la base de los mármoles de la Un. del Jate se encuentra muy por encima de las muestras que contienen granate. Es cierto que el contacto entre mármoles y los términos pelíticos de la Fm. Otívar pudiera ser diacrónico, pero también cabe que hacia el O la Fm. Carbonatada de la unidad haya ocupado posiciones más bajas dentro de la zona biotita-cloritoide que abarca a la totalidad del potente paquete de mármoles, cuya base no aflora.

### 1.2.4 TERMINOS DE LA UNIDAD DE CANILLAS DE ALBAIDA

La Unidad ha sido definida al O-NO de Cómpea, fuera de los límites de esta Hoja. Únicamente su terminación oriental junto a Cómpea pertenece a la Hoja de Vélez-Málaga, en unos afloramientos poco extensos en los que por diversas razones pueden deducirse mal las relaciones tectónicas entre la Unidad de Canillas de Albaida y sus limitantes, Unidades de las Alberquillas y de Sayalonga. Tampoco se dispone de buenos cortes en este área para establecer una secuencia completa de los términos de la unidad.

Los datos aquí recogidos pueden completarse con nuestras descripciones de otros cortes referidos a los afloramientos de la Hoja de Zafarraya (1.040); nos remitimos en parte a dichas consideraciones (ELORZA et al., 1979).

En los cortes próximos a Cómpea destaca la repetida alternancia entre paquetes de mármoles, los llamados mármoles de Cuevas ( $\Delta M$ ), y otros de esquistos moscovíticos y gneisses, reunidos bajo el nombre genérico de Gneiss de Canillas ( $\zeta_g$ ); en algún caso las alternancias entre uno y otro término tienen menos del metro de espesor, razón por la cual los límites

cartográficos de los afloramientos no tiene otro significado que el de resaltar la preponderancia de una u otra litología.

Los mármoles están muy recristalizados y formados en su práctica totalidad por dolomita y calcita. Otros minerales acompañantes en pequeñas proporciones son: mica blanca, biotita, plagioclasa, cuarzo, tremolita, escapolita, grafito y menas.

Entre los paquetes o bancos de mármoles se encuentran comúnmente esquistos pardos con fenoblastos y grandes placas de moscovita, con transiciones a gneisses finamente granulares. Más localmente se localizan enclaves de gneiss finamente bandeados o replegados, en los cuales los diferenciados leucocráticos raramente superan el centímetro de espesor; los propios diferenciados tienen normalmente estructura gneissica. No faltan los ojos de feldespatos-K, turmalina o plagioclasa.

A todo este conjunto complejo, intercalado entre mármoles, es a lo que hemos llamado Gneiss de Canillas, abarcando tanto a los términos más micaesquistosos, como a los paragneisses parcialmente movilizadas reseñados.

El parecido con el Gneiss de Torrox es evidente, pues, con toda probabilidad, unos y otros son el resultado de una evolución metamórfica comparable. No obstante, en el sector de Cómpeta no existen augen-gneiss como los más bajos del Gneiss de Torrox. Otras diferencias pueden ser atribuidas a la distinta composición de la sucesión de materiales originales.

Tanto en los términos esquistosos como gneissicos es muy manifiesta una esquistosidad o foliación macroscópicamente subparalela al trazado de los bancos carbonatados; esa esquistosidad envuelve a megablastos que poseen una esquistosidad interna no concordante, e incluso son corrientes los megablastos parcialmente rotados en un proceso de adaptación de su mayor dimensión a la esquistosidad externa. Por otra parte, ciertos diferenciados parecen plegados con posterioridad a su cristalización (otros son problemáticos al respecto) y una esquistosidad espaciada con neocristalización limitada es visible. La confrontación de estas esquistosidades con las regionalmente establecidas conduce a incertidumbres y connotaciones especificadas al tratar los paragneisses basales de Guanos y el augen-gneiss de Torrox (epígrafe 1.2.1).

Los micaesquistos pardos con fenoblastos de Canillas se componen de cuarzo, mica blanca y biotita, como componentes mayoritarios. La mica blanca, en grandes blastos de hasta 1 cm., tiene extinción ondulante y, aunque adaptada, está rodeada por la esquistosidad más visible; ha crecido después casi continuamente. Esto mismo ocurre a la biotita.

El granate forma parte de fenoblastos deformados y rotos, rodeados de la esquistosidad principal y sólo corroidos periféricamente; los hay también sobreimpuestos a esa esquistosidad, xenomorfos. La plagioclasa en megablastos rotos o con las maclas deformadas, o bien reunidos en agrupaciones más o menos granoblásticas, limitados por la esquistosidad principal.

La cianita, sin- y post- respecto a la esquistosidad principal, se halla parcialmente alterada y blindada. La sillimanita (fibrolita) es bastante abundante y relacionada con la biotita, concentrada en haces discontinuos que siguen a la esquistosidad principal; los haces pueden presentarse microplegados. La estauroлита, en cristales limpios o pecilíticos, ha cristalizado y recrecido después de la esquistosidad principal.

Entre los paragneisses, los constituyentes minerales son los mismos, junto con megablastos de feldespato-K con maclas deformadas y hábitos redondeados e inclusiones; están invadidos por intercrecimientos mirmekíticos, que parecen progresar regularmente hacia el interior del cristal. Los megablastos de feldespato-K están rudamente disecados por la esquistosidad más visible; otros fenoblastos de menor tamaño y de inclusiones más infrecuentes, se asocian, con textura granoblástica, en el interior de diferenciados leucocráticos; carecen de bordes mirmekíticos o los tienen muy reducidos.

Es interesante hacer notar cómo en los paragneisses granulares y en los finamente bandeados son más infrecuentes minerales como la cianita, estauroлита y sillimanita, que llegan a faltar en muchas muestras.

El reducido espesor de mármoles, micaesquistos y gneisses de la Un. de Canillas de Albaida queda comprendido en su totalidad en la zona sillimanita-feldespato-K. Ni en el sector de Cómpeťa ni más al O llega a verse la relación de estos materiales con otros más altos pertenecientes a la misma unidad. La edad de los materiales primitivos no puede colegirse de las observaciones efectuadas en este área. Únicamente a partir de la comparación con las rocas gneissicas de la Un. de Venta de Palma es posible emitir algunas opiniones conjeturales (ELORZA et al., 1979), puesto que los respectivos tramos con gneisses parecen ser equivalentes.

## 1.2.5 LOS ESQUISTOS DE LA UNIDAD DE BENAMOCARRA

Los esquistos de Benamocarra ( $\xi_{ec}$ ), en su totalidad micaesquistos y cuarzo-micaesquistos azulados y grises muy oscuros, bastante monótonos, afloran extensamente en el área de Vélez-Málaga.

Entre una mesostasis fundamentalmente micácea (biotita y mica blanca) y cuarzosa, destacan fenoblastos de estauroлита, andalucita helicítica, plagioclase de muy dilatada neocrystalización, cloritoide de crecimiento mimético y granate, anterior al «flattening» de la esquistosidad más manifiesta o sobrepuesto a ella. Existen otros componentes como clorita, menas, apatito, zircón y otros accidentales.

Entre los esquistos de Benamocarra encajan muchísimos diques de rocas máficas (Fe) muy alteradas, constituidas por plagioclasas y anfíbol como minerales fundamentales; la plagioclase, zonada y maclada, está alterada a mica blanca, y la hornblenda, en vías de alteración a actinolita-tremolita. Son idénticas a las existentes entre los términos silúricos maláguides o

los de la Fm Benthomiz; si su encajamiento es o no posterior a las traslaciones, no ha podido ser establecido con seguridad.

Tres fases de deformación, dando origen a esquistosidad, pueden ser inferidas u observadas sobre los esquistos de Benamocarra. La esquistosidad antigua ( $S_1$ ), conservada en peciloblastos, p. eje., llega a estar conservada en amígdalas desenraizadas; en ambos casos, una esquistosidad  $S_2$  está deformada por pliegues de diferentes direcciones; a los que consideramos más antiguos está asociada una esquistosidad ( $S_3$ ) de fractura o crenulación, según los casos y dependiendo de la naturaleza de los lechos. Por tanto, el desarrollo de esquistosidades es semejante al característico en esquistos alpujárrides y lo mismo puede decirse de las fases minerales neocrystalizadas durante el metamorfismo correlativo con esas deformaciones, como veremos a continuación.

Cuarzo, mica blanca y biotita crecen ininterrumpidamente durante las dos primeras etapas de deformación y prolongan su cristalización durante la tercera, en la que predomina la rotación de cristales preexistentes; alguna biotita es producto de alteración de los blastos más tardíos de granate. La clorita observada es secundaria en gran parte, por alteración de biotita (óxidos de hierro y rutilo), aunque la hay crecida con  $S_1$ .

La plagioclasa más antigua es helicítica sobre  $S_1$  y anterior a  $S_2$ ; otra generación es la que crece sobre  $S_2$ , peciloblástica, sin que se haya observado con certeza la cristalización sincinemática de  $S_2$ .

Cuando existe cloritoides, se ven largos fenoblastos maclados dispuestos desordenada o miméticamente sobre  $S_2$ . Todo el reconocido es posterior a  $S_2$ , salvo algún ejemplar dudoso, aparentemente post-cinemático de  $S_1$ ; está deformado durante la tercera deformación.

La andalucita, peciloblástica y xenomorfa o en cristales subidioblásticos, se sobreimpone a una  $S_2$  sin plegar o ligeramente ondulada, sin que se pierda la continuidad de la  $S_1$  (cuando existe) con la  $S_2$ . Su carácter post-cinemático de  $S_2$  es manifiesto, aunque podría prolongar su crecimiento hasta los inicios de la tercera deformación; no puede asegurarse con certeza que haya andalucita intercinemática anterior a  $S_2$ .

El granate es abundante y con un notable crecimiento. Se encuentra con núcleo pecilítico, probablemente sin-cinemático, que incluye  $S_1$  y completado por un borde idiomorfo, o simplemente helicítico sobre  $S_1$  y de contornos redondeados, ambos rodeados por la  $S_2$ , discordante con su  $S_1$ ; también lo hay idioblástico, crecido preferentemente sobre horizontes micáceos con marcada  $S_2$ , en cristales limpios, no nucleados, y sin fracturar (post- $S_2$ ).

La estaurolita aparece raramente, en blastos de bordes xenomorfos con una  $S_1$  transversa a la  $S_2$  envolvente; están desigualmente repartidos. La más abundante es helicítica con bordes más o menos idiomórficos, con la  $S_2$  no deformada en su interior. Parece algo anterior a la andalucita

post-S<sub>2</sub>, que, de hecho, la incluye en algunos casos. El contenido en estauroлита es decreciente hacia arriba y parece llegar a estar ausente en los niveles más altos.

Nuestros muestreos son insuficientes, pero con otros más exhaustivos pudiera llegar a diferenciarse, aparte la zona de estauroлита, una zona de granate y eventualmente la parte basal de la zona en biotita-cloritoide. Una tal distribución de zonas ha sido apreciada en los afloramientos al E del meridiano de Vélez.

Además de la litología, criterios texturales ponen en evidencia la similitud entre los esquistos de Benamocarra y tramos como el más alto de los esquistos de Calaceite de la Fm. Benthomiz. Ciertamente los esquistos de Calaceite son más cuarcíticos en su conjunto, pero las semejanzas son innegables.

Nosotros creemos verosímil la pertenencia alpujárride de la Unidad de Benamocarra, como ya se ha manifestado en el epígrafe 1.1. Pero sin una revisión completa del límite con las unidades maláguides es imposible afianzar esta impresión, que tendrá que ser contrastada con las consideraciones sobre la verdadera naturaleza del «zócalo» maláguide (BOULIN, 1970). La composición de tal zócalo metamórfico debería ser inferida y armonizada con los resultados del análisis de los constituyentes de formaciones maláguides como el «conglomerado de Marbella» de BLUMENTHAL y otros restos detríticos (KORNPROBST, 1976; NAVARRO-VILA, 1976).

Si definitivamente la Un. de Benamocarra es alpujárride, nos ofrecería la singularidad de estar superpuesta a la Un. de Sayalonga, esta última con un mayor grado de metamorfismo para términos comparables. Ello significa una desviación interesante en el comportamiento habitual de los Alpujárrides, complejo de mantos, hasta ahora, cuyas unidades aparecían situadas sobre una inmediata autóctona relativa habiendo sufrido un metamorfismo igual o menor que la superpuesta (compárese el caso de Benamocarra con la posición de la Un. de Guajar la Vieja de AVIDAD, 1976; ésta última, también menos metamórfica que su inmediata inferior).

Consideramos, en definitiva, que la Un. de Benamocarra podría ser un elemento más alto que el Manto de los Guájares. Su menor grado de metamorfismo sería indicio de la progresiva transición a un dominio en el que el metamorfismo, anterior a las traslaciones, es menos intenso.

### 1.3 PLIOCENO Y CUATERNARIO

Constituyen aquí los primeros depósitos postorogénicos discordantes sobre las unidades béticas. Se han distinguido varias formaciones y algunos tramos, la mayor parte de los cuales tienen edades que no se han precisado con exactitud.

Es de gran interés la existencia de una sedimentación marina durante el Plioceno, cuyos sedimentos llegan a estar en la actualidad a varias decenas de metros por encima del nivel del mar. Los términos que atribuimos al Plioceno afloran en tres sectores: Nerja, Vélez-Málaga y Almayate Bajo. La sucesión varía de unos a otros, pues mientras que en Nerja como términos basales se encuentran conglomerados poligénicos de matriz limosa, en Almayate los conglomerados son menos groseros y se siguen por términos arenosos y limosos, que dan paso a margas y limos blancos azulados. En Vélez-Málaga, son estas margas y limos las que ocupan la mayor extensión de los afloramientos.

En un primer intento de delimitar las litologías más sobresalientes de este Plioceno marino se han distinguido dos términos, representados en el mapa geológico como  $T_2^B$ as y como  $T_2^B$ scg. El segundo de esos términos corresponde a los conglomerados heterométricos de matriz limosa citados ya como próximos a Nerja, conglomerados que hacia arriba se hacen menos constantes a la vez que abundan progresivamente términos de areniscas amarillentas y arenas con limos; entre estos niveles altos existen también hiladas de conglomerados, pero son ya mucho menos abundantes y de trama mucho más abierta. Todos estos términos tienen macrofauna (Pecten y ostreidos, principalmente). Algo parecido ocurre en el afloramiento de Almayate Bajo y más al O, de manera que los niveles basales son más groseramente detríticos y hacia los más altos disminuye el tamaño del grano, hasta llegarse finalmente a limos más o menos arcillosos.

En el sector de Vélez-Málaga afloran sobre todo limos y arcillas limosas azuladas ( $T_2^B$ as), que podrían ser términos más altos que los conglomerados citados anteriormente. Creemos y así se ha indicado en la leyenda, que una parte de los términos más arcillosos de Vélez-Málaga, pueden ser un cambio de facies de los términos más altos y más detríticos del conjunto  $T_2^B$ scg.

Todos estos términos han sido citados por otros autores, que han ido aportando descripciones progresivamente más completas. Para no extendernos en la descripción remitimos al lector interesado a los trabajos de BOULIN (1970) y AZEMA (1961), que describen con cierta atención el Plioceno marino de la provincia de Málaga.

Por encima del Plioceno marino, en el sector de Nerja, siguen unos niveles de conglomerados cementados, con cantos gruesos y dispuestos con la geometría de dilatados conos de deyección antiguos. Se presentan también al S de Torrox con una disposición semejante. No podemos precisar la edad de estos materiales, ya que no nos han proporcionado fauna. Por nuestra parte, únicamente hemos conseguido datar los niveles pliocenos de Vélez-Málaga y Nerja y, tanto en los términos correspondientes a limos y arcillas azules como a los conglomeráticos, se han recogido microfaunas

del Tabianiense (Plioceno inferior) con *Globorotalia margaritae* BOLLI y BERMUDEZ.

Según estas dataciones, los conglomerados cementados, superiores al Plioceno marino y presentes entre Nerja y Frigiliana y al S de Torrox, podrían comprender edades entre una parte del Plioceno y un Cuaternario antiguo; por ello se les ha asignado el símbolo  $T_2^B$ -Q. Los conglomerados van precedidos en ocasiones de un tramo arcilloso y limoso de tonalidades rosadas. Las potencias de todas estas formaciones, que pueden abarcar el Plioceno y parte del Cuaternario, es variable; así los términos  $T_2^B$  scg alcanzan unas decenas de metros en Nerja y espesores mayores en Almayate Bajo; los limos y margas azules y areniscas de Vélez ( $T_2^B$  as) pueden llegar hasta 50 m. o más y los conglomerados  $T_2^B$ -Q hasta 20-30 m.

Existen además otras formaciones cuaternarias de menor importancia para las consideraciones regionales. Se han distinguido aluviales ( $Q_{A1}$ ), formaciones de conos de deyección ( $Q_{cd}$ ) y derrubios ( $Q_d$ ). En las zonas litorales se señalan también estrechas franjas de arenas de playa ( $Q_s$ ), aunque bajo el mismo término se comprenden también algunas acumulaciones de gravas o gravas finas.

## 2 METAMORFISMO

La descripción, ya efectuada, de las secuencias metamórficas de las unidades alpujárrides ha comprendido la mención de los componentes minerales de las rocas existentes. Hay que hacer notar, como en algún caso se ha dicho, que ciertas fases minerales han cristalizado durante una dilatada parte de la evolución metamórfica; otras en cambio son más restringidas, circunscritas a ciertas etapas de dicha evolución.

La neocrystalización de minerales metamórficos se llega a correlacionar con los eventos tectónicos referidos en el epígrafe 3.2, a partir de criterios texturales cuya más detallada consideración se hace en ELORZA (1979). En este trabajo se tratan con extensión otros aspectos, aquí resumidos, referentes al metamorfismo de las unidades alpujárrides de Vélez-Málaga.

En suma, la blastesis tuvo lugar en tres fases metamórficas sucesivas, distinguidas en relación con las fases de deformación  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$ , y con sus respectivos períodos intercinemáticos. Durante dichas tres fases de deformación se generaron las esquistosidades  $S_1$ ,  $S_2$  y  $S_3$ , todas ellas asociadas a pliegues y la última de las cuales es menos penetrativa que las otras dos. La duración de las etapas de deformación y de los intervalos intercinemáticos es desconocida, pero existen indicios para pensar que se



Secuencia		Fases de metamor. Zonación Metamórfica		$F_1$		$F_2$		$F_3$	
				Sinc- $S_1$	Post- $S_1$	Sinc- $S_2$	Post- $S_2$	Sinc- $S_3$	Post- $S_3$
F.H. O.T.I.V.A.R.	Esquistos de Lagos $F_{C,D}$	Z. biotita - cloritoide	—	—	—	—	—	—	—
		Cuarzo	—	—	—	—	—	—	—
		Mica blanca	—	—	—	—	—	—	—
		Clorita	—	—	—	—	—	—	—
		Clinozoisita	—	—	—	—	—	—	—
		Biotita	—	—	—	—	—	—	—
		Cloritoide	—	—	—	—	—	—	—
		Plagioclasa	—	—	—	—	—	—	—
Andalucita	—	—	—	—	—	—	—		
Esquistos de Calaceite $F_{C,D}$ n <sup>ve</sup>	Z. estauroлита	—	—	—	—	—	—	—	
	Cuarzo	—	—	—	—	—	—	—	
	Mica blanca	—	—	—	—	—	—	—	
	Clorita	—	—	—	—	—	—	—	
	Biotita	—	—	—	—	—	—	—	
	Plagioclasa	—	—	—	—	—	—	—	
	Andalucita	—	—	—	—	—	—	—	
	Granate	—	—	—	—	—	—	—	
Estauroлита	—	—	—	—	—	—	—		

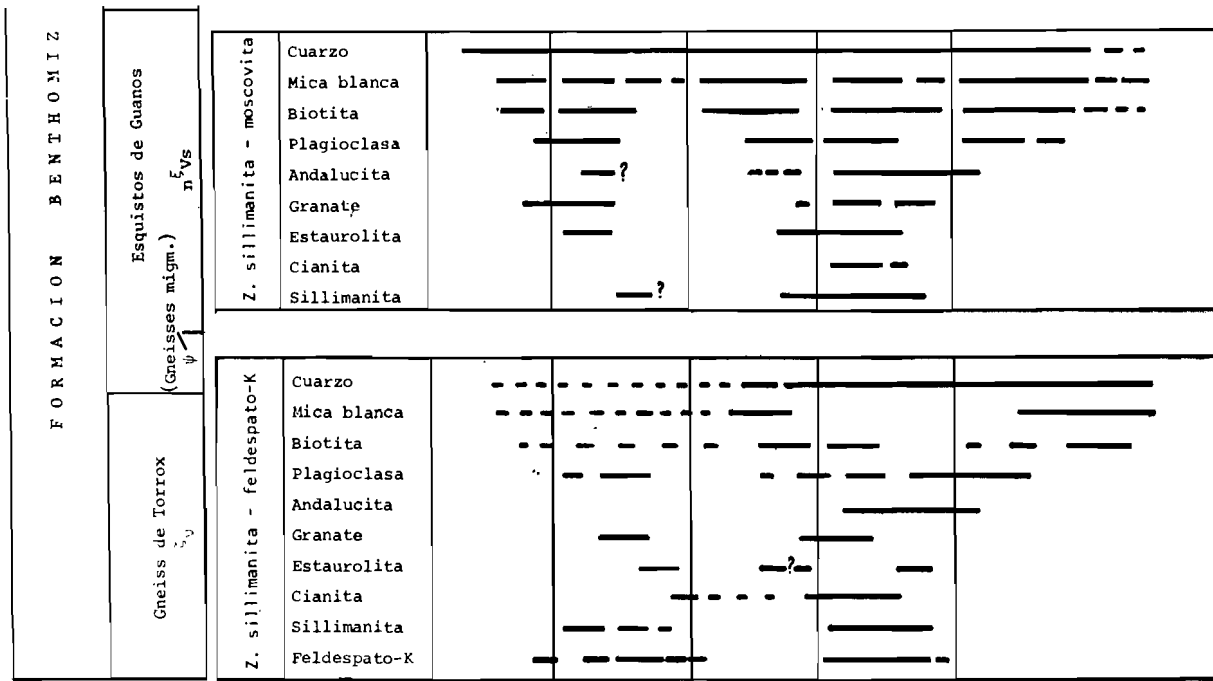


Figura 1.—Etapas de cristalización, frente a fases de deformación, y zonación metamórfica de la Unidad de Sayalonga.

han sucedido sin el transcurso del tiempo necesario para alcanzarse el equilibrio entre ciertas fases minerales las condiciones de P y T, en evolución ininterrumpida.

Como más representativo para comprender la evolución metamórfica nos referiremos esencialmente a la Unidad de Sayalonga; la figura 1 recoge las etapas de cristalización de los principales componentes minerales de cada uno de los tramos distinguidos en el mapa en dicha unidad. La Unidad de Benamocarra no ha sido suficientemente muestreada y por ello no ha sido posible distinguir su zonación metamórfica (figura 2). Para las Unidades de Las Alberquillas y del Jate remitimos a AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS (1975) y TORRES-ROLDAN (1974) y, finalmente, para la Unidad de Canillas de Albaida y Escama de Calixto a ELORZA et al. (1979) y ELORZA (1979); en los trabajos citados existen diagramas de fases de cristalización/deformación y conclusiones sobre el metamorfismo de estas unidades.

Con referencia a la Unidad de Sayalonga hay que precisar que la zonación metamórfica propuesta es indicativa de la presencia de alguno o algunos minerales, sin especificarse la fase a que pertenecen; por tanto, es una zonación referible al resultado final de la transformación mineralógica de las rocas y con las limitaciones impuestas por la densidad del muestreo efectuado. La notable homogeneidad litológica de la Fm. Benthomiz ha permitido la asimilación de sus tramos de esquistos (Guanos y Calaceite) a zonas metamórficas. En efecto, la aparición de sillimanita (fibrolita) es un criterio más fiable que los puramente litológicos para la distinción de los tramos citados y, para el área de la Hoja de Vélez-Málaga, la correspondiente isograda se mantiene sensiblemente paralela al contacto entre formaciones.

Las *asociaciones minerales* más comunes de las zonas metamórficas diferenciadas en la Unidad de Sayalonga (cf. figura 1), son las siguientes, para rocas metapelíticas:

#### a) ZONA DE BIOTITA-CLORITOIDE

Todas las asociaciones conteniendo cuarzo en proporción importante

- 1: Clorita-moscovita
- 2: Clorita-biotita-moscovita-menas
- 3: Clorita-cloritoide-menas
- 4: Biotita-clinozoisita-moscovita
- 5: Biotita-clorita-albita
- 6: Biotita-clorita-moscovita-menas
- 7: Andalucita-biotita-moscovita
- 8: Andalucita-biotita-clorita-menas
- 9: Albita-clorita-moscovita-menas
- 10: Albita-moscovita-biotita-menas

	$F_1$		$F_2$		$F_3$	
	<i>Sinc-S<sub>1</sub></i>	<i>Post-S<sub>1</sub></i>	<i>Sinc-S<sub>2</sub></i>	<i>Post-S<sub>2</sub></i>	<i>Sinc-S<sub>3</sub></i>	<i>Post-S<sub>3</sub></i>
Cuarzo	—————					
Mica blanca	- - - - -		—————			
Clorita	-	-	—————			
Biotita	—————		—————	—————		
Cloritoide	—————		—————			
Plagioclasa	—————		- - - - -	—————		
Andalucita	—————		—————			
Granate	—————		—————			
Estaurolita	—————		—————			

Figura 2.—Relaciones entre cristalización metamórfica y fases de deformación en los esquistos de la Unidad de Benamocarra.

#### b) ZONA DE ESTAUROLITA

Todas con cuarzo y moscovita en proporción notable

- 1: Biotita-granate
- 2: Biotita-granate-plagioclasa-menas
- 3: Biotita-granate-plagioclasa-andalucita
- 4: Biotita-estaurolita
- 5: Biotita-estaurolita-plagioclasa
- 6: Biotita-andalucita-plagioclasa-menas
- 7: Biotita-andalucita-estaurolita
- 8: Biotita-andalucita-estaurolita-plagioclasa
- 9: Biotita-andalucita-granate

#### c) ZONA DE SILLIMANITA-MOSCOVITA

Todas las asociaciones poseen cuarzo, moscovita y biotita

- 1: Sillimanita-plagioclasa-granate
- 2: Sillimanita-andalucita-plagioclasa-granate
- 3: Sillimanita-estaurolita-andalucita
- 4: Sillimanita-estaurolita
- 5: Sillimanita-plagioclasa-menas
- 6: Sillimanita-cianita-andalucita
- 7: Sillimanita-cianita-menas
- 8: Cianita-estaurolita-menas
- 9: Estaurolita-andalucita-granate-plagioclasa

#### d) ZONA DE SILLIMANITA-FELDESPATO POTASICO

Todas poseen cuarzo y biotita

- 1: Sillimanita-menas
- 2: Feldespato K-sillimanita
- 3: Feldespato K-andalucita
- 4: Feldespato K-sillimanita-plagioclasa
- 5: Feldespato K-sillimanita-granate-plagioclasa
- 6: Feldespato K-plagioclasa
- 7: Feldespato K-moscovita
- 8: Feldespato K-moscovita-plagioclasa

Con un propósito comparativo, la figura 3 reúne las columnas esquemáticas de las Unidades de Sayalonga y de La Tejada, esta última representativa de sucesiones como la de la Escama de Calixto (Cuadro 1). La descripción de los términos de la secuencia de La Tejada se encuentra en ELORZA et al. (1979), si bien son mencionados en esta Memoria [epígrafe 1.2.2), salvo los mármoles de la Fm. Carbonatada ( $\Delta_{xb}^4$ ), no representados en el área de Vélez-Málaga.

La figura 3 indica también la distribución vertical, en las columnas, de minerales significativos, señalándose el nivel aproximado de aparición de los mismos en los sucesivos episodios metamórficos. Las letras que designan a cada mineral han sido aproximadamente colocadas en la vertical correspondiente al momento de cristalización establecido por las relaciones texturales; para mayor precisión se pueden consultar los diagramas cristalización/deformación correspondientes a las dos unidades que nos ocupan. Las líneas de trazos que unen los símbolos de un mineral determinado muestran la variación posicional de la isograda de dicho mineral en el transcurso del proceso metamórfico; el caso de la sillimanita es poco explícito porque no se ha detectado, con seguridad, su crecimiento antes de la esquistosidad a  $S_2$ .

En la sucesión de La Tejada (figura 3, 2) no se puede señalar la posición correcta de aparición de granate y estauroлита, ya que la base de los esquistos  $\xi_{zb}$  está muy escasamente representada y los mismos esquistos se hallan generalmente laminados en toda la unidad (cf. ELORZA y GARCIA-DUEÑAS, 1979). Por tanto, la Unidad de La Tejada poseía una zona de estauroлита por encima de la zona de estauroлита-cianita representada en los esquistos  $\vee\xi_{kb}$ ; el desarrollo de la zona de estauroлита se desconoce.

Para las dos sucesiones se ha omitido el cloritoide, que aparece en la parte inferior de la zona de biotita-cloritoide (esquistos  $\xi_b$  y  $\xi_{zb}$ ), aunque con una distribución irregular, posiblemente relacionada con variaciones composicionales.

En conjunto, se observa cómo el granate ha precedido a la cristalización

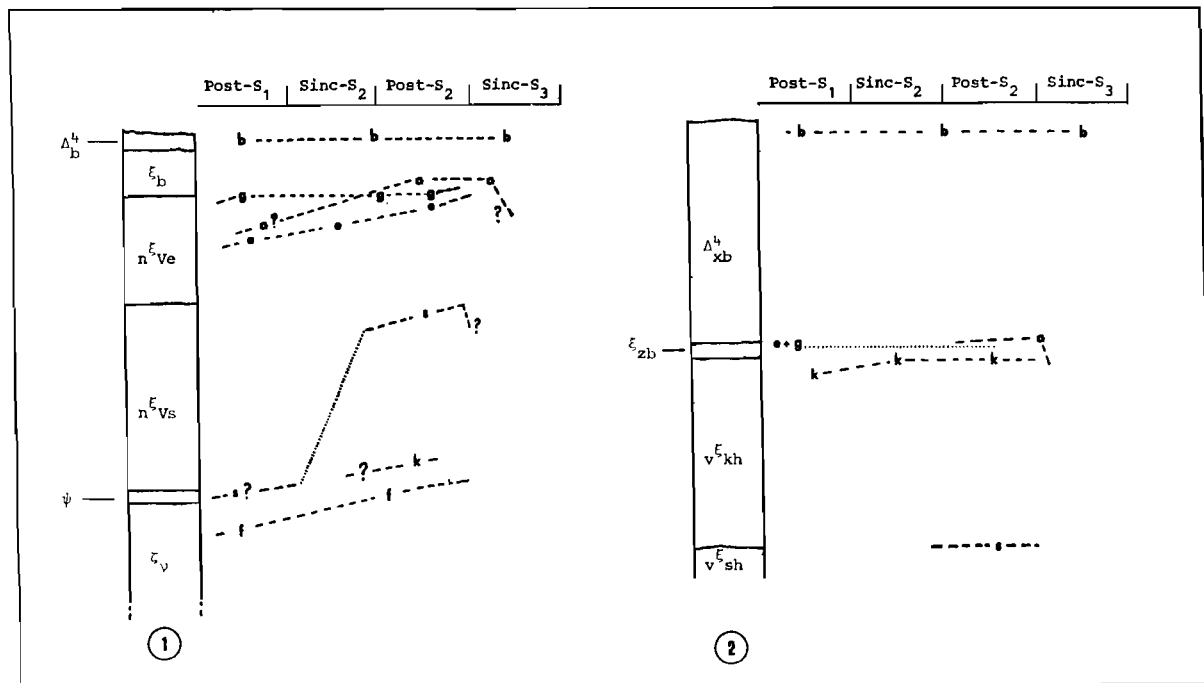


Figura 3.—Posición de las isogras de los minerales más significativos de dos secuencias alpujárrides tipo: 1) Unidad de Sayalonga; 2) Unidad de La Tejada. Minerales: a, andalucita; b, biotita; e, estaurolita; f, feldespato-k; g, granate; k, cianita; s, sillimanita. (La línea e + g señala la aparición aproximada de estaurolita y granate, ya que la secuencia se halla tectónicamente reducida a este nivel.)

de estaurólita, situándose en la parte basal de la zona de biotita-cloritoide cuando las rocas alcanzaron las facies de esquistos verdes. El ulterior incremento de temperaturas hace que la mayor parte de estas rocas alcancen las facies de anfibolitas durante el período post-S<sub>2</sub>, lo que viene señalado por el progresivo ascenso de la posición de la estaurólita. La andalucita aparece también en la parte inferior de la zona de biotita-cloritoide, intercrecida con plagioclasa durante la etapa post-S<sub>2</sub>; en rocas más profundas puede originarse, por ejemplo, a partir de estaurólita (cf. 1.2.1: esquistos de Guanós).

El crecimiento de cianita es muy desigual en las dos unidades. En la Unidad de Sayalonga es un mineral infrecuente y sólo se halla en muestras de la zona de sillimanita-moscovita. Por el contrario, en La Tejada es abundante en niveles próximos a la Fm. Carbonatada triásica, habiendo crecido en varios momentos; precisamente en unidades tipo Tejada puede diferenciarse bien la zona de estaurólita-cianita, que comprende un potente paquete de esquistos. Precisamente las unidades del Jate y de La Tejada, que pertenecen al Manto de La Herradura, son las que contienen cianita en rocas más altas (posiblemente triásicas) de la secuencia alpujárride.

En consecuencia, apuntamos la posible existencia de un dominio, representado por el Manto de La Herradura, en el que las condiciones P-T han permitido la formación y conservación de cianita en tramos de posición alta de las secuencias metamórficas; independiente y además, la formación de cianita podría haberse visto favorecida por el quimismo de la roca original. Creemos que este es un hecho que merece atención si se quieren distinguir dominios con ciertas diferencias de evolución metamórfica en los Alpujárrides.

En suma, las rocas reconocidas son plurifaciales, como ha sido señalado para los Alpujárrides por distintos autores. Siguiendo las conclusiones de NAVARRO-VILA (1976) para el Manto de La Plata, equivalente de la Unidad de Sayalonga, las asociaciones de fases minerales correspondientes a F<sub>1</sub> pueden ser explicadas como el resultado de una serie de facies originada en un metamorfismo progresivo. Durante F<sub>2</sub> y hasta una parte al menos de F<sub>3</sub>, continúa la cristalización de minerales como consecuencia de una variación ininterrumpida de las condiciones de P-T. La presión debió mantenerse o crecer ligeramente durante una parte de F<sub>2</sub>, para decrecer a continuación; la temperatura crece, sin embargo, desde F<sub>1</sub> y solamente empieza a descender a partir de F<sub>3</sub>.

A lo largo de este proceso se consigue la evolución desde una serie de facies de presiones intermedias, próxima al límite de las de bajas presiones, hasta otra serie de facies de bajas presiones.

### 3 TECTONICA

La naturaleza alóctona de los Alpujárrides, compuestos por un número definido de mantos más o menos variables por transversales, fue establecida hace casi medio siglo; una buena parte de las ideas expresadas entonces conservan todavía su vigencia (cf. trabajos de los autores de la escuela holandesa de BROUWER, entre 1926 y 1930). Otro tanto puede añadirse sobre los Maláguides, colocados sobre los Alpujárrides; su nombre, de uso reciente, ha venido a sustituir generalmente al primitivo de «Bético de Málaga» de BLUMENTHAL o al sinónimo «Manto de Málaga», usado tanto por BLUMENTHAL como por FALLOT (1).

Una vez fundada con firmeza la tectónica de mantos en las zonas internas de las Cordilleras Béticas, un buen número de autores aplicaron sus trabajos a delimitar las unidades tectónicas mayores, pensando siempre en la posible reconstrucción paleogeográfica. Y así durante muchos años una preocupación prioritaria, explícita o no, ha sido la diferenciación y correlación de las grandes unidades béticas.

Verdaderamente el hecho tectónico más aparatoso en el área de Vélez-Málaga es la superposición, a favor de traslaciones de muchos kilómetros, de Maláguides sobre Alpujárrides y de las diversas unidades alpujárrides entre sí.

Los afloramientos indiscutiblemente maláguides son reducidos y la importancia de su traslación no puede ser ni entrevista con las presentes observaciones y resultados. Junto a ellos se plantea la cuestión, reiteradamente aludida, de la Un. de Benamocarra (epígrafes 1.1 y 1.2.5).

Por otra parte, las unidades alpujárrides de Vélez-Málaga no pueden, sin graves dificultades, ser incluidas dentro de un solo manto (Manto de la Mona de BOULIN, 1970), ni aún admitiendo la existencia de cabalgamientos subordinados a los «esenciales» (BOULIN, op. cit., p. 174). En contraposición, pensamos que están presentes varias unidades individualizables litológica y tectónicamente y, con alguna incertidumbre, llega a desentrañarse su correlación tectónica regional. No obstante, sin referir estas consideraciones a un segmento de cordillera, es imposible valorar la significación de las equivalencias y la magnitud del soterramiento de unas unidades bajo otras.

Recientemente se ha propuesto una nueva terminología para designar los mantos y unidades alpujárrides situadas al SO de Sierra Nevada; para hacer factible la aparejada diferenciación de mantos, han sido determina-

---

(1) Una semblanza histórica detallada puede encontrarse en varias de las obras citadas en nuestra bibliografía resumida: FALLOT, 1948; EGELER y SIMON, 1969; BOULIN, 1970.



tivos los conocimientos sobre la zonación metamórfica de las secuencias alpujárrides situadas al O del meridiano de Motril. Los Mantos Alpujárrides así establecidos (AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, 1975; ALDAYA y GARCIA-DUEÑAS, 1976) pueden ser correlacionados con los de Vélez-Málaga (Cuadro I), pero hemos preferido en todo caso mantener el nombre de las unidades porque su individualización es bastante segura, mientras que la correlación, no justificada por la sola posición relativa, ofrece otros interrogantes.

Finalmente, queremos resaltar el carácter relativamente tardío, dentro de la evolución tectónica, del empilamiento de los mantos béticos; nos referimos a la disposición de mantos ahora observable, en la que las superficies de corrimiento cortan repetidas veces a las isogradas del metamorfismo progresivo. Cada uno de los mantos, limitado por sendas superficies tectónicas, superior e inferior, bastante tendidas, adopta la geometría de un cuerpo planar, con espesor desproporcionadamente pequeño respecto a la superficie que ocupa. Las superficies de corrimiento han sido plegadas, pero son posteriores a varias etapas de deformación, y entre ellas, evidentemente, a las contemporáneas de metamorfismo.

### 3.1 SOBRE LA EXISTENCIA DE DEFORMACIONES PREALPINAS

Son muchos los autores que han admitido la existencia en Alpujárrides y Maláguides de vestigios de alguna orogenia prealpina.

Salvo FOUCAULT y PAQUET (1971), nadie asegura haber encontrado en los Maláguides otra cosa que indicios sobre una problemática discordancia angular, ligada a una supuesta orogénesis herciniana. Tal discordancia es ampliamente discutida, aunque se sabe que el Permotrías Maláguide se apoya sobre términos de edad variable; puede aceptarse que el contacto basal del Permotrías es una superficie erosiva (sobre la discusión de este problema, cf. NAVARRO-VILA, 1976).

Para los Alpujárrides son escasas las presunciones sobre una deformación herciniana. Precisamente en el área de Vélez-Málaga, BOULIN (1970, página 76), señala la verosimilitud de una discordancia, precedida de emersión, entre los «conjuntos superior e inferior de la serie del Veas», al más alto de los cuales lo considera Permowerfeniense; acto seguido él mismo admite la posibilidad de un juego tectónico para explicar la superposición de «esquistos y cuarcitas filitosas» del conjunto superior sobre «micaesquistos con fenoblastos y sillimanita» del conjunto inferior. Nosotros podemos precisar que no existe tal salto de metamorfismo y si es perceptible un despegue de nuestros esquistos de Lagos (zona de biotita-cloritoide) —equivalente al «conjunto superior» de BOULIN—, nunca en este área faltan, justo por debajo, los esquistos de Calaceite (zona de estaurrolita) (epígrafe 1.2.1).

Sobre una orogénesis y metamorfismo prehercínicos se han expresado muchos autores, creyendo diferenciar un zócalo (pre-silúrico?) y una cobertera alpujárride gracias a discontinuidades en la zonación metamórfica (salto de metamorfismo) y a la variación del estilo o intensidad de la deformación dentro de la sucesión paleozoica [entre otros: DE VRIES y ZWAAN, 1967; EGELER y SIMON, 1969; ALDAYA, 1969; BOULIN, 1970]. Posteriormente, se han citado pruebas más al O en apoyo de esta hipótesis (KORNS-PROBST, 1976).

Sin embargo, para los Alpujárrides de los tercios central y oriental de la Cordillera son numerosos los autores que han precisado que tanto el salto de metamorfismo como la modificación del plegamiento no pueden ser demostrados [ALDAYA, en prensa; AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, 1975; KAMPSCHUUR y RONDEEL, 1975; TORRES-ROLDAN, 1974]. Algunos de ellos sobreentienden o apuntan la posibilidad de alguna orogenia prealpina, aunque sus efectos no sean observados actualmente.

TORRES-ROLDAN (1974) ha discutido aspectos relativos a la existencia de un zócalo, preconizado por EGELER y SIMON (1969), expresando simultáneamente su convicción de que el metamorfismo observado es de origen alpino. Cree reconocer un «efecto de zócalo» en la aparición casi simultánea de estaurólita y cianita en una de las unidades por él estudiadas, y apunta el aumento perceptible del grado de cristalinidad del zócalo.

Dicho «efecto» debe manifestarse como la aproximación de isogradas en las inmediaciones del zócalo, dotado de una mayor transmisividad térmica, aunque esto no se aprecia en la Unidad de Almuñecar (1), también estudiada por él y constituida por materiales de la supuesta cobertera.

La Un. de la Tejada (ELORZA et al., 1979) muestra también en su secuencia una casi absoluta asociación vertical de estaurólita y cianita, pero estamos inclinados a creer que es por razones relativas a su propia evolución metamórfica (GARCIA-DUEÑAS y ELORZA, en preparación). En unidades como la de Sayalonga, del área de Vélez-Málaga, hay un buen espesor de esquistos representativos de la zona de estaurólita antes de que se alcancen las asociaciones en que participan estaurólita y cianita; si en tales unidades la aparición de granate y estaurólita están próximas es por otras razones (cf. epígrafe 2).

Por nuestra parte estamos abiertos a admitir como posible la existencia de un metamorfismo prealpino, pero en las unidades alpujárrides estudiadas por nosotros parece incuestionable que sus efectos han sido borrados por el metamorfismo alpino. En cualquier caso preferimos no utilizar los tér-

---

(1) El nombre de esta Unidad se debe a BOULIN, quien la asoció, creemos que erróneamente, a los Nevado-Filábrides; equivale en parte a nuestra Unidad del Jate del Manto de la Herradura.

minos de zócalo y cobertera, aplicados a designar por un lado el Paleozoico (?) más antiguo de los Alpujárrides y por otro la sucesión Paleozoico Superior-Trías (Devónico?-Trías); las connotaciones tectónicas de dichos términos inducen a prefigurar, siquiera sea una localización preferencial de despegues en su límite, cosa no especialmente válida en estas unidades. Se conocen reducciones en la sucesión por cepillamiento tectónico a ese y otros niveles, indistintamente.

### 3.2 PRINCIPALES ETAPAS ALPINAS DE DEFORMACION

Señalaremos en orden de antigüedad las más significativas etapas de deformación que pueden ser reconocidas en este área. Aunque existen pocas y vagas referencias cronológicas, ha quedado registrada la dilatada y repetida acción de compresiones regionales, actuando en intervalos ubicados entre el Mesozoico y el Cuaternario.

Las estructuras que afectan a los materiales pliocenos y cuaternarios discordantes serán reseñadas aparte (epígrafe 3.4), para circunscribirnos ahora a las deformaciones propiamente constitutivas del ciclo alpino.

Los efectos de las deformaciones alpinas no son homogéneos para todos los materiales afectados; ni siquiera todas las etapas de deformación han dejado su marca con la misma intensidad en todas las unidades y, por otra parte, en ciertas de ellas no se reconocen bien las huellas de determinadas etapas (p. ej.: unidades maláguides).

Por su mayor extensión de afloramiento, hemos efectuado más numerosas observaciones en los Alpujárrides, cuya evolución tectónica resulta por ello mejor conocida. La secuencia de etapas de deformación que referimos es enteramente aplicable a los Alpujárrides y sólo en parte se puede extrapolar a los Maláguides presentes; en efecto, en gran parte de la sucesión maláguide (a partir de los términos devónicos) no se ha desarrollado la esquistosidad y desconocemos la evolución hacia arriba de las estructuras sinésquitosas observables en la base. Por el contrario la Un. de Benamocarra, de tan comentada afinidad alpujárride, parece comparable a los Alpujárrides mismos.

Varias de las deformaciones acaecidas han modificado la fábrica de las rocas por generación de superficies-S penetrativas y condicionamiento de neocrystalización con orientación preferente, manifiesta para varios componentes mineralógicos. Otras en cambio tienen su origen en transformaciones tales como rotación externa o traslación, ésta última de especial significación por su intensidad.

De hecho las deformaciones más tempranas son inducidas a partir de la conservación residual de las subfábricas correspondientes en dominios de extensión reducida, a veces únicamente en el interior de fenoblastos

intercinemáticos. El grado de penetratividad de ciertos elementos de fábrica varía en la vertical y según la naturaleza más o menos cuarcítica del dominio, dentro de la sucesión esquistosa cuarzo-pelítica. El mecanismo de las deformaciones producidas en ciertas etapas resulta haberse modificado si se refiere a la Fm. Carbonatada, para la cual parece haber ocurrido el flujo plástico.

Los subíndices de las etapas de deformación sin-metamórficas coinciden con los de las fases y esquistosidades figuradas en los diagramas de crecimiento de minerales del epígrafe 2.

### *Primera fase de deformación ( $D_1$ )*

La esquistosidad más antigua observada  $S_1$  se conserva frecuentemente en el interior de poikiloblastos precinemáticos de la segunda fase de deformación; en estas condiciones se la puede reconocer a diferentes niveles de las sucesiones y se manifiesta con nitidez en lámina delgada.

Se observa también como reliquia en ciertas amígdalas cuarzosas, disecadas por la esquistosidad  $S_2$ . En niveles de cuarzo-micaesquistos de los esquistos de Calaceite la hemos encontrado bien representada por la orientación de filosilicatos de talla pequeña, subparalelizada a presumibles trazados de estratificación ( $S_0$ ). En estos casos, se nos muestra como una estructura penetrativa, con las características de una esquistosidad de flujo (flow-cleavage).

Hemos comprobado el paralelismo entre ciertas venas de cuarzo (con algunos otros minerales) y la  $S_1$ ; ambas pueden verse conjuntamente plegadas en varios ejemplos y, en el caso de ciertos segregados muy delgados y continuos entre lechos cuarzosos, los pliegues resultantes son muy regulares. En la mayoría de los afloramientos se suelen observar primitivas venas plegadas, de espesores variables, que pueden ser supuestamente asociadas a la  $S_1$ , a falta de criterios definitorios, o fueron más o menos oblicuas a dicha esquistosidad.

Es muy probable que durante la  $D_1$  se produjeran pliegues, pero con seguridad no hemos observado ninguno. Cuando se ha visto alguna charnela atribuible a  $D_1$  es en secciones en las que se recogen las geometrías complejas resultantes de sobreimposición de pliegues; por añadidura, la  $D_2$  ha sido muy rigurosa y las aparentes reliquias de pliegues 1 ( $P_1$ ) están muy enmascaradas. Ninguna medida fiable ha sido recogida.

Hacia los niveles basales de las sucesiones, la  $S_1$  se halla intensamente obliterada y apenas se conserva. En los tramos altos, pertenecientes a formaciones con términos triásicos, la  $S_1$  puede ser reconocida incluso a escala de la muestra.

## *Segunda fase de deformación (D<sub>2</sub>)*

Se manifiesta por micropliegues y en mucha menor proporción mesopliegues, relativamente abundantes, aunque todavía difíciles de localizar. Su geometría es muy variable, dependiendo de los lechos afectados; en los menos competentes las charnelas son casi siempre irreconocibles y los flancos han sido fuertemente aplastados, sin que persistan primitivas superficies de referencia. En lechos más cuarzosos se producen pliegues más o menos agudos, anisopacos, con una razón amplitud-longitud de onda mayor que 4.

Las medidas de ejes de P<sub>2</sub> se distribuyen en su mayoría entre N-110° y N-145°E, con una mayor frecuencia en torno a N-125° E; los planos axiales son subparalelos a la disposición regional de S<sub>0</sub> y originalmente debieron ser próximos a la horizontal, aunque ahora tienen buzamientos variados a consecuencia del posterior plegamiento. En conjunto son pliegues recumbentes o suavemente inclinados y apretados o de tendencia isoclinal. Todos se aproximan a la geometría similar, lo cual es lógico si se cuenta con el importante efecto de aplastamiento (flattening) que han sufrido las geometrías inicialmente configuradas (cf. también NAVARRO-VILA, 1976).

Es habitual encontrar venas más antiguas, o primitivos niveles de cierto contraste litológico, con las torturadas geometrías de pliegues rotos o desenraizados, fruto de una extraordinaria elongación que consideramos producida por el aplastamiento.

Durante D<sub>2</sub> se ha generado una esquistosidad de plano axial (axial-plane cleavage) penetrativa y con neocrystalización orientada de minerales S<sub>2</sub>. Es la que comúnmente se manifiesta en una muestra de mano y la que aparece como esquistosidad principal más destacada al microscopio, a cuya escala suele presentarse como delgadas láminas con mayor concentración de filosilicatos, frente a otras más cuarzosas, éstas últimas con minerales planares orientados; en niveles altos de las sucesiones puede tomar el carácter de esquistosidad de crenulación.

En todos los casos se origina una lineación muy penetrativa, paralela al eje de los pliegues, lineación de intersección de S<sub>2</sub> con superficies previas. Menos aparente es la lineación perpendicular a la anterior y a la dirección de deformación máxima; algunos cristales pre-S<sub>2</sub> aplastados (granates, por ejemplo) materializan esta lineación. Las superficies de S<sub>2</sub> se hacen convergentes (se anastomosan) en las zonas de mayor deformación.

El aplastamiento y alargamiento a lo largo de S<sub>2</sub> y en parte subsecuentes a su génesis, han debido ser muy importantes, aunque no se han cuantificado. En determinados horizontes favorables ha desaparecido toda referencia de superficies previas, la transposición es generalizada y las «inclusiones

tectónicas» (charnelas desenraizadas y otras indicativas de rotación) son los únicos relictos mesoscópicos; el boudinage de varios tipos, congruentes con los ejes de  $P_2$ , es común. El deslizamiento diferencial a lo largo de estas superficies puede haberse dado en diversos momentos, pero debe ser más acentuado hacia el final de  $D_2$ .

En los paragneisses micaceo-feldespáticos de Guanos (epígrafe 1.2.1) la diferenciación metamórfica de lechos leucocráticos resalta una foliación paralela a  $S_2$ . Para el Gneiss de Torrox o el Gneiss de Canillas la diferenciación y ordenación de las estructuras superpuestas es problemática, como ya se ha dicho; no obstante, algunas estructuras «pinch and swell» deben haber sido generadas a consecuencia del aplastamiento asociado al plegamiento  $D_2$ .

Estructuras  $D_2$  pueden reconocerse en los términos triásicos; concretamente los mármoles de la Fm. Carbonatada alpujárride dejan ver pliegues-2 de flujo. En estos materiales los  $P_2$  se multiplican, siendo más perceptibles y fáciles de hallar que en la sucesión esquistosa inferior.

### *Tercera fase de deformación ( $D_3$ )*

Coincide con la formación de pliegues de tamaños reducidos (métricos, decimétricos o más pequeños) menos apretados que los  $P_2$  y de geometría más cilíndrica. La razón amplitud-longitud de onda se mantiene próxima a 1, aunque es muy variable porque coexisten los de simetría marcadamente monoclinica con otros que no lo son tanto, es decir, coexisten pliegues de esta fase de diferentes órdenes.

Las direcciones axiales, próximas a N-350° E, son muy constantes y los planos axiales buzán entre 20-60° al O, siendo representativo el valor 35-40. Estas medidas son significativas para los frecuentemente encontrados en la Un. de Sayalonga, pero en otras áreas, próximas a la de Vélez-Málaga, aparecen con planos axiales buzando en sentido contrario (cf. ALDAYA, en prensa).

Hacia la parte alta de las sucesiones y cuando se localizan sobre esquistos fina y regularmente laminados, los  $P_3$  pueden transformarse en pliegues angulares con superficie axial fuerte o moderadamente inclinada. En los niveles más profundos, por el contrario, llevan aparejada una esquistosidad  $S_3$  de crenulación que deforma y desfigura de manera progresiva a  $S_2$ .

A favor de  $S_3$ , en dominios profundos, se reorientan y vuelven a crecer minerales y se origina una nueva lineación de intersección, lineación de crenulación, microplegado o imperceptible, en materiales superficiales.  $S_3$  se ha encontrado marcada con claridad en el tramo de esquistos de Calaceite, pero no es muy manifiesta en los esquistos de Benamocarra.

Los pliegues-3 son originados por la acción simultánea de mecanismos

de aplastamiento y de deslizamiento flexural, localizados respectivamente en los horizontes pelíticos y cuarzosos, cuando alternan; la  $S_3$  de crenulación se desarrolla en los lechos incompetentes y se hace menos penetrativa en los competentes. En casos de lechos competentes casi adyacentes se han observado cristalizaciones de cuarzo segregado en los vacíos potenciales de las charnelas.

Es evidente que el deslizamiento flexural, llevado a cabo a favor de superficies  $S_2$  plegadas, podría aparecer erróneamente como el resultado de un «strain-slip cleavage» correspondiente a  $S_2$ . Esto o el paralelismo ocasional de  $S_2$  con  $S_3$  (NAVARRO-VILA, 1976), podría acarrear una falsa interpretación de la naturaleza de  $S_2$ .

En mármoles de diferentes unidades se han podido ver pliegues posteriores a  $D_2$  en los que las superficies-S asociadas transponen las estructuras planares previas y llegan a limitar lenticulas, muy marcadas por su diferente coloración.

Hasta ahora nuestros datos son insuficientes para determinar cuantas deformaciones por plegamientos posteriores a  $D_2$  existen en los mármoles de la Fm. Carbonatada; tampoco sabemos a cuantas de las etapas  $D_3$ ,  $D_4$  y  $D_5$  corresponden. En cambio, los  $P_3$  están bien caracterizados en los esquistos de Benamocarra.

#### *Cuarta y quinta fase de deformación ( $D_4$ , $D_5$ )*

Se agrupan aquí sistemas de micropliegues (decimétricos a lo sumo) de cronología mal definida aunque bien representados en el área. Sus ejes se agrupan preferentemente en torno a las direcciones NE-SO y E-O, pero los hay de alguna otra dirección notablemente apartada.

Los primeros han sido asimilados provisionalmente a  $D_4$  y los segundos a  $D_5$ . Además de su orden de aparición, es problemática la ordenación cronológica respecto a la fase o fases de traslación de los mantos y unidades alóctonas.

Los  $P_4$  son angulares en los niveles filíticos o de micaesquistos de grano fino, con planos axiales fuertemente buzantes; una esquistosidad de fractura muy espaciada se les asocia con frecuencia. Se han medido pliegues con la misma dirección axial, de geometría cilindroidal y simetría monoclinica.

En algunos  $P_4$  angulares un delicado kinking submicroscópico se dispone transversalmente a una parte del flanco; incrementos discretos del deslizamiento a lo largo de finas alternancias, controladas por esquistosidades previas y localizadas en alguna de ellas, pueden ser los causantes de estas estructuras, singenéticas. Este mismo fenómeno se ha encontrado al microscopio en probables micropliegues  $P_3$  de muestras pertenecientes a términos altos de las sucesiones metapelíticas.

Los  $P_5$  suelen ser monoclinicos y en otras áreas se ha señalado la dis-

posición transversal de sus ejes a estrías medidas en las superficies de corrimiento (ALDAYA, en prensa). El saber si pliegan o no a las superficies de corrimiento es una tarea en extremo difícil, por las reducidas dimensiones de los pliegues y porque su trazado se aproxima sin ser coincidente, al de los grandes pliegues tardíos que deforman al conjunto de mantos.

#### *Sexta fase de deformación (D<sub>6</sub>)*

En ella juegan grandes cizallas, que controlan la tectónica de mantos al permitir la traslación de unas unidades sobre otras. Las superficies de cizalla forman un ángulo casi siempre bajo con las principales superficies S presentes, todas ellas subparalelas regionalmente (nos referimos especialmente a S<sub>0</sub> y S<sub>2</sub>).

El trazado de las superficies de corrimiento ha sido reconstruido en la transversal Albuñol-Sierras del Tocón (ALDAYA, 1970; NAVARRO-VILA, 1976) y de él se deduce que las cizallas son convexas hacia arriba y suavemente divergentes hacia el S. Ninguno de estos rasgos geométricos llegan a manifestarse con evidencia en un área tan reducida como la de Vélez-Málaga, pero parecen confirmarse para algunas unidades y mantos de esta transversal.

En muchos casos la localización en la sucesión de una superficie de cizalla se ve favorecida por una discontinuidad litológica mayor, como pueda ser el contacto entre algunas formaciones, y se adapta a ella. El efecto de la traslación se hace imperceptible en un determinado espacio para el cual el despegue (décollement) existente no altera el orden normal de la sucesión, ni modifica el trazado de las isogradas (1). Sin embargo, por este mecanismo pueden producirse reducciones y laminaciones que modifiquen los espesores presentes de algunos tramos.

De igual manera que los frentes de las esquistosidades principales quedan por encima de los mármoles triásicos, las superficies de traslación coronan muchísimas veces la Fm. Carbonatada, sin que hasta ahora existan columnas estratigráficas y correlaciones, suficientemente precisas en todas las unidades, para conocer los términos que faltan en la cumbre de la formación. Tampoco se sabe si existían materiales superiores a la Fm. Carbonatada porque en ninguna parte se han conservado.

Un dispositivo de mantos con superficies de cizalla poco inclinadas, progresivamente ascendentes y aprovechando parcialmente contactos entre formaciones, tendería a acumular los materiales más altos de la columna regional en su frente, pero una acumulación de esa índole no ha sido

---

(1) Para sectores de extensión regional media de cientos de Km<sup>2</sup> las isogradas son subparalelas a S<sub>0</sub>-S<sub>2</sub>; la oblicuidad se manifiesta por la variación posicional de la isograda al cambiar de unidad, dentro del sector.



localizada con rigor para todo el Complejo Alpujárride. Sectores como la Sierra de Baza o las Sierras del Tocón, al N de Sierra Nevada, parecen atestiguarla para un cierto número de mantos; el mecanismo no parece haberse cumplido más al E.

En definitiva, la estructura de conjunto de los Mantos Alpujárrides es la de extensas hojas, a veces subdivididas en grandes unidades superpuestas, que se envuelven enteramente unas a otras, merced a desplazamientos individuales de muchas decenas de kilómetros. Ni el frente absoluto ni la zona de raíz son accesibles.

Se ha demostrado la existencia de por lo menos dos etapas de cizalla en las zonas internas de las Cordilleras Béticas (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976; NAVARRO VILA, 1976); la más reciente de ellas, involucrando a materiales del Oligoceno terminal-Aquitaniense Inferior, provoca la traslación de mantos ya empilados. Otros autores han señalado una posible etapa de cizallas más antiguas basándose en criterios más bien especulativos que no serán comentados aquí.

Las cizallas más recientes producen traslaciones hacia el N, cuya veracidad no puede ser cuestionada; por su causa bien podría ocurrir que algunas unidades de la pila de mantos resultaran repetidas al cabalarse a sí mismas. Este efecto no es demostrable en el área de Vélez-Málaga, pero debe tenerse presente.

El tiempo que media entre las dos etapas de megacizallas no está fijado y podría ser grande. También es posible que pliegues como los  $P_5$  estén intercalados entre ambas traslaciones generalizadas.

Ninguna superficie-S penetrativa guarda relación con las superficies de traslación de los Mantos. Sí existen, en cambio, zonas de espesor limitado con rocas cataclásticas (milonitas, protomilonitas y blastomilonitas, sobre todo), próximas o alejadas de los contactos tectónicos mayores, con marcadas superficies de flujo cataclástico. No se registran efectos de metamorfismo producto del empilamiento de los mantos.

Algunos grandes pliegues de flanco Sur invertido se observan en áreas limítrofes, al parecer recortados por las cizallas más antiguas (AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, 1975; ELORZA et al., 1979); deben preceder inmediatamente a dichas cizallas y pueden guardar cierta relación con ellas. Tomando en consideración estos pliegues,  $D_6$  puede dividirse en tres subfases, que se suceden en el siguiente orden: 1) plegamiento a gran escala de los conjuntos metamorfizados,  $P_{6a}$ ; 2) cizallas que originan el empilamiento de mantos constituidos por unidades ya metamorfizadas,  $C_{6a}$ ; 3) cizallas que modifican el edificio de mantos mediante traslaciones de gran envergadura,  $C_{6b}$ .

Las dos subfases  $C_{6a}$  y  $C_{6b}$  y especialmente la primera por su carácter más tendido, pueden rebanar porciones altas de las secuencias y sustituirlas por otras correspondientes a verticales diferentes, creando una suerte de

*sucesiones recompuestas*. A gran escala el fenómeno enmascara una importante fracción de la traslación; piénsese en que la colocación del Maláguide (Un. de Iznate y Almayate) sobre la Un. de Benamocarra puede obedecer a un mecanismo de este tipo, dando la apariencia de superposición de una «cobertera» ligeramente despegada a su propio «zócalo», tal como ha creído plausible BOULIN (1970).

### *Últimas etapas de compresión alpinas*

Se reúnen aquí todas aquellas formaciones continuas y discontinuas indicativas de la continuación de esfuerzos compresivos hasta el Mioceno medio, que modifican la geometría de las superficies de corrimiento.

Durante estas etapas, con influencia limitada en el área de Vélez-Málaga, se han generado en la cordillera pliegues, fallas inversas y abombamientos o arqueamientos de conjunto; las direcciones de empuje han oscilado entre N-S y NNO-ESE por término medio. La etapa de arqueamiento final ha evolucionado hasta las distensiones neógenas, probablemente a través de pliegamientos de gran radio, debidos a movimientos verticales.

Todas estas estructuras están aquí poco representadas, de manera que solamente algunos pliegues suaves se detectan en el mapa geológico, como el que deja de aflorar el Gneiss de Torrox; su dirección, mal definida, se aproxima a la E-O. Las grandes fallas que lo cortan diagonalmente, son quizá las causantes de la aparente desviación hacia el ONO de este anticlinal tan abierto.

### **3.3 TECTONICA DE MANTOS**

Como se ha dicho antes las grandes traslaciones son producidas por megacizallas poco inclinadas con respecto a los contactos que separan a las formaciones de rocas. La geometría de estos contactos, en su trazado cartográfico, no reflejan las estructuras de las fases de deformación  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$ , cuyos tamaños reducidos no favorecen la interpenetración tectónica, a grande o mediana escala, entre los materiales de formaciones y tramos consecutivos.

La superposición anormal de las Unidades se detecta por recurrencias significativas en el orden de superposición de los materiales y muy especialmente en la zonación metamórfica. Estos dos criterios aplicados de consumo testifican la correcta delimitación de las unidades corridas; como es natural la traslación diferencial por despegue entre formaciones —*traslación interna* de los elementos de cada unidad— no puede ser valorada si la cizalla, en su recorrido visible, coincide con una de las dos clases de superficies de referencia (contactos litológicos o isogradas).

Una vez diferenciadas las unidades alóctonas y conocida la intersección topográfica de las superficies de cizalla limitantes (superficies de corrimiento), puede emprenderse la correlación tectónica y pueden agruparse las unidades por mantos. Cada manto ha sido definido en una localidad o sector, de donde toma su nombre y en donde una unidad tipo lo caracteriza. Dentro de él se incluyen unidades que por su posición y naturaleza sean asimilables entre sí y con la unidad tipo. Hasta donde ha sido posible, se ha pretendido que cada manto represente una hoja caracterizable tectónica y litológicamente.

### 3.3.1 INDIVIDUALIDAD Y NOMINACION DE UNIDADES Y MANTOS

Los Maláguides, que en otras regiones aparecen compuestos por varias unidades superpuestas o imbricadas, son poco representativos en el área de Vélez-Málaga. Hemos distinguido en el mapa las Unidades de Iznate y Albayate, que se corresponden con los dos más extensos afloramientos; son unidades situadas al mismo nivel geométrico y su actual discontinuidad se presume como erosional.

Por lo deducido en la Un. de Almayate, los términos superiores al Permotriás deben estar despegados, lo que se confirma por la posición del Klippe de Vélez (epígrafe 1.1). La reducción tectónica causada por este despegue se halla exagerada en su apariencia cartográfica, ya que el Permotriás es discordante y está a su vez probablemente despegado.

La colocación de las unidades maláguides sobre la Un. de Benamocarra no ofrece dudas. BOULIN (1970, p. 65) enunció formalmente la posibilidad de que nuestra Un. de Benamocarra fuera el «zócalo» maláguide, tal vez metamorizado en relación con una «fase caledónica antigua» señalada en las cadenas del Mediterráneo occidental; pero admitió como sostenible que los esquistos de Benamocarra (epígrafe 1.2.5) formaran parte de un alpujárride de posición geométrica elevada, la más alta de los existentes en Vélez-Málaga.

En nuestra opinión esta segunda hipótesis es muy verosímil y se ve apoyada porque los esquistos de Benamocarra han sufrido una evolución estructural y metamórfica idéntica a la de los Alpujárrides. No obstante, su metamorfismo es menor (1) que el de la unidad alpujárride inmediatamente inferior, curiosidad digna de constatarse por ser opuesta al comportamiento más habitual en la pila de mantos alpujárrides.

En suma, si la Un. de Benamocarra fuese, como parece, alpujárride (su

---

(1) Nos referimos al grado de metamorfismo de términos que tuvieran parecida posición en la columna estratigráfica: esquistos de Calaceite y Guanos.

metamorfismo alpino es prácticamente seguro) significaría un eslabón intermedio evocador de las condiciones de metamorfismo más suaves reconocidas en los Maláguides.

Respecto a los Alpujárrides, las unidades diferenciadas están reseñadas por orden de superposición en el Cuadro I. Discutiremos brevemente su correlación con mantos conocidos más al E por uno de nosotros, que ha propuesto nuevas denominaciones para los mantos diferenciados al O de Motril (cf.: ALDAYA y GARCIA-DUEÑAS, 1976; AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, 1975).

Desgraciadamente los contactos que separan a las unidades alpujárrides en este área no son los de corrimiento; accidentes posteriores son los responsables de los límites cartográficos y no se ha obtenido ninguna nueva aportación concerniente a la disposición de las superficies de corrimiento. En estas condiciones la aloctonía se deduce de la comparación entre las secuencias de cada unidad y se confirma con los corrimientos de áreas limítrofes, que serán referidas reiteradamente.

La Un. de Sayalonga es la más elevada, situándose inmediatamente por debajo de la Un. de Benamocarra. El contacto entre ellas es muchas veces de falla, pero la superposición no ofrece dudas en muchos cortes o sectores; tres pequeñas ventanas al O de Lagos y los klippen de Triana y Benamargosa (esquistos de Benamocarra) la evidencian.

Por su posición, la Un. de Sayalonga es comparable con la Un. de Guindalera, que sirvió para establecer el Manto de Los Guajares, unos kilómetros al NO de Motril. Su inclusión en este manto se acepta con ciertas reservas y no hubiera sido del todo artificioso considerarla como un manto independiente: el Manto de Sayalonga.

Otro importante accidente de fractura, desde Cómpea a Frigiliana, establece el contacto de la Un. de Sayalonga con otras inferiores: la Un. de Canillas de Albaida y la Un. de las Alberquillas. Ambas tienen en común su incierta continuidad lateral.

La Un. de Canillas, superior de entre las dos, está más desarrollada hacia el O, en donde llega a resolverse su correspondencia con términos basales de la Un. de Venta de Palma (ELORZA et al., 1979), que no ha sido citada al E del meridiano de Nerja.

La Un. de las Alberquillas ha sido definida también al E (AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, 1975) y prácticamente está representada por sólo los mármoles dolomíticos de su Fm. Carbonatada. Se prolonga algo hacia el NO, fuera de nuestros límites, hasta desaparecer acuñada entre la Un. de La Tejada y la de Canillas de Albaida (ELORZA et al., en prensa). Por su posición, estructura interna y caracteres de su secuencia es una unidad intermedia entre el Manto de la Herradura (Un. del Jate más Escama de Calixto) y el Manto de Salobreña.

Según esto la Un. de Canillas de Albaida habría de corresponderse con

el Manto de Salobreña, pero esto no pasa de ser una simple conjetura sin gran valor; es preferible admitir su independencia por el momento.

Mediante otro contacto tectónico, los mármoles de la Un. de las Alberquillas se hallan sobre la Escama de Calixto, estrecha franja discontinua de esquistos muy laminados superpuestos a la Un. del Jate, aunque estos últimos contactos están muy retocados por fallas. Fuera del área, la escama enlaza con la Un. de La Tejada por el NO, también superpuesta a los mármoles del Daire; por el SE, la escama pudiera conectarse con los esquistos de la Un. del Jate, cuya Fm. Carbonatada superior son los mármoles mencionados (epígrafe 1.2.3).

La complicada estructura se interpreta como una repetición dentro del Manto de la Herradura, dando lugar a dos unidades de extraordinaria identidad litológica y diferente posición. A través de la Escama de Calixto las dos unidades llegarían a suturarse. No es presumible que la duplicación se efectúe por cizallas  $C_{6b}$ .

La unidad del Jate, sobre la que fue definido el Manto de la Herradura, no ofrece dificultades de interpretación. Había sido llamada unidad de Almuñécar por BOULIN (1970), pero ni sus límites ni su correlación fueron, a nuestro entender, correctos y por ello no se ha mantenido el nombre.

### 3.3.2 SENTIDO Y EDAD DE LAS TRASLACIONES

Se trata de un tema arduo y en extremo debatido para las zonas internas de las Cordilleras Béticas; en realidad debe ser comentado en otro contexto que el presente. Por otro lado, el área de Vélez-Málaga es poco explícita a la hora de aportar argumentación.

Con toda concisión precisaremos algunos puntos. Parece necesario ampliar el conocimiento sobre la deformación interna de cada manto o unidad, aunque se admite de antemano que las megacizallas no tengan que guardar relación con esas otras deformaciones. Habría que disponer de dataciones absolutas para situar en el tiempo el metamorfismo y las fases de deformación y correlacionar estos eventos con los ocurridos en las zonas externas. Delimitar el papel de las cizallas  $C_{6a}$  y  $C_{6b}$  a escala regional, para analizar la cinemática del empilamiento, todo esto y un análisis profundo de las formaciones carbonatadas, para establecer la paleogeografía del Triás, sería imprescindible.

A partir de ahí la especulación sobre este tema trascendental dispondría de bases más firmes.

Hasta este momento para las cizallas  $C_{6a}$  (las  $C_{6b}$  están fuera de duda) se han sostenido traslaciones hacia el N y hacia el S. Recientemente muchos investigadores, familiarizados con la geología de los Alpujarrides y de las Cordilleras Béticas en general, tienden a tomar en consideración las vergencias en los dos sentidos de direcciones próximas a la NE-SO; al

análisis de tales proposiciones excede los presupuestos de este trabajo.

En cuanto a la edad de las traslaciones de la etapa C<sub>6a</sub> puede afirmarse, habida cuenta de los términos de la sucesión maláguide, que acabieron después del Eoceno, un Eoceno bajo de acuerdo con datos regionales. También sabemos que hacia el Oligoceno terminal-Aquitaniense tuvieron lugar las cizallas C<sub>6b</sub>.

Con rigor, no pueden hacerse más precisiones y tampoco hay que olvidar que, entre otras hipótesis, se ha mantenido una edad de corrimiento más antigua para los Alpujárrides, con el fin de explicar la ausencia de términos post-triásicos en ellos.

### 3.4 LAS ESTRUCTURAS RECIENTES

Ya hemos hablado de cómo las superficies de corrimiento han sido arqueadas con posterioridad, naturalmente, a la colocación de las unidades alóctonas; se ha advertido también que los efectos de estas deformaciones son poco perceptibles en la Hoja de Vélez-Málaga.

Entre las estructuras postmanto que pudieran relacionarse con una compresión de componente horizontal, habría que señalar algunas fallas que tienen salto en dirección. Así ocurre con la falla que se ha cartografiado al NE de Triana, en el ángulo nor-occidental de la Hoja. La falla muestra un movimiento sinistrorsum, pero por los términos afectados no puede deducirse la edad en que ha funcionado.

El mapa geológico deja ver algunas grandes fallas con continuidad longitudinal de más de 15 km., y de dirección O-NO/E-SE. Son tres las más importantes; la más meridional pasa por Algarrobo, la intermedia por Sayalonga y la más septentrional se prolonga desde Cómpeta hasta Frigiliana y, más al E, al N de Nerja. La falla de Cómpeta-Frigiliana, corresponde con propiedad a una familia de fallas, con dirección algo variable y dispuestas en relevo; el efecto de conjunto es el de descender el labio SO.

Es casi seguro que estas tres grandes fallas tienen componente en dirección, aunque ciertamente tienen un importante salto en vertical. Parecen fosilizadas por el Plioceno, al menos en lo que corresponde a la mayor parte de su juego. Ciertamente se manifiestan anteriores a los conglomerados que afloran entre Nerja y Frigiliana (T<sub>2</sub><sup>B</sup>-Q), si bien, más al E, planos con estrías horizontales afectan a los contactos del Plioceno.

Además existen algunas otras fallas de menos importancia, entre las que caben destacar las de dirección E-O. Las de dirección NE-SO son menos frecuentes y de menor importancia aún.

Para terminar diremos que alguna de las fallas que limitan la franja septentrional de esquistos con distena y sillimanita de la Unidad de Cómpeta, son de funcionamiento complejo y no muy claramente establecido;

es muy posible que alguna de ellas tenga una componente de salto en dirección.

En resumen, después de los plegamientos de gran radio que culminarían las etapas de compresión del ciclo alpino, se desarrollan estructuras de distensión. Las fallas normales con saltos importantes pueden haber jugado en reiteradas pulsaciones durante el Mioceno Superior y el Plioceno.

Hacia finales del Plioceno o dentro del Cuaternario funcionan fallas de salto en dirección; sus estrias se encuentran sobre planos de falla con importante componente vertical de salto. Podría tratarse de rejuegos sobre superficies preexistentes; las fallas son dexas, salvo algunas satélites, y pueden relacionarse con compresiones de direcciones próximas a la N-S.

## 4 HISTORIA GEOLOGICA

Las Unidades Maláguides, aunque no muy extensamente representadas, se han reconocido con suficiente extensión como para poder tratar un esbozo de su historia; se caracterizan por poseer niveles basales en los que se puede admitir el desarrollo de un metamorfismo alpino; por encima del Silúrico, las series no representan apenas huellas de metamorfismo y se reconocen los caracteres de sedimentación con carácter flysch, que se extiende a una parte del Devónico y del Carbonífero. La transición Silúrico-Devónico y probablemente el Devónico Inferior (?) poseen intercalaciones de calizas, que representan niveles de sedimentación química carbonatada intercalados entre las rocas que podríamos calificar de ritmitas. Después del Carbonífero debió sobrevenir una época de erosión intensa en muchos sitios, responsable de que los términos rojos permotriásicos se apoyen sobre un sustrato de edad variable; el reducido tamaño de los afloramientos permotriásicos reconocidos, junto con su posición, hace que no se disponga de datos sobre la discordancia, por lo que no se puede asegurar si es o no angular. La sedimentación jurásica está representada por términos carbonatados, posiblemente del Jurásico Inferior, y existen también algunos afloramientos terciarios, pertenecientes al Maláguide, cuyos contactos impiden que puedan establecerse relaciones estratigráficas entre estos términos más recientes y las sucesiones subyacentes. La sedimentación post-triásica de los Maláguides ha sido muy discontinua, pero esta afirmación puede hacerse en función únicamente de observaciones de regiones vecinas y no por las efectuadas en el área estudiada.

Para los diferentes Mantos Alpujárrides se admite, como único dato cronológico medianamente preciso, que probablemente un Trías carbonatado es el episodio sedimentario más reciente de las sucesiones características. Las series pelíticas y cuarcíticas más antiguas están metamorfizadas.

No se han hallado indicios de una posible discordancia, que se manifestara por un salto de metamorfismo, correspondiente a una orogénesis herciniana o más antigua; no creemos que pueda hablarse de series polimetamórficas para nuestras unidades alpujárrides, aunque ciertamente existe un metamorfismo polifásico. Sin embargo, es posible que algunos de los materiales reconocidos hayan sufrido los efectos de un ciclo orogénico más antiguo que el alpino, pero las huellas de esos procesos diastróficos parecen borradas.

Desconocemos hasta qué momento se puede haber prolongado la sedimentación carbonatada atribuida al Triásico, pero no hay evidencia de que se haya proseguido más allá del Trías Superior. El grado de metamorfismo de los Alpujárrides es tan alto que, para este área, ni siquiera puede afirmarse con garantía que los potentes paquetes de mármoles diferenciados sean del Trías; ciertos autores han supuesto que se trata de mármoles mucho más antiguos (BOULIN, 1970).

Como inclusive los materiales alpujárrides más modernos, están intensamente metamorfizados, se puede admitir que las fases de metamorfismo diferenciadas son post-triásicas, ligadas a la orogenia alpina. Sin embargo, es muy grande el espacio de tiempo durante el cual pueden haber tenido ocasión los procesos metamórficos, la mayor parte de la deformación e incluso el empilamiento de unos alpujárrides sobre otros. Todos estos acontecimientos tienen que haber ocurrido después del Trías y antes del Mioceno Superior, por observaciones de este área.

La ausencia de términos post-triásicos en los Alpujárrides ha dado ocasión a que sean consideradas dos hipótesis: ciertos autores piensan que el dominio alpujárride pudo quedar emergido después de la sedimentación de sus series carbonatadas, mientras que otros entienden que el empilamiento de los mantos pudo ser intramesozoico y es esta la razón de que falten o estén mal representadas las series jurásicas y otras más recientes.

Dentro del dominio de los Alpujárrides los acontecimientos únicamente pueden inscribirse, por el momento, en una escala cronológica relativa. Se llegan a diferenciar sucesivas etapas de deformación y metamorfismo a las que suceden la colocación de los mantos (etapa de grandes traslaciones) y otras deformaciones de menor transcendencia.

No se ha reconocido ningún metamorfismo que se haya producido con posterioridad a la pila actual de mantos y es posible que las grandes cizallas, con las cuales se relacionan las traslaciones, se hayan desarrollado en dos fases por lo menos.

Las Unidades Maláguides se han superpuesto a la Unidad de Benamocarra, para la cual nosotros admitimos afinidad con los Alpujárrides. Nunca ha aparecido una Unidad Maláguide intercalada tectónicamente entre dos Mantos Alpujárrides.



Constituido de esta manera el edificio bético, sobrevienen algunas deformaciones y una importante etapa de erosión anterior, al menos en parte, al Burdigaliense. Por su causa la formación de la Viñuela, perteneciente al Burdigaliense y diferenciada muy cerca del límite N de la Hoja de Vélez-Málaga, es netamente discordante sobre Maláguides y Alpujárrides y está nutrida por cantos y bloques procedentes de ambos conjuntos.

Aunque aquí no son visibles, en otras regiones se han desarrollado estructuras de compresión (fallas inversas) posteriores al Burdigaliense y anteriores al Mioceno Superior. Asimismo hay formación de pliegues de gran radio que deforman al conjunto de las superficies de corrimiento alpujárride.

Entre esos acontecimientos y los términos de edad pliocena de la Hoja de Vélez-Málaga, no puede hacerse ninguna precisión. Es muy posible que entre el Mioceno Superior y el Cuaternario se inicie el funcionamiento de las grandes fallas, con componente en dirección eventualmente, tan visibles en este sector.

La sedimentación de términos marinos puede haber seguido hasta una parte del Cuaternario; todos estos términos están hoy algunas decenas de metros por encima del nivel del mar, lo que implica una cierta inestabilidad tectónica regional, que se prolonga hasta nuestros días.

## **5 MINERIA Y CANTERAS**

### **5.1 YACIMIENTOS MINERALES**

En varias formaciones de mármoles de distintos Mantos Alpujárrides y en regiones relativamente próximas a Vélez-Málaga, se conoce desde antiguo algunas mineralizaciones, bastante dispersas y de un interés económico no muy grande. La formación más rica en estas mineralizaciones poco importantes, de entre las formaciones que afloran en la Hoja de Vélez-Málaga, es la de los mármoles del Manto de la Herradura; pero estos mármoles afloran aquí en muy pequeña extensión y no se tiene referencia de que se hayan localizado yacimientos de fluorita o de Fe, Zn, Pb y Cu, dentro de los límites de la Hoja.

Entre los mármoles de la Unidad de las Alberquillas (Manto de Salobreña) no existen noticias de tales mineralizaciones.

### **5.2 CANTERAS**

Las explotaciones en canteras son poco abundantes. Como más destacables cabe señalar las siguientes:

- Explotación de arcillas para tejares en los alrededores de Vélez-Málaga; se obtienen por lavado del Plioceno más arcilloso (T<sub>2</sub><sup>a</sup>s).
- Aunque no generalizada, por dificultades de acceso, podrían explotarse en cantera los mármoles, con diversas finalidades.
- Finalmente, se extraen arenas para la construcción de las formaciones aluviales y de algunas playas.

## 6 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. (1969a).—«Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada)». *Bol. Geol. Min.*, 83, pp. 212-217.
- (1969b).—«Los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada». *Acta Geol. Hisp.*, 4, pp. 126-130.
- (1970a).—«Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los Mantos Alpujárrides del S de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada)». *Cuad. Geol.*, 1, pp. 35-37.
- (1970b).—«La sucesión de etapas tectónicas en el Dominio alpujárride (Zona Bética, prov. de Granada)». *Cuad. Geol.*, 1, pp. 159-181.
- (En prensa).—«Memoria y Hoja de Albuñol (1.056), Mapa Geológico de España, 1:50.000 (2.ª serie)». *IGME*.
- ALDAYA, F., y GARCIA-DUEÑAS, V. (1976).—«Les séquences lithologiques des nappes alpujarrides au Sud et Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Andalousie)». *Bull. Soc. Géol. France*, 18, pp. 635-639.
- AVIDAD, J. (1976).—«Los Mantos Alpujárrides al SO de Sierra Nevada». *Tesis. Univ. de Bilbao*. (Inédita.)
- AVIDAD, J., y GARCIA-DUEÑAS, V. (1975).—«Memoria y Hoja de Motril (1.055). Mapa Geológico de España, 1:50.000 (2.ª serie)». *IGME*.
- AZEMA, J. (1961).—«Etude géologique des abords de Malaga (Espagne)». *Est. Geol.*, 17, p. 131-160.
- BARROIS, Ch., y OFFRET, A. (1889).—«Mémoire sur la constitution géologique du sur de l'Andalousie, de la Sierra Tejeda à la Sierra Nevada». *Mém. Ac. Sc. Inst. Nat. France*, 30, pp. 79-169.
- BLUMENTHAL, M. (1935).—«Reliefüberschiebungen in den westlichen Betsischen Cordilleren». *Geol. Médit. occid.*, 4, núm. 8, parte II, pp. 3-28.
- BOULIN, J. (1964a).—«Problèmes structuraux dans le domaine Alpujarride au Sud-Ouest de la Sierra Nevada». *Geol. en Mijnb.*, 43, pp. 277-281.
- (1964b).—«L'unité d'Almuñecar, dans le domaine Alpujarride au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Espagne)». *C. R., somm. S. G. F.*, fasc. 1, p. 26.
- (1970).—«Les zones internes des Cordillères Bétiques de Malaga à Motril (Espagne méridionale)». *Ann. Hébert et Haug, Paris*, 10, pp. 1-237.

- BOULIN, J.; LEDENT, D., y PASTEELS, P. (1969).—«Repères géochronologiques dans les zones internes des Cordillères Bétiques, au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Espagne)». *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 92, pp. 377-381.
- COPPONEX, J. P. (1959).—«Observations géologiques sur les Alpujarrides occidentales». *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, 70, pp. 79-208.
- EGLER, C. G., y SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)». *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Afa. Natuurkd.*, 25, núm. 3, pp. 1-90.
- ELORZA, J. J.; GARCIA-DUEÑAS, V.; MARTIN, L., y MATAS, J. (1979).—«Memoria y Hoja de Zafarraya (1.040). Mapa Geológico de España, 1:50.000 (2.ª serie)». *IGME*.
- ELORZA, J. J. (1979).—«Las unidades alpujarrides en la transversal de Sierra Tejada (SW de Sierra Nevada)». *Tesis, Univ. de Bilbao*. (Inédita.)
- EWERT, K. (1976).—«Estratigrafía, litología y mineralizaciones del Manto de Lújar (Zona Bética)». *Stud. Geol.*, 11, p. 109-120.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères bétiques». *Est. Geol.*, 4, pp. 83-172.
- FOUCAULT, A., y PAQUET, J. (1971).—«Sur l'importance d'une tectogenese hercynienne dans la région centrale des Cordilleres bétiques (Sud de la Sierra Arana, prov. Granada, Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, 272, pp. 2756-2758.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (in lit.).—«Formaciones y zonación metamórfica en los Mantos Alpujarrides: Secuencias litológicas y criterios de correlación (Cordilleras Béticas)». *Bol. Geol. Min., IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V., y ELORZA, J. J. (en preparación).—«Significado y posición de la Unidad de La Tejada; a propósitos de la individualidad tectónica de las Formaciones alpujarrides (Cordilleras Béticas, Andalucía)».
- GARCIA-DUEÑAS, V., y NAVARRO-VILA, F. (1976).—«Alpujarrides, Malaguides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Andalousie)». *Bull. Soc. Géol. France*, 18, pp. 641-648.
- KAMPSCHUUR, W., y RONDEEL, H. E. (1975).—«The origin of the Betic Orogen, southern Spain». *Tectonophysics*, 27, pp. 39-56.
- KORNPROBST, J. (1976).—«Signification structurales des peridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des detritus observés dans les sediments paléozoïques». *Bull. Soc. Geol. France*, 18, pp. 607-618.
- KOZUR, H., y SIMON, O. J. (1972).—«Contribution to the Triassic Microfauna and stratigraphy of the Betic Zone (Southern Spain)». *Rev. Esp. Micropal.*, vol. extraord., pp. 143-158.
- NAVARRO-VILA, F. (1976).—«Los Mantos Alpujarrides y Malaguides al N de Sierra Nevada». *Tesis, Univ. de Bilbao*. (Pendiente de aparecer en Mem. del IGME.)
- TORRES-ROLDAN, R. (1974).—«El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujarrides al SE de Sierra

Almijara (Sector Central de las Cordilleras Béticas, S de España).  
*Cuad. Geol.*, 5, pp. 21-77.

VRIES, W. C. DE, y ZWAAN, K. B. (1967).—«Alpujarride sucession in the central part of the Sierra de las Estancias, prov. of Almeria (SE-Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch, ser. B*, 70, pp. 443-453.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA