



IGME

1.055

19-44

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MOTRIL

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MOTRIL

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por el IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes titulados superiores:

En *Memoria*: V. García-Dueñas y J. Avidad.

En *Mapa Geológico*: J. Avidad y V. García-Dueñas, con la colaboración de F. Aldaya.

En *Petrografía*: J. Avidad y R. Torres-Roldán.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M - 6.324 -1981

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

INTRODUCCION

La región comprendida entre el río Guadalfeo (Motril) y el río Chillar (Nerja), ha sido reconocida desde hace tiempo, aunque no sean muy numerosos los autores que le han dedicado su atención.

Mencionamos aquí sólo a aquellos que han publicado sobre esta región después de 1925, y en cuyos trabajos pueden recogerse datos y observaciones con validez actual.

VAN BEMMELEN (1927) y WESTERVELD (1929) efectuaron investigaciones en áreas próximas hasta Motril y Los Guájares; precisamente el primero de ellos utilizó ya el nombre de «Alpujárrides» y llamó manto de Guájar al más alto de los Alpujárrides. BLUMENTHAL (1935) supuso que todas las dolomías (mármoles) del sector son triásicas, y desarrolló su hipótesis de los Mantos epiglípticos, aplicándola a estos alpujárrides.

Más recientemente, COPPONEX (1959) realiza una investigación más amplia, aunque sus puntos de vista no difieren sustancialmente de los de BLUMENTHAL. BOULIN (1970) ha publicado un importante trabajo sobre los Alpujárrides al SO de Sierra Nevada, en el que se plasman nuevas interpretaciones sobre este amplio sector. ALDAYA (1969, 1970) ha estudiado una importante extensión al E del río Guadalfeo; sus conclusiones son en parte aplicables a la región de Motril y Nerja. Finalmente, TORRES-ROLDAN (1974) se ha preocupado por la evolución metamórfica de algunas unidades.

De entre nosotros, J. AVIDAD ha efectuado el reconocimiento de la parte de Hoja situada al E del meridiano que pasa por la Punta de La Mona y V. GARCIA-DUEÑAS, del resto; de todas formas han sido numerosísimos los itinerarios realizados en común por toda la región.

Agradecemos especialmente a F. ALDAYA, gran conocedor de los Alpujárrides en la transversal de Granada, su compañía en múltiples jornadas sobre el terreno y el constante intercambio de puntos de vista, y a R. TORRES-ROLDAN su colaboración, estudiando una parte de las láminas delgadas.

1 ESTRATIGRAFIA Y PETROGRAFIA

En la Hoja de Motril afloran materiales triásicos y antetriásicos y cuaternarios. Todos los materiales antetriásicos se encuentran metamorfizados en mayor o menor grado y los materiales triásicos se presentan en algunos afloramientos sin apenas metamorfismo y conservando la mayor parte de los caracteres que ya ostentaban después de su diagénesis; en el resto, también los materiales triásicos han sido intensamente metamorfizados. El grado de metamorfismo conseguido por algunas de las formaciones de estas sucesiones es muy alto, llegándose, aunque solo sea localmente, a la formación de migmatitas.

Por esta razón ha sido imposible deslindar con independencia los habituales capítulos de Estratigrafía y Petrografía. En uno solo vamos a reunir los caracteres litológicos y petrográficos de los materiales reconocidos.

El hecho generalizado de la existencia de varias esquistosidades impide una acertada valoración de las potencias, sobre todo si esta valoración quiere relacionarse de alguna manera con la que tuvieron las sucesiones sedimentarias originales. En general, cuando precisemos con cifras una potencia tomaremos como referencia la de la formación, o tramo en cuestión, en un corte representativo y referida al espesor perpendicular a la esquistosidad más visible en ese corte. Cuando este cálculo no es posible, la potencia dada no tiene otro valor que el de una estimación. Por otra parte, una misma formación puede variar enormemente su potencia de unos cortes a otros, y eso a consecuencia de las importantes laminaciones sufridas por los materiales.

El peculiar estilo tectónico de los Alpujárrides nos obliga a describirlos reuniendo en cada epígrafe todas las unidades que constituyen un manto y que guardan relación entre sí. Conviene, pues, establecer cual es la disposición general de nuestras unidades y mantos, y aclarar el esquema tectónico de la Hoja.

1.1 TERMINOLOGIA DE LAS UNIDADES ALPUJARRIDES

Después de efectuar el reconocimiento de las unidades corridas, al O del río Guadalfeo, hemos llegado a conclusiones muy diferentes de las de los autores que con anterioridad han estudiado esta región con más intensidad. La concepción de COPPONEX (1959) quedó discutida en un trabajo posterior (BOULIN, 1970) y nosotros mismos tenemos diferencias fundamentales con este último autor.

En su trabajo de tesis, BOULIN distingue para los Alpujárrides dos mantos, al más alto de los cuales denomina Manto de Guájar, conservando el nombre que le diera VAN BEMMELEN (1927). Al más bajo le llama Manto

de La Mona, que comprende las unidades que en su mapa aparecen como unidades de La Mona (zócalo) y unidades de Lújar, del Escalate y de Lanjarón (cobertera, las tres). El Manto de La Mona se superpone a su vez a la unidad de Almuñécar, que siempre según BOULIN, representa en la costa mediterránea a los Nevado-Filábrides.

Basta la observación somera de nuestra cartografía y la comparación con las menos detalladas de los dos autores mencionados, para comprender nuestras diferencias.

No hemos mantenido el nombre de Unidad de Almuñécar, que propuso BOULIN, porque no creemos que sus esquistos formen parte de los Nevado Filábrides, ni tampoco es una unidad con los límites establecidos por él; el nombre se ha cambiado por el de Manto de La Herradura, compuesto por varias unidades, con ciertas afinidades, que denominaremos unidades del Río Jate y de Las Alberquillas. El Manto de La Herradura se extiende desde los alrededores de Maro hasta Motril, aflorando a favor de una serie de ventanas y semiventanas.

Este manto se superpone a la unidad del Escalate de BOULIN, que a su vez representa en nuestro sector el Manto de Alcázar, con el cual muestra continuidad formal (ALDAYA, 1969, 1970). Por tanto, en el área de Motril el Manto de Alcázar es el alpujárride geoméricamente más bajo.

Por encima del Manto de La Herradura hemos diferenciado el Manto de Salobreña, constituido por algunas de las unidades que antes habían sido englobadas en la Unidad de La Mona. Tampoco en este caso hemos podido mantener el nombre anterior de Manto de La Mona porque precisamente la localidad que da nombre al manto presenta, a nuestro entender, un conjunto de materiales que son la base de la unidad del Jate, del Manto de la Herradura.

Todavía sobre los mármoles, que pueden representar al Trías Medio y Superior en el manto de Salobreña, se sitúan unos cuantos klippes, que hemos reunido bajo el nombre de unidad de Guindalera. Es muy posible que la unidad de Guindalera represente aquí el Manto de Guájar, pero que-remos dejar constancia de que conservamos el término en el sentido en que fue propuesto (VAN BEMMELEN, 1927), que difiere del que le da BOULIN. Para nosotros el Manto de Los Guájares representa lo más alto de los Alpujárrides en esta transversal y está constituido por un conjunto de unidades que desde cerca de la costa se extienden hasta casi el frente N de la Zona Bética, al S de Sierra Harana (1).

Para resumir, diremos que todas las unidades Alpujárrides presentes

(1) F. NAVARRO-VILA (1976) ha encontrado klippes, cuya naturaleza y posición es comparable a los de la unidad de Guindalera, estudiando los Mantos Alpujárrides de las Sierras del Tocón, entre Sierra Harana y Sierra Nevada.

entre Motril y Maro han quedado agrupadas en cuatro mantos que, de abajo a arriba son las siguientes:

- Manto de Alcázar, con la unidad del Escalate.
- Manto de La Herradura, con las unidades del Jate, de las Alberquillas y de Motril.
- Manto de Salobreña, con las unidades del klippe de El Rescate, del Río Verde y del Jaril.
- Manto de Los Guájares, con la unidad de Guindalera.

A escala regional y hacia el E, todos estos mantos descansan sobre el Manto de Lúcar; hacia el N y NE, sobre el Manto de Cástaras (ALDAYA, 1969); hacia el O, todos ellos se hundén por debajo de los Maláguides.

1.2 LOS MATERIALES DEL COMPLEJO ALPUJARRIDE

1.2.1 UNIDAD DE GUINDALERA (MANTO DE LOS GUAJARES)

Como veremos a continuación, dos tramos son diferenciables en los klippes de Guindalera; ambos presentan grandes similitudes con ciertos términos de la sucesión característica del manto de Salobreña. La sucesión se encuentra invertida, lo que se corrobora por el hecho de que los términos menos metamórficos, cuarcitas rojas, son ahora subyacentes. El contacto entre los dos tramos citados es tectónico y parecen faltar los niveles intermedios entre ellos, niveles que normalmente se encuentran muy bien desarrollados en el Manto de Salobreña, sobre cuyos mármoles se apoya la unidad de Guindalera.

1.2.1.1 Tramo de micasquistos inferiores (ξ_{vs})

En el campo se observa un contacto muy neto que separa a las cuarcitas que se describen más adelante (1.2.1.2) de unos micasquistos muy oscuros, a veces bastante cuarcíticos. No es posible cartografiar la diferenciación de zonas más cuarcíticas de aquellas otras en las que los micasquistos predominan, dentro del tramo.

Así mismo existen afloramientos de extensión variable en los que se observan rocas cuyo aspecto macroscópico es el de rocas migmatíticas. El contacto entre las migmatitas (Ψ) y los micasquistos es gradual y muy difuso.

Son frecuentes las intercalaciones carbonatadas, sin que sea posible determinar en qué posición estratigráfica son más abundantes.

Desde el punto de vista petrológico, el tramo consta de micasquistos grafitosos ricos en biotita y granates, con sillimanita y feldespató potásico, junto a estauroлита, plagioclasa, andalucita, moscovita, etc.

Las migmatitas a escala del afloramiento, presentan una diferenciación bandeada sin continuidad lateral, en las que se concentran los minerales leucocratos (leucosoma) con un espesor del orden del centímetro; alternan con bandas esquistosas mucho más ricas en melanocratas. Las bandas claras, están constituidas fundamentalmente por cuarzo, feldespato (plagioclasas y feldespato potásico), micas blancas de tamaño a veces centimétrico y turmalina en cristales prismáticos visibles. Las bandas esquistosas oscuras son ricas en biotita y grafito. Es frecuente la sillimanita y granate de gran tamaño, a veces también presente en las bandas de color claro.

En la zona de transición a los micasquistos oscuros, los diferenciados leucosomáticos disminuyen de tamaño hasta dar una estructura gneíscica, cada vez más difusa y progresivamente asimilable a la de los micasquistos de grano grueso.

Las intercalaciones carbonatadas son mármoles muy recristalizados, que no ofrecen ninguna particularidad especial.

1.2.1.2 Tramo de cuarcitas rojas (γ)

Sobre el terreno presentan una coloración rojo salmón, que las caracteriza muy netamente; en fractura fresca son de color blanco. En ellas no son muy frecuentes las intercalaciones esquistosas.

Estos términos deben corresponder a un paleozoico no muy antiguo y eventualmente podrían llegar hasta un Permo-werfeniense. Afloran con una potencia aproximada de unos 200 m.

1.2.2 UNIDADES DEL MANTO DE SALOBREÑA

Tres son las unidades que pueden agruparse en el Manto de Salobreña: la unidad del Cortijo del Jaril, que llega hasta Motril; la unidad del Río Verde, que se extiende desde la costa, entre Salobreña y Almuñécar, hasta rebasar el límite N de la Hoja, y la unidad de El Rescate, que ocupa el Isleo de ese nombre y localidad, al NNO de La Herradura.

Los materiales y las sucesiones son semejantes en las tres Unidades, que únicamente merecen cierta consideración desde el punto de vista tectónico, pero cuya similitud y parentesco parecen indiscutibles.

Tomaremos como referencia para la descripción el corte del Río Verde, que descubre todos los términos conocidos en el Manto de Salobreña. En él se distinguen, de abajo a arriba, cuatro formaciones características: la del Saucillo, las cuarcitas de Jete, los micasquistos de Jete y los mármoles de Otívar o de la Sierra del Chaparral.

1.2.2.1 Formación de Saucillo (o_{se} , o_{eB})

Está constituida por una potente serie de micasquistos oscuros grafi-

tosos, entre los que se intercalan bancos decimétricos de micacuarcitas, más abundantes hacia la base, y cuarzomicasquistos.

La disposición general, que puede apreciarse en los cortes, muestra como las envolventes de los sucesivos pliegues se disponen verticalmente. Esto hace aumentar grandemente la potencia de la formación, potencia que llega a superar los 2 km.

Litológicamente la sucesión de materiales es bastante uniforme de abajo a arriba y únicamente puede efectuarse alguna diferenciación a partir de los minerales de metamorfismo reconocidos.

La formación del Saucillo es de un aspecto muy característico y a partir de su reconocimiento en alguna localidad tipo se la distingue con facilidad y certeza. Es por esto que se ha representado en conjunto, sin individualizar dentro de ella más que dos tramos de diferente composición mineralógica, originada por el metamorfismo progresivo que ha sufrido (véase leyenda de mapa geológico).

Entre sus micasquistos los hay con biotita y estauroлита, con estauroлита y cianita y con sillimanita y cianita. Entre los componentes minerales más característicos suelen estar presentes: cuarzo, granate, andalucita, biotita, mica incolora, aparte de algunos otros accesorios o secundarios.

En la serie aparecen venas ricas en cuarzo, con una proporción variable de mica blanca y plagioclasas. Contienen con mucha frecuencia andalucita y en algunos casos cianita. También es frecuente que estas venas, de apariencia vagamente pegmatítica, estén fuertemente deformadas; creemos que se han formado por segregación a partir de los componentes de la roca encajante. El contenido en silicatos de aluminio y feldspatos aumenta conforme se reconocen términos más bajos de la formación, los cuales, dada la disposición estructural, se sitúan hacia el S.

Dentro de esta misma formación y al S de Jete, la erosión ha descubierto un extenso afloramiento de cuarcitas (γ_e) con micasquistos intercalados que poseen como mineral característico estauroлитas. Son de tonalidades más claras, grises y ricos en granates y demás componentes enumerados para los micasquistos de la formación, excepto la biotita y el grafito. Son muy ricos en epidota y anfíboles cálcicos y no se ha encontrado cianita.

Tales cuarcitas y micasquistos muestran cierto parecido con términos claramente pertenecientes al Manto de La Herradura. Su misma posición respecto de la Unidad de Río Verde, invita a considerarlos como una ventana tectónica o bien en una posición basal, como miembros pertenecientes al Manto de Salobreña. Esta segunda posibilidad es la admitida por BOULIN (1970) y bien pudiera ser cierta.

Creemos que estos materiales ocupan realmente una posición basal respecto de la unidad de Río Verde, pero pueden representar una escama individualizada en una extensión importante, de naturaleza intermedia entre

las unidades del Manto de Salobreña y las del Manto de La Herradura. Efectivamente, hacia el O, entre el vértice Albita y la costa, se sitúan unos micasquistos y cuarcitas emparentados con los que acabamos de citar; se hallan en posición basal dentro del manto, si se toma como referencia la superficie de traslación, representada en cartografía como contacto del manto. Estos mismos materiales descansan directamente sobre la Unidad del Jete en la ventana del Río Seco, aunque en este caso están muy laminados.

Entre el Río Seco y el vértice Albita, existe un afloramiento algo extenso de esta supuesta escama intermedia, que no ha podido ser diferenciada cartográficamente por las dificultades de observación y las condiciones del afloramiento. Otro tanto puede decirse del afloramiento de materiales semejantes, situado en las inmediaciones de Tamaray, cuyos contactos no se han podido fijar con certeza, pero cuya presencia parece segura.

En la formación del Saucillo y generalmente entre términos situados bastante al Sur, se encuentran intercalaciones de mármoles calizos y dolomíticos, a veces micáceos. La mayor parte de estos lentejones de mármoles, no presentan ningún problema en cuanto a la interpretación de su posición, pero existen dos sobre los que conviene mantener un interrogante. Nos referimos a la masa de mármoles sobre la que se asienta Salobreña y la situación algo más al N, en el Acho. En ambos casos estos mármoles podrían pertenecer al Manto de La Herradura, ocupando respecto al de Salobreña una posición semejante a la que tienen dolomías marmorizadas del Pozuelo, en la extremidad E de la playa de Velilla. Es imposible resolver esta incógnita sin conocer la naturaleza de los materiales sobre los que reposan los mármoles de Salobreña.

Para terminar diremos que la formación del Saucillo debe pertenecer en su totalidad al Paleozoico y podría abarcar parte al menos del Paleozoico Superior (post-silúrico).

1.2.2.2 Formación de cuarcitas de Jete (γ_c)

Se trata de una formación de comparativamente poco desarrollo (potencia aproximada de 150 m.).

Afloran en una franja continua de dirección aproximadamente E-O, que se extiende desde las inmediaciones de Molvizar, pasa por Jete y prosigue hasta Rioseco Alto.

Se trata de cuarcitas y micasquistos alternantes, de colores pardo-oscuros, que dan sobre el terreno una ruptura de pendiente, a veces muy neta, que contrasta con el relieve más alomado de los micasquistos del Saucillo.

En conjunto buzan hasta 30° hacia el N y adoptan una posición subho-

rizontal más al S, lo que permite que afloren en los cerros de Itrabo y del Aguila, al NE de Almuñécar.

Mineralógicamente contienen biotita y estauroлита, que junto al granate aparece hacia la base de la formación.

Como edad solamente se puede decir que son probablemente paleozoicas, sin mayor precisión.

1.2.2.3 Formación de micasquistos de Jete (ξ_{cb})

Desde las cuarcitas que acabamos de describir y de una manera gradual, se pasa a una formación micasquistosa, progresivamente menos metamórfica a medida que vamos hacia la parte alta de la sucesión. Esta misma formación ha sido caracterizada como «esquistos de Jete» por los autores que anteriormente han estudiado este corte (BLUMENTHAL; COPPONEX, BOULIN; publicaciones citadas).

BOULIN (1970, p. 111) menciona un corte de detalle de la formación y describe los diferentes términos entre Jete y Otívar; de él tomamos la breve descripción de esta formación, junto con la de términos precedentes.

De abajo a arriba se pueden distinguir:

- Micasquistos cuarzosos con micas blancas e «impregnaciones de andalucita». Reposan sobre micasquistos oscuros mediante un límite neto y bien caracterizado. BOULIN señala la nitidez del salto de metamorfismo que supone el paso de estos términos a los infrayacentes.
- Esquistos filitosos, que suceden progresivamente a los micasquistos descritos. Estos esquistos son verdosos, grises azulados e incluso violáceos. Entre ellos se encuentran bancos de cuarcitas filitosas; al conjunto se asocian hiladas de calizas negras en fractura y de pátina ocre, que progresivamente dan paso a una formación superior de mármoles.

La descripción es correcta a nuestro juicio, salvo en la apreciación de que existe un salto de metamorfismo entre esta formación y la precedente. Nosotros no hemos podido apreciar este salto, o a lo sumo se trata de una aproximación de ciertas isogradas.

La existencia de pequeñas hiladas de niveles carbonatados y algunos otros de calcoesquistos, que preceden a la franca aparición de los mármoles superiores, puede interpretarse como una transición estratigráfica gradual, quizá no excesivamente tectonizada. Como quiera que los mármoles, según se hará constar más adelante, han sido atribuidos al Triásico Medio y Superior, parece razonable pensar que los niveles más altos de los micasquistos de Jete, contengan términos del Triásico Inferior, si bien la parte baja debe contener materiales paleozoicos (Pérmico).

Mineralógicamente, estos micasquistos y cuarzoesquistos de grano fino contienen micas blancas, plagioclasa (albita), biotita, clorita, andalucita y en algún caso cloritoide.

La potencia total de la formación es de aproximadamente 500 m. Sin embargo, hacia el E y a partir de Molvizar, tanto la formación de micasquistos de Jete como las cuarcitas, se adelgazan enormemente. Otro tanto sucede con la formación del Saucillo, que en ese sector aparece extraordinariamente laminada, con un máximo de decenas de metros de espesor.

Esta disposición obedece al hecho de que la superficie de traslación del manto se ha paralelizado a los contactos entre las distintas formaciones, produciéndose una intensa laminación de cada una de ellas, en especial de las basales cortadas en bisel.

1.2.2.4 Mármoles del Chaparral (Δ_x^4)

Constituyen un potente paquete cuyo espesor no se mantiene constante y en este comportamiento influye ciertamente la tectónica, pero probablemente también la variación de potencia original sedimentada. Las primitivas calizas y dolomías aparecen metamorfozadas, dando lugar a mármoles calizos y dolomíticos.

El contacto con la formación de micasquistos de Jete, parece de transición en el corte de Río Verde, como se acaba de decir. En otros puntos, el paquete de mármoles debe estar despegado de su substrato y trasladado diferencialmente sobre él en una cuantía difícil de establecer.

En continuidad con los mármoles aflorantes junto a Otívar, pero algo más al N y fuera de los límites, de esta Hoja, se ha citado desde antiguo (BARROIS y OFFRET, 1889) el hallazgo de restos fósiles que datan un Triásico Medio-Superior en los mármoles del Chaparral. Esta Edad la hacemos extensiva a toda la masa de mármoles que nos ocupan y en general al conjunto de niveles carbonatados, metamorfozados o no, que coronan las sucesiones esquistas de las unidades alpujarrides.

Muchos de los mármoles de la Sierra del Chaparral son muy puros y prácticamente solo contienen carbonatos. En otros casos, contienen cuarzo, tremolita, mica incolora y grafito. En ocasiones se observan reliquias de nódulos de sílex y de delgados niveles silíceos.

En los mármoles se dejan ver, aunque con mucho menor desarrollo, esquistosidades de las mismas fases de deformación que las reconocidas en los micasquistos más antiguos.

A veces los mármoles contienen intercalaciones no muy desarrolladas de calcoesquistos y de antiguos niveles más lutíticos, que se han podido diferenciar en cartografía. No ofrecen otro interés que el de proporcionar niveles de referencia. Es común que hacia la base de la formación de mármoles se sitúe un nivel, de desarrollo variado, de calcoesquistos.

Este comportamiento se da con extraordinaria claridad en el afloramiento de mármoles del Pinar de Torillas y el Moscaril, al O de Jete. Los mismos mármoles del Moscaril se ven localmente cubiertos por los micasquistos de grano fino con clorita y biotita. Sin embargo, creemos que no se trata de una intercalación calcárea en los micasquistos de Jete, sino de los mármoles triásicos parcialmente cobijados por sus propios términos basales. Muy cerca de este gran afloramiento de mármoles, hacia el O, se ve cómo los micasquistos de Jete se soterran bajo mármoles presumiblemente triásicos.

1.2.3 UNIDADES DEL MANTO DE LA HERRADURA

Parte de estas unidades recogen los afloramientos de la Unidad de Almuñécar, de BOULIN (1970). Pero ni los materiales, ni la evolución metamórfica que han sufrido, parece que puedan permitir la atribución del conjunto al Nevado-Filábride, como ese autor señaló para su Unidad de Almuñécar.

Estudiaremos brevemente los términos que constituyen a las unidades más características del manto.

1.2.3.1 Tramos de la Unidad del Jate

En el corte que proporciona el río del mismo nombre se presentan los siguientes tramos de esquistos, enumerados de abajo a arriba, prescindiendo de ciertas inversiones que se han podido establecer:

- Micasquistos con sillimanita y feldespato potásico; migmatitas. $o\xi_{so} + \Psi$, Esquistos del Morro, sucesión de la Punta de La Mona.
- Cuarzo-micasquistos con sillimanita y cianita; anfibolitas y epidotitas. $g\xi_{ks}$, Esquistos de Cotobro.
- Esquistos biotíticos con estauroлита y cianita; rocas calcosilicatadas. $g\xi_{b}$, Esquistos de El Cerval.
- Micasquistos de grano fino con biotita, clorita y epidota. ξ_{zb} , Esquistos de Viñas.
- Mármoles del Espartal, Δ_x^4 ; intercalaciones, ξ^4 .

Los esquistos del Morro contienen términos muy característicos, tales como cuarzoesquistos oscuros y micasquistos negros y grafitosos con sillimanita y ortoclasa, siendo estos últimos al parecer términos originalmente más bajos que lo que se deduce de su posición actual, ya que son más metamórficos.

Conviene aclarar que hasta ahora estos materiales habían sido incluidos en el Manto de La Mona, manto que en la hipótesis de BOULIN ocupa una posición semejante a la de nuestro Manto de Salobreña.

Sin embargo, estos micasquistos oscuros se sitúan inmediatamente al S de los esquistos de Cotobro, también con sillimanita, y podrían representar al Paleozoico más bajo de la Unidad del Jate. Ciertamente que estos términos aparecen limitados por contactos mecánicos y se extienden a lo largo de una estrecha franja (ver cartografía), limitada actualmente por fallas normales y contactos mecánicos, pero la inversión meridional que parece presentar de forma generalizada la unidad entera, apunta a que estos términos sean elementos más antiguos dentro de la misma sucesión, despegados de ella y localmente cabalgantes.

En muchos cortes de detalle existe una verdadera transición entre los tramos del Morro y de Cotobro y es francamente difícil decidir la situación del contacto.

Son estas las razones que nos han influido para prescindir, en nuestra terminología de grandes unidades corridas, de la Unidad de La Mona y del Manto de La Mona de BOULIN, ya que la primera es para nosotros la parte o los términos primitivamente más bajos de los constitutivos del Manto de La Herradura; por añadidura hemos comprobado que en el Manto de La Herradura se integran materiales que BOULIN consideraba, erróneamente a nuestro juicio, como Nevado-Filábrides.

En algunas de las muestras recogidas en el tramo de esquistos del Morro coexisten la sillimanita y el feldespato potásico; en otras únicamente cabe señalar la sillimanita. Entre los minerales presentes caben destacarse además, grafito, plagioclasa, mica blanca, biotita (muy abundante), granate, cianita, estaurolita y andalucita.

De la misma manera que en la formación del Saucillo, de la Unidad del Río Verde, se encuentran venas deformadas con cuarzo, plagioclasas, moscovita y cianita en la Unidad del Jate (TORRES-ROLDAN, 1974). El también menciona la existencia de otras venas de «composición granitoide», únicamente presentes en la cercanía de rocas con feldespato potásico; creemos pueden guardar relación con las migmatitas que aparecen con frecuencia en niveles de la sucesión de la Punta de la Mona.

Bajo el nombre de migmatitas hemos agrupado rocas que presentan una apariencia gneísica, con otras en las que parece clara la individualización de un leucosoma pegmatóide, en estructuras estromáticas sobre todo.

El leucosoma se compone, como es habitual en estos casos, de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita (algunos grandes cristales desorientados). Contiene a veces granates y sillimanita.

En relación con la sucesión de La Mona existen, al E de La Herradura, unos mármoles, señalados en cartografía como pertenecientes al Triásico Medio-Superior de la Unidad de Las Alberquillas. Esta es la posibilidad más razonable, aunque podrían ser mármoles paleozoicos relacionados con los micasquistos oscuros con sillimanita, en posición que recuerda a la

de los mármoles que contiene, junto a Salobreña, la formación del Saucillo.

Por tanto, los mármoles de la Punta de La Mona nos aparecen como la representación de otra Unidad corrida sobre la Unidad del Jate. Por las analogías entre ambas unidades, observables en los cortes al O de Cerro Gordo y de la Cuesta del Marchante, nos inclinamos a pensar que ambas forman parte del mismo Manto de La Herradura, aunque la más alta, Unidad de las Alberquillas, sería intermedia con el Manto de Salobreña.

Los esquistos de Cotobro están constituidos por micasquistos con sillimanita, por cuarcitas y cuarzoquistos con intercalaciones muy frecuentes de anfibolitas (en sentido amplio) y epidotitas. Son de un color gris bastante claro y de una apariencia muy característica, con sus intercalaciones de rocas de colores verdes, ricas en silicatos cálcicos.

La apariencia sobre el terreno es muy semejante a la del tramo de El Cerval, inmediatamente superior, pero las hemos distinguido con un contacto dudoso para señalar de alguna manera la aparición de la sillimanita en la Unidad del Jate.

Se les ha bautizado con el nombre de esquistos de Cotobro porque en esa localidad afloran cuarzoquistos y micasquistos con sillimanita semejantes a los que se extienden hasta el pueblo de La Herradura; dentro de la Sucesión del Río Jate, el tramo está solapado tectónicamente por el Manto de Salobreña.

Entre los constituyentes minerales principales se encuentran siempre cuarzo y mica blanca, que son predominantes, acompañados de sillimanita y se conservan, aunque no muy abundantes, cianita, estaurolita y granate (en pequeña proporción).

Los niveles de composición calcosilicatada, de colores verdes característicos, contienen piroxeno, hastingsita, epidota, plagioclasa y a veces clorita.

Este tramo fue incluido en la serie de Almuñécar por BOULIN, que suponía constituida por filitas y cuarcitas poco metamórficas atribuibles al Permo-Werfeniense.

Evidentemente el grado de metamorfismo de la Unidad de Velilla, es mucho más alto que el que se había supuesto; y en cuanto a la datación de sus materiales, creemos que es exagerada la posición de BOULIN, al incluir todos estos términos en el Pérmico y Triásico Inferior. Es muy posible que los micasquistos más altos de la Unidad de Jate tengan esa edad, pero no debe ocurrir lo mismo con el tramo que nos ocupa, que seguramente corresponde a un Paleozoico Superior más antiguo que el Pérmico.

El contacto septentrional del tramo de Cotobro tiene el carácter de una isograda, por cuanto representa la aparición de la sillimanita; este contacto se prolonga hacia el O, hasta quedar recortado por el límite entre

los tramos de Cotobro y del Morro. El número de preparaciones recogidas nos impide asegurar si hacia el O definitivamente no reaparecen más los esquistos de Cotobro; si es así, el trazado del contacto puede interpretarse como recortado por otro contacto tectónico, el de más al S, con una disposición oblicua, o bien como que la isograda es oblicua al contacto primitivo entre ambos tramos.

Los esquistos de El Cerval ($g_{\xi_{be}}$) son más altos en la Unidad del Jate y comprenden un paquete de potencia variable de micasquistos biotíticos con estauroлита y cianita, que se reconocen muy bien a lo largo del corte del Río Jate y más al O. Su aspecto externo es muy parecido al que hemos detallado para los de Cotobro, como se ha dicho, si bien los términos suelen ser más claros y escasean los granates.

Sus componentes característicos son la cianita, la estauroлита y la andalucita y la diferenciación con el tramo inferior se establece cuando se nota la presencia generalizada de sillimanita. También en el tramo de El Cerval existen intercalaciones de colores verdes y muy ricas en silicatos cálcicos; tales intercalaciones son especialmente frecuentes en la mitad inferior del tramo.

Hacia la parte media del tramo de El Cerval, se ha situado una intercalación (como tal aparece en cartografía) de mármoles Δ^3 que realmente corresponden a tres delgados niveles de mármoles amarillentos. Su distinción en cartografía no tiene otro objeto que el de materializar una superficie de estratificación (S_0) en medio de un conjunto de rocas en las que las únicas superficies de referencia habituales son las de esquistosidad.

Esta traza de estratificación pone de manifiesto claramente que el buzamiento de la formación en cuestión, en ese sector, es hacia el S, lo que viene a corroborar la hipótesis, expuesta al hablar de la sucesión de la Punta de La Mona, de que la Unidad del Jate está invertida por el S, y que en consecuencia, los micasquistos negros con sillimanita representan términos más antiguos y no otro manto. La misma superficie de estratificación pasa en continuidad a través del supuesto contacto del manto, que según BOULIN separa a su unidad de Almuñécar del Manto de La Mona, inmediatamente al O del barranco de Cantarriján. El trazado de la delgada intercalación calcárea nos obliga a admitir que la unidad del Jate se prolonga hacia el O y es cortada por el río de La Miel y la cabecera del barranco de Colmenarejos. En esta zona más occidental la naturaleza litológica cambia algo, en el sentido de que los términos se hacen más biotíticos, más oscuros y presentan granates con mayor frecuencia; por lo demás, los restantes componentes minerales no varían sensiblemente.

Hacia el N, los tramos esquistosos de la Unidad del Jate recobran su posición normal de manera que hacia arriba se van reconociendo términos progresivamente menos metamórficos; así se llega hasta el contacto con

la formación de mármoles del Cortijo de la Bóveda, en la cabecera del Río Jate [Mármoles del Espartal].

Por debajo de los mármoles se han diferenciado unos micasquistos biotíticos de grano fino, con clorita y epidota [ξcb]; se representan en el mapa mediante una sobrecarga superpuesta al color del tramo de El Cerval. Indican cómo hacia la parte superior de la unidad del Jate, en la parte próxima a los mármoles suprayacentes, tiende a desaparecer la estaurólita, está ausente la cianita y los niveles esquistosos sólo contienen biotita, andalucita, mica blanca, clorita, epidota, albita, etc.

La formación de mármoles del Espartal (Δ_x^4) es semejante a la de los mármoles de Otívar y Sierra del Chaparral. De hecho se han representado como idénticas en cartografía. Si esta identidad es cierta desde el punto de vista litológico, es evidente que la posición de ambos paquetes de mármoles debe diferir. Como la superficie de traslación del Manto de Salobreña, se dispone oblicuamente al contacto entre los tramos y formaciones diferenciadas, los mármoles del Chaparral llegan a contactar con los del Espartal; el contacto es muy difícil de seguir porque son términos tectonizados y de idéntica litología. Un buen ejemplo de este comportamiento se tiene precisamente entre el Cortijo de la Bóveda, ya mencionado a propósito de los mármoles de la Unidad del Jate, y el Tajo de los Escobales, modelado en una imponente masa de mármoles que parecen descansar sobre los niveles altos de la formación de micasquistos de Jete, del Manto de Salobreña.

Como se verá más adelante, pensamos que estas estructuras implican un despegue generalizado de las potentes formaciones de mármoles, con respecto a las formaciones de micasquistos infrayacentes.

La formación de mármoles del Espartal, para cuya descripción remitimos a la de los mármoles del Chaparral, presenta por añadidura el problema de su datación. Nosotros, siguiendo a cierto número de autores precedentes, creemos que corresponde al Triásico Medio-Superior, mientras que BOULIN [1970] los señala como Cámbricos. La argumentación de este autor se basa en la existencia de un cambio lateral de facies, desde los micasquistos de la Unidad de La Mona hacia el O, cambio de facies que se reconoce en el terreno, según él, por la existencia de intercalaciones de micasquistos entre los mármoles.

Creemos que no existe tal cambio de facies entre los micasquistos paleozoicos antiguos y los mármoles, y la mejor argumentación que podemos hacer, en contra de la hipótesis de BOULIN, es el análisis de la cartografía que se presenta. En todos los afloramientos de micasquistos de posibles intercalaciones, se llega a poder establecer su posición, por debajo de los mármoles, y a esto hay que añadir que tales micasquistos pueden ser relativamente poco metamórficos, de modo que no se corres-

ponden con las formaciones esquistosas atribuidas al paleozoico más antiguo.

Por el E, la Unidad del Jate queda recubierta por el Manto de Salobreña y mucho antes de llegar a los alrededores de Molvizar, reaparece en las ventanas del Río Seco.

En un corte N-S, que se efectúe algo al E de Molvizar, se observa una disposición, a grandes rasgos, anticlinal y parcialmente disimétrica, por cuanto los micasquitos altos, en los que no se encuentra estauroлита, se conservan sobre todo al N de la Rambla de Molvizar.

La porción correspondiente al núcleo de esta estructura contiene micasquitos grafitosos con estauroлита y granates de gran tamaño ($\alpha\xi_e$). En las muestras recogidas no ha llegado a aparecer cinita ni sillimanita; para nosotros estos términos son equivalentes a la parte baja del tramo de Cotobro, aunque con un grado de metamorfismo menor. En su totalidad el afloramiento de Manto de La Herradura de la Rambla de Molvizar, constituye un intermedio entre la Unidad del Jate y la Unidad de Motril, que describimos.

1.2.3.2 Unidad de Motril

Situada al E del Río Guadalfeo, se le ha dado su nombre porque una parte de la población de Motril se asienta sobre sus materiales. Hemos reunido en esta unidad los materiales que constituyen las tres franjas de dirección E-O, diferenciadas en cartografía, que quedan comprendidas entre la Unidad de Escalate y la del Jaril, pertenecientes respectivamente a los Mantos de Alcázar y Salobreña.

Desde el punto de vista litológico, se pueden distinguir varios tramos. Los dos superiores de micasquitos con biotita y/o estauroлита, comparables a los tramos de El Cerval y Viñas de la Unidad del Jate. Tanto al N, junto a las calizas del Escalate, como al S, bajo la Unidad del Jaril, se han cartografiado sendas franjas que corresponden a la zona en que existe la biotita, pero sin que se alcancen las condiciones para la formación de estauroлита (g_{5bc}). Debajo existen esquistos con estauroлита (g_{5be}).

El tercer tramo, característico de la Unidad de Motril, se compone de micasquitos grafitosos y cuarzoesquistosos con biotita, andalucita, mica blanca, estauroлита y granate. Estos micasquitos pueden representar los niveles de paleozoico más antiguos de la Unidad del Jate, sin un grado de metamorfismo tan alto ($\alpha\xi_e$).

La disposición que acabamos de describir, para los diferentes términos constituyentes de la Unidad de Motril, sugiere la existencia de un pliegue isoclinal tumbado, tal como aparece en nuestra cartografía y cortes. De todas formas suponemos que el flanco normal del pliegue debe estar laminado y esta pretensión viene impuesta por el adelgazamiento y laminación

que el Manto de La Herradura sufre al N de Escalate y Loma Espartinas (consúltese corte IV-IV').

1.2.3.3 Unidad de Las Alberquillas

Un buen corte de esta unidad se tiene desde la playa de Las Alberquillas hacia el N, de aquí su nombre.

Está caracterizada por una sucesión que ciertamente muestra algunas afinidades con la de la Unidad del Jate, pero cuyos términos inferiores, los que afloran precisamente en la playa, recuerdan a otros del Manto de Salobreña. Aunque la hemos incluido en el Manto de La Herradura, no es aventurado el asignarle por su litología el carácter de Unidad intermedia entre los dos mantos mencionados.

Sus términos más profundos, que aparecen verticales en la playa, son unos micasquistos oscuros con estaurólita (ξ_0), que se presentan fuertemente tectonizados. La composición mineralógica es la habitual en los términos de estas series. Existen algunos bancos de mármoles intercalados, que permiten localmente establecer las trazas de la estratificación.

Sobre todos estos niveles, o lo que es lo mismo, más al N, se sitúa un paquete de micasquistos, cuarzoquistos y niveles calcosilicatados verdes (ξ_{56c}), que se prosiguen con buzamientos verticales ligeramente invertidos hasta alcanzar la formación superior de mármoles (Δ^4). Estos micasquistos y cuarzoquistos grises abarcan a los tramos de Viñas y de El Cerval, de la Unidad del Jate, aunque aquí alcanzan mucha menos amplitud los niveles con estaurólita y prácticamente la totalidad corresponden a micasquistos con biotita, clorita y epidota. Pero el parecido no es total y la Unidad de Las Alberquillas muestra un contenido quizá mayor en niveles verdes ricos en silicatos cálcicos; así mismo, el granate es muy frecuente en esta serie, mucho más de lo que lo es en la Unidad del Jate.

En cuanto a los mármoles, los de la Unidad de Las Alberquillas, ofrecen la particularidad de tener frecuentes intercalaciones de micasquistos con biotita, clorita y epidota, siendo ellos mismos muy semejantes a los de la Unidad del Jate, con los que contacta hacia el NE y con los de la formación del Chaparral, del Manto de Salobreña. Les atribuimos por ello también una edad triásica (Triásico Medio-Superior). Localmente estos mármoles tienen intercalaciones de rocas calcosilicatadas, que recuerdan a las de los materiales más bajos, pero este hecho no ha aparecido como general. Por encima de la formación de mármoles de las Alberquillas, se sitúa un klippe de características peculiares, que se extiende desde la caña del Cañuelo hasta el Cerro del Puerto y la falda del Cerro Caleta. Este klippe, cuya disposición se recoge en el corte II-II', representa la superposición sobre los mármoles de un flanco invertido y cizallado, que adopta el carácter de unidad previa al franco desarrollo del Manto de Salobreña. Algunos afloramientos semejantes, situados algo más al E, tie-

nen una posición y significado semejante. Creemos que, inmediatamente por encima del klippe del Cañuelo, se habría trasladado el manto de Salobreña propiamente dicho.

1.2.4 MANTO DE ALCAZAR (UNIDAD DE ESCALATE)

La atribución de esta unidad al Manto de Alcázar, está tomada de varias de las publicaciones citadas de ALDAYA.

La unidad, reconocida en el corte del Guadalfeo, apenas presenta otro término que las calizas y dolomías recristalizadas $T_{A2-3}\Delta$. En su base aparecen, con desarrollo desproporcionadamente menor, unas filitas y cuarcitas (P-T_Af) de los afloramientos que conocemos más al E, del Manto de Alcázar. En el corte del Escalate existen las mayores potencias (hasta 400 m.) de calizas y dolomías y resulta sorprendente el acuñaamiento de esta importante acumulación carbonatada, que sólo en 2 km. y hacia el N o al E, apenas si queda representada por 10 ó 15 m. Las calizas se presentan con frecuencia recristalizadas y localmente muestran los efectos de una trituración intensa. Sin embargo, los niveles alejados de los contactos muestran con entera nitidez los caracteres de las rocas sedimentarias, aunque con mayor grado de cristalinidad.

En algunos puntos de Loma Espartinas, al O del Río Guadalfeo, se han reconocido deslizamientos submarinos sinsedimentarios.

Las calizas y dolomías del Escalate no tienen al microscopio otros minerales que carbonatos con algunas impurezas.

Inmediatamente por debajo de los niveles carbonatados aflora, aunque con poca potencia, dentro del área estudiada, una formación de filitas y cuarcitas de color azulado. Corresponden a términos poco metamórficos que contienen cuarzo, albita, mica blanca, clorita y algo de grafito. Hacia el E, esta formación se apoya sobre otra, probablemente paleozoica, con términos más cuarcíticos, que se manifiestan como bancos cuarcíticos de potencia decimétrica. Son de colores grises en afloramientos fresco y de tonos rojizos por alteración.

Según ALDAYA (com. pers.) contienen los mismos minerales que las filitas superiores, más la biotita. Con toda certeza estos términos están ausentes en la Hoja de Motril, pero junto con los más arriba descritos, constituyen el Manto de Alcázar, tal como se superpone al de Lújar, y aparece desde la Sierra de Lújar hasta Motril.

1.3 EL METAMORFISMO

En el mapa geológico se ha hecho una diferenciación por tramos, en las Unidades del Manto de La Herradura, atendiendo a la presencia o ausencia de minerales índices de metamorfismo, que marcan ciertas zonas

metamórficas; se ha registrado la aparición de estaurolita, sillimanita y feldespató potásico.

La Unidad de Escalate (Manto de Alcázar) está representada, además de por un potente paquete calizo y dolomítico, por una serie de filitas grises de las cuales solamente aflora su parte más alta. Se trata de un tramo de filitas poco metamórficas que contienen cuarzo, albita, mica blanca, clorita y grafito (muy poco).

En las Unidades del Manto de Salobreña se han diferenciado formaciones atendiendo a criterios más litológicos que de composición mineralógica. Sin embargo, los contactos que separan las distintas formaciones coinciden aproximadamente con superficies en las que aparece o desaparece algún mineral índice de metamorfismo. El límite estratigráfico entre la formación de micasquistos de Jete y la de cuarcitas de Jete está próximo a la superficie de aparición de la estaurolita. Hacia la base de la formación de cuarcitas de Jete comienza a aparecer con abundancia el granate, que es un mineral siempre presente en la formación del Saucillo.

Dentro de la formación del Saucillo ha sido posible distinguir dos zonas (tramos) con distinta composición mineralógica. Una zona inferior de micasquistos $\sigma_{\xi se}$, caracterizados por la presencia de sillimanita, zona situada en una franja comprendida entre la costa y una línea que va desde aproximadamente Torrecuevas (al N de Almuñécar) hasta unos kilómetros al O de la población de Salobreña. Desde esta línea hasta el contacto con las cuarcitas de Jete estaría representada la zona de micasquistos y cuarcitas, caracterizados por la presencia de estaurolita y cianita. Dentro de esta última zona anteriormente descrita sería posible diferenciar una zona inferior en la que coexisten la estaurolita y la cianita y una zona superior, hasta la formación de cuarcitas de Jete en la que desaparece la cianita; la zona de cianita-estaurolita, no cartografiada por insuficiencias en el muestreo, está mejor desarrollada al O del Río Verde, pues hacia el E parecen coincidir en el espacio la primera presencia de cianita y sillimanita.

En la Unidad de Guindalera el contacto entre las cuarcitas rojas y los micasquistos negros marca la superficie en la que la sillimanita caracteriza a la formación inferior de micasquistos negros y grafitosos, en los que localmente se han diferenciado migmatitas.

En todas las unidades, formaciones y tramos se pueden diferenciar muy netamente dos fases de plegamiento, F_1 y F_2 , que dan lugar a las dos esquistosidades principales que denominamos S_1 y S_2 ; ambas esquistosidades son alpinas. No se ha encontrado en el terreno ninguna esquistosidad prealpina. Algunos autores en zonas adyacentes y en materiales equivalentes han descrito una fase prealpina que desarrolla metamorfismo y esquistosidad. Si en la zona que estudiamos hubiera existido esta esquistosidad S_1 ha debido ser borrada por el metamorfismo alpino (1). Todavía una

esquistosidad S_3 , desigualmente desarrollada, se superpone a las dos antes mencionadas.

MANTO DE SALOBREÑA

Zona de biotita

El orden de cristalización de los minerales en relación con las fases de metamorfismo es el siguiente:

Minerales sincinemáticos respecto a F_1 : cuarzo, moscovita y cloritoide.

Minerales intercinemáticos F_1 - F_2 : biotita y cloritoide.

Minerales cinemáticos de F_2 : cuarzo, moscovita, biotita y clorita.

Minerales postcinemáticos: cuarzo, moscovita, biotita, clorita, albita y andalucita.

Zona de estaurolita

El cuarzo, la moscovita y la biotita se forman durante F_1 , en el período intercinemático F_1 - F_2 , durante F_2 y aparecen también como minerales postcinemáticos.

El granate empieza a formarse durante F_1 y continúa creciendo hasta el final de F_2 . La estaurolita es un mineral típicamente intercinemático, como la plagioclasa, pero ambos crecen también durante F_2 . La andalucita es posterior a S_2 y crece desordenada muy tardíamente en el proceso metamórfico.

Zona de estaurolita-cianita

El cuarzo, moscovita, biotita, granate, andalucita y albita siguen unas pautas de crecimiento equivalentes a las observadas en la zona de la estaurolita. La cianita es un mineral de F_2 e intercinemático de F_1 - F_2 .

Zona de sillimanita-moscovita

Siguen el mismo orden de cristalización que en la zona de estaurolita-cianita, cuarzo, moscovita, cianita, estaurolita y granate. La biotita se forma durante F_1 - F_2 y existen también biotitas rojas desorientadas que pertenecen claramente al último período postcinemático.

(1) J. AVIDAD cree haber encontrado reliquias de una esquistosidad más antigua, no presente en los términos altos de la sucesión del Manto de Salobreña.

MANTO DE LA HERRADURA

En las unidades del Manto de la Herradura el orden de cristalización en las zonas de biotita y estaurólita es equivalente al de los minerales de estas mismas zonas en el Manto de Salobreña.

En la zona de cianita-estaurólita, el cuarzo y la moscovita crecen durante F_1 , período intercinemático F_1 - F_2 , durante F_2 y aparecen también como minerales postcinemáticos. La biotita crece durante F_2 y es un mineral típicamente postcinemático. La andalucita es indiscutiblemente postcinemática. Mientras que la cianita y estaurólita crecen durante F_1 , en el período intercinemático F_1 - F_2 y, sobre todo la estaurólita, durante F_2 .

En la zona de sillimanita-faldespato potásico todos los minerales crecen en un orden equivalente al del caso anterior. La sillimanita es un mineral postcinemático en la F_2 y también el faldespato potásico.

Se deduce en este esquema que ha habido un incremento de temperatura importante después de F_2 , que es la que ha dado lugar a la migmatización y aparición de sillimanita y faldespato potásico en las formaciones inferiores y al crecimiento algo más tardío de grandes cristales de biotita roja y andalucita, presentes en prácticamente todas las formaciones de las diversas unidades. La evolución metamórfica es tal que a una serie de facies de presiones intermedias sucede otra de bajas presiones, sin que entre ellas se hallen efectos retrometamórficos. Una información más detallada sobre el metamorfismo progresivo y plurifacial de las unidades alpujarrides del área de Motril puede encontrarse en TORRES-ROLDAN (1974) y en la Tesis de AVIDAD (Univ. de Bilbao, 1976; inédita).

1.4 CUATERNARIO

Constituye los primeros depósitos discordantes sobre los Alpujarrides en este área. Pueden distinguirse varios términos cuya edad relativa se llega a deducir alguna vez, pero cuya edad real desconocemos. Su génesis y su disposición son consecuencia de movimientos diferenciales de ascenso y descenso de unos sectores respecto a otros, si bien estos movimientos han sucedido a una elevación generalizada de la región, elevación puesta de manifiesto por las cotas excepcionalmente altas a que se encuentran los afloramientos del Mioceno Superior próximos a la Hoja de Motril.

Como formaciones cuaternarias hemos distinguido diferentes litologías que corresponden, de una manera general, con términos diferenciables en la mayor parte de la extensión estudiada.

Con el símbolo O_g agrupamos las formaciones aluviales y parte de las que constituyen acumulaciones de tipo deltaico, tales como las del Río

Guadalfeo. La granulometría de estos materiales muestra la existencia de calibres variados en los granos, desde gravas gruesas hasta arenas y menos frecuentemente limos. Estos materiales quedan interpenetrados lateralmente con las que aparecen como arenas de playa recientes, que agrupamos en el término general Q_s , y que se han cartografiado como franjas periféricas de los aluviales en la zona costera; en muchos casos los materiales de las playas son los propios aluviales, sin apenas modificaciones en su disposición y aspecto externo.

Aparte de los dos términos citados, y probablemente junto con los derrubios de pie de ladera, lo más reciente del Cuaternario, existen conglomerados cementados y sueltos, que coronan, en el sector de Maro, a una serie de arcillas rosadas y limos amarillos; otras veces, estos conglomerados, incluyendo algunas formaciones travertínicas, descansan directamente sobre formaciones metamórficas y muy frecuentemente bordean los afloramientos de mármoles. No se han podido datar ninguno de estos términos, aunque se puede afirmar que los conglomerados cementados Q_{cg} son más modernos que las arcillas rosadas y limos amarillos Q_{as} ; sin embargo, los conglomerados deben ser más antiguos que cualquiera de los aluviales.

Merecen un comentario especial las formaciones arcillosas y limosas de las proximidades de Maro. En la leyenda se han denominado como arcillas rosadas y limos, añadiéndose que contienen posiblemente términos marinos. Efectivamente, al O de Nerja existen formaciones semejantes para las cuales se puede hablar de Tirreniense (J. M. GONZALEZ-DONOSO, com. pers.). De hecho ya se había hablado de la existencia de formaciones litorales cuaternarias en las costas de Málaga (GIGOUT, SOLE SABARIS y SOLE, 1955), atribuidas al Flandriense y Tirreniense.

Pues bien, la formación que nosotros observamos como limos amarillos puede corresponder a un cuaternario antiguo marino, aunque en los pocos afloramientos existentes no se ha conseguido fauna que permita la datación.

Para terminar con las formaciones cuaternarias, únicamente nos queda mencionar la formación de Travertino (Q_{tr}), que se ha señalado al S de Maro; contacta con términos arcillosos y conglomeráticos y su edad no se puede precisar, dentro del Cuaternario.

2 TECTONICA

Como en cualquier región en la que afloran los Alpujárrides, la estructura que llama la atención en primer lugar en la Hoja de Motril es el empilamiento de grandes unidades, con traslaciones de decenas de kilómetros, para cada una de ellas. Con respecto a otras áreas esta tiene la

particularidad de que las estructuras de corrimiento aparecen asociadas a otras, tales como pliegues de gran envergadura, por lo que el análisis de las vergencias, por ejemplo, puede hacerse desde un punto de vista y con un enfoque distinto al de otros puntos.

Por añadidura las series metamórficas, constitutivas de cada manto, muestran su propia estructura interna y por lo menos dos esquistosidades bien desarrolladas, que, según qué casos, pueden ser tomadas como superficies de referencia para reconstruir las deformaciones posteriores, han sido detectadas.

Se hace innecesario el enumerar las diferentes unidades y mantos que se han diferenciado, puesto que ya aparecen reseñadas en la leyenda del mapa y han sido tratadas con cierta extensión en el epígrafe 1.1 de esta Memoria. Los criterios utilizados para la diferenciación de los grandes mantos han sido la superposición de materiales de edad más antigua a otros más modernos y la superposición de materiales más metamórficos a otros que lo son menos; en general cualquier discontinuidad en el trazado de las isogradas, debido al movimiento a lo largo de superficies tendidas, puede ser utilizada para la diferenciación de un manto. Bien entendido que el aspecto general de los grandes mantos alpujárrides es el de láminas relativamente delgadas de materiales más o menos metamorfizados, limitadas por superficies hoy convexas hacia el cielo, que representa primitivas cizallas horizontales a lo largo de las cuales se han localizado importantes movimientos.

No justificaremos, por tanto, las razones por las cuales se ha distinguido cada una de las unidades presentes o de los mantos presentes. El esquema que hemos referido en el epígrafe 1.1 guarda, desde luego, más parentesco con la hipótesis que en el área contigua de la Contraviesa ha dado ALDAYA (1969-1970), que con el presentado para nuestra misma región, y hasta los alrededores de Málaga, por BOULIN (1970).

2.1 LAS ETAPAS TECTONICAS

Muchas de las etapas de deformación que afectan a los Mantos Alpujárrides estudiados quedan reflejadas únicamente en estructuras menores; las estructuras de mayores tamaños pueden observarse en el mapa. Con el fin de dar una visión de conjunto más comprensible, hemos preferido referir ordenadamente la sucesión de etapas tectónicas establecidas.

Muchos autores (EGELER y SIMON, 1969; BOULIN, 1970, ALDAYA, 1969, 1970; etc.) han preconizado que existe una probable discordancia intrapaleozoica en las series alpujárrides; por encima de la discordancia la sucesión general de los Alpujárrides ha sido atribuida al Devónico y Carbonífero, quedando por debajo un paleozoico más antiguo. Se han dado muchos argumentos para justificar la existencia de esta discordancia, y entre ellos cabe destacar la variación en la naturaleza de las sucesiones [cuar-

cíticas por encima y micasquistosas oscuras por abajo), la existencia de un salto en el metamorfismo y, por fin, un cambio en la estructura, de manera que alguna esquistosidad sería observable en el paleozoico más antiguo y no habría afectado al paleozoico más reciente; también, un cambio en el estilo de la deformación.

Por razones variadas parece lógico admitir que alguna otra orogenia ha debido afectar a los materiales paleozoicos de los Alpujarrides o al menos a parte de ellos y, por supuesto, no se han encontrado argumentos para pensar que el ciclo hercínico haya impreso su huella sobre estas formaciones.

No obstante, estamos lejos de haber demostrado de una manera definitiva que existe efectivamente tal deformación intrapaleozoica, y no porque dudemos en este momento de los argumentos que se han recogido, sino porque creemos que no llegan a presentarse como pruebas definitivas. Quizá, de todos los argumentos reunidos, el más convincente sería la existencia de ciertos saltos en el metamorfismo, lo que sería en cierto modo equivalente, el que en determinadas formaciones o tramos se cambiara rápidamente de una zona a otra de las que representan el campo de estabilidad de ciertos minerales; se ha hablado, por ejemplo, por casi todos los autores mencionados de la repentina aparición de la estauroilita y la biotita. Desde luego que el área de Motril, con un metamorfismo bastante alto, es poco adecuada para efectuar estas observaciones, ya que algunas series atribuidas o atribuibles a un paleozoico no muy antiguo llegan a tener habitualmente estauroilita, cianita y hasta sillimanita. En estas condiciones tan rigurosas es imposible que se haya mantenido alguna de las asociaciones minerales estables que se han dado como posibles para el metamorfismo antealpino.

Uno de nosotros (J. A.), al interpretar las relaciones entre las esquistosidades visibles en el Manto de Salobreña, en su formación del Saucillo, ha concluido que una de ellas, la más antigua, no está presente en las formaciones superiores. Esto le lleva a admitir una etapa de deformación prealpina, cuyos minerales se conservan como reliquias en algunas lenticulas, limitadas por la esquistosidad posterior. Los minerales son poco significativos y existe la grave limitación de la problemática correlación de las esquistosidades observadas al microscopio y las reconocidas en el afloramiento. El resultado es poco seguro.

Ya en edad alpina podemos hablar de una fase de deformación, de la que se reconocen actualmente escasísimos pliegues isoclinales de pequeño tamaño, muy deformados, y restos de una esquistosidad de flujo muy importante. En ésta la fase 1 (F_1) y la esquistosidad de plano axial que la acompaña es la S_1 . Esta esquistosidad debe mantenerse subparalela a la primitiva S_0 (estratificación) y debe haber borrado prácticamente a la esquistosidad prealpina, si existía. En relación con S_1 se han formado mine-

rales sincinemáticos, que pueden reconocerse bien, seguidos de minerales y crecimientos intercinemáticos.

La dirección de los pliegues isoclinales agudos de la fase 1 es difícil de establecer porque son pliegues que se presentan muy deformados y casi nunca se ven sus charnelas; cuando se encuentran, han de reconstruirse como pliegues plegados. La esquistosidad S_1 es muy general y afecta a todos los materiales, de aquí que se considere alpina; su trazado da la apariencia de distribución en bancos en la mayor parte de las series. Sin embargo, no es en general la esquistosidad más visible.

Los pliegues de fase 1 son plegados por otros menos agudos, que desarrollan esquistosidades que cortan a la S_1 . De la intersección resultan frecuentemente lineaciones, que cuando son restituidas a la horizontal corresponden a las direcciones NNE y NO.

Pueden ser, según esto, dos los sistemas de pliegues con sus esquistosidades asociadas que deforman a los de fase 1. En la segunda fase (F_2) se desarrolla una esquistosidad de flujo, que a veces se manifiesta como de crenulación y que frecuentemente transpone las estructuras anteriores. La transposición es mucho más general cuando se desarrollan sobre niveles micasquistosos, en los cuales los pliegues de fase 2 llegan a desaparecer o estar enmascarados, consiguiéndose el paralelismo entre los flancos y el plano axial. En estos casos la esquistosidad primera (S_1) se reconoce mal y la esquistosidad más visible pasa a ser la S_2 .

Cuando se deforman niveles cuarcíticos, los pliegues de fase 2 son más cilíndricos, parte del movimiento diferencial se localiza a lo largo de la S_1 plegada y la S_2 muestra carácter más próximo a una crenulación, a la vez que se espacia en la roca.

La fase tercera F_3 origina abundantes pliegues poco apretados y una esquistosidad menos penetrativa a escala microscópica S_3 . En opinión de uno de nosotros (V. G.-D.) es ésta la esquistosidad no presente en los niveles altos de las sucesiones, situados por encima del frente de esquistosidad correspondiente. Orientados con S_3 crecen minerales planares.

También existe crecimiento de minerales sincinemáticos de la fase 2, que son minerales que cristalizados conforme a S_2 ; el crecimiento generalizado de minerales durante F_2 hace que habitualmente la S_2 se convierta en una verdadera esquistosidad de flujo. Con posterioridad a la fase cinemática 2 se han desarrollado minerales desordenados postcinemáticos, que corresponden a un metamorfismo de mayor gradiente térmico que el subsecuente a la fase 1.

Pensamos, aunque no poseemos absoluta seguridad, que es en el momento inmediatamente posterior a la fase 2 cuando se ha iniciado la migmatización de las rocas más antiguas que afloran en el área.

A partir de las tres fases enumeradas ya no se desarrolla, al menos con intensidad, un metamorfismo importante en las sucesiones alpujárrides

aunque se prosiguen las etapas de deformación y algunas de ellas son bastante intensas. Es posible que existan otras fases de microplegado, pero están mal delimitadas todavía.

Sobreviene después una etapa de grandes pliegues vergentes que serán posteriormente cizallados durante la traslación de los mantos. Su reconstrucción es muy compleja. Estas estructuras son extraordinariamente interesantes porque dejan ver con cierta claridad su vergencia. Creemos que en relación con estos pliegues debe aparecer una esquistosidad, no diferenciada con certeza sobre el terreno. Algunos de estos pliegues, que constituyen la fase 5 de la deformación, aparecen como pliegues relativamente tendidos, de los cuales apenas hoy se conserva alguna que otra charnela; los flancos tendidos debieron laminarse en parte durante el momento de su formación y más tarde, con el concurso de las cizallas causantes de las traslaciones.

La fase 6 es la que da lugar a las grandes cizallas relacionadas con los mantos. Esta fase debe seguir inmediatamente a la precedente y es posible que tenga con ella una relación inmediata, como si una vez conseguido un cierto grado de estructuración por grandes pliegues tendidos, el comportamiento mecánico evolucionara hasta permitir que la deformación se concentrara en ciertos planos muy tendidos. Estas superficies de cizalla subhorizontales representan, aunque a una escala desproporcionadamente grande, el papel de enormes transposiciones entre las formaciones de los diferentes mantos y unidades. Insistimos en el carácter cizallante de las superficies de los mantos, que cortan a las estructuras precedentes en muchas ocasiones. Esto no es obstáculo para que otras veces se adapten a discontinuidades estratigráficas de la sucesión de materiales o al trazado de superficies estructurales previas. No hemos podido diferenciar una esquistosidad singenética de las traslaciones, pero pensamos que es posible su existencia; en muchos cortes, en los que se observa la superposición de los mantos, suele parecer que en el contacto se paralelizan los materiales alóctonos con los autóctonos relativos y pensamos que en la mayor parte de los casos esto es consecuencia de una paralelización de las esquistosidades viejas, adaptándose al trazado de la superficie de los mantos, o quizá, a la aparición de una nueva esquistosidad relacionada con el corrimiento. En relación con las megacizallas se generan rocas cataclásticas localmente.

Con posterioridad a las traslaciones han acaecido algunas otras etapas de deformación, perceptibles porque las superficies de corrimiento aparecen arqueadas, con un trazado que no parece relacionado con la génesis de la superficie. Aunque no es cierto, agruparemos provisionalmente en un solo intervalo a todas estas deformaciones post-manto, puesto que, de las observaciones del área de Motril, sólo un suave anticlinal de dirección aproximada E-O, y que aparece dibujado sobre el Manto de Salobreña, pa-

rece haber sido causado en este evento. No obstante, en otras regiones de las Cordilleras Béticas se han visto reconocidos pliegues de dirección aproximadamente N 10-20 E, que pudieran deformar a las superficies de corrimiento.

2.2 ESTRUCTURA EN CADA UNO DE LOS MANTOS

En el mapa se han dibujado algunos signos de pliegues, que en casi todos los casos hacen referencia a estructuras existentes en un manto y que no repercuten sobre los contiguos, ni deforman a las superficies de corrimiento. Pueden ser considerados como estructuras internas de cada manto. De entre estas estructuras citaremos, sin describir con mucho detalle, porque la observación de la cartografía es suficientemente explícita, las más destacadas.

El sinclinal vergente del Jate, que se pone de manifiesto por el buzamiento al S de su flanco meridional, buzamiento que se hace muy patente por la existencia de intercalaciones calizas en la sucesión. Puede observarse que deforma a las esquistosidades, que se sitúan también buzando al S en el flanco meridional; es especialmente claro en este caso que el pliegue no afecta a las superficies de corrimiento, sino que por el contrario es cizallado por ellas (consultar los cortes I-I' y II-II').

El sinclinal complejo de las Alberquillas es de un estilo semejante al anterior y, de la misma manera, se encuentra limitado por dos superficies de corrimiento; la inferior es visible en el afloramiento de Calaiza o en la base de las dolomías de la Punta de La Mona, mientras que la superior puede ser considerada como la base de la serie invertida del klippe del Cañuelo, o bien, la superficie más alta, correspondiente a la superposición del Manto de Salobreña; en el corte II-II' se ensaya una interpretación de esta estructura y de su posible evolución hacia el S, hasta conectarse con el Manto de Salobreña.

Los sinclinales vergentes de Velilla y de la cabecera del Arroyo de Colmenarejos (este último en mármoles, al S del vértice Cielo) son muestras de estructuras semejantes a las que acabamos de citar, todas ellas pertenecientes a la Unidad del Jate; por lo que respecta al sinclinal de Colmenarejos, su evolución lateral permite observar cómo resulta ser cortado oblicuamente por la unidad del Klippe de El Rescate, lo que prueba su formación con anterioridad a la traslación de los mantos (fase 6).

El anticlinal vergente de la Unidad de Motril y su posible prolongación hacia el O, hasta rebasar la Rambla de Molvizar, muestra otra estructura anterior a las traslaciones, de enorme interés. En este caso la interpretación es delicada y aunque parece verosímil la hipótesis del anticlinal vergente que proponemos, cuya vergencia es hacia el N, reconocemos que caben otras interpretaciones.

En el Manto de Salobreña parecen dibujarse estructuras de pliegues anteriores a la traslación, pero cuyo análisis es más difícil. En las cercanías del Cortijo de La Bóveda las cuarcitas de Jete parecen trazar una charnela anticlinal, cuyo flanco invertido parece laminado. De forma parecida a lo que ocurre para la Unidad del Jate, la formación del Saucillo, junto a la costa, adopta una disposición subvertical, que hemos pretendido señalar en el corte III-III'. En ese corte se manifiesta nuestro punto de vista al sostener que las superficies de corrimiento cortan las trazas de la estratificación y de las esquistosidades precedentes. La misma Unidad del Río Verde presenta en su parte septentrional una estructura curiosa, que parece prolongar, aunque con diferente estilo, el anticlinal volcado próximo al Cortijo de la Bóveda; en efecto, la formación de micasquistos de Jete, situados por debajo de los mármoles del Pinar de Torillas y del Tajo de los Escobales, se superponen a los mármoles del Cortijo de la Bóveda, que aparecen sobre el terreno en continuidad con los de Escobales. Así, los micasquistos de Jete están a la vez debajo y encima de los mármoles, o lo que es lo mismo quedan envueltos por un capuchón de mármoles. La estructura no encuentra explicación si no se admite la superposición de mármoles de dos unidades diferentes o una cizalla dentro de la misma formación de mármoles.

Por fin, la unidad de Guindalera nos aparece también como un posible flanco invertido que se haya trasladado, apareciendo ahora limitado por una superficie de cizalla. En este caso no es posible verificar la reconstrucción de la estructura primitiva.

2.3 SENTIDO DE MOVIMIENTO DE LOS MANTOS Y EDAD DE LAS TRASLACIONES

No queremos hacer referencia a los diferentes autores que se han inclinado por un sentido de movimiento de los mantos hacia el N o hacia el S. Basta decir que un grupo de geólogos franceses, encabezados por DURAND-DELGA, se ha mostrado, desde hace algunos años, partidario de las vergencias hacia el S en las zonas internas. Creemos que las estructuras descritas en esta Hoja proporcionan una argumentación sólida en pro de las vergencias hacia el N, máxime porque los datos se han obtenido por reconstrucción de grandes estructuras. Es evidente que la vergencia puede inferirse del análisis de las estructuras menores, pero en estas regiones se han superpuesto demasiadas etapas de deformación y es difícil concluir cuál debió ser la posición inicial de una microestructura; por otra parte las condiciones de observación no son lo suficientemente buenas como para reconstruir mesopliegues menores. Es por esto que los grandes pliegues reconocidos son de un interés inestimable para la reconstrucción del sentido de los movimientos.

En cuanto a la edad de las traslaciones, no podemos establecerlas de una manera absoluta pero queda fijada en relación con las restantes etapas de deformación, según se ha puesto de manifiesto en el epígrafe de etapas tectónicas. Aunque más adelante se insistirá sobre este asunto, diremos que las traslaciones deben haberse efectuado entre el Cretáceo Superior o Paleoceno y el Mioceno Inferior, sin que esto quiera decir que han ocurrido necesariamente a lo largo de ese enorme lapso de tiempo. Queremos llamar la atención sobre el hecho de que el establecer con datos de campo una edad de colocación de los mantos muy precisa, no tienen en muchos casos otro interés que el de señalar la edad de parte del movimiento.

2.4 ETAPAS DE DEFORMACION POSTERIORES A LOS MANTOS. FALLAS NORMALES

Ya hemos hablado de cómo las superficies de corrimiento han sido plegadas con posterioridad a la colocación de las unidades alóctonas y hemos advertido que los efectos de estas etapas no son claramente perceptibles en la Hoja de Motril, si se exceptúa el anticlinal suave que dibuja la unidad del Río Verde y que deforma levemente la superficie de corrimiento del Manto de Salobreña. Por ello no nos ocuparemos más de estas deformaciones y pasaremos a tratar someramente las fallas normales y otros accidentes de fractura.

Las fallas normales, todas ellas de edad muy reciente, se agrupan en varios sistemas. Las hay muy frecuentes de dirección aproximada NO-SE, otras son NE-SO y por fin, las aproximadamente N-S y E-O.

Muchas de ellas se encuentran representadas en el mapa geológico, aunque sus saltos no sean muy importantes; pero algunas determinan las directrices principales con que se sitúan y afloran unidades enteras. Nos referimos muy especialmente al conjunto de fallas que limitan por el N la Unidad de Las Alberquillas y la ponen en contacto lateral con los términos más bajos de la Unidad del Jate. Este mismo grupo de fallas consigue hacer desaparecer por el O los micasquistos y cuarzoquistos de los tramos de El Cerval y Cotobro, llegando a poner en contacto la formación de mármoles de Las Alberquillas con la de la Unidad del Jate. Dentro de la propia Unidad de Las Alberquillas se dibujan algunas otras fallas que son de esta misma dirección y en algunas de ellas, situadas algo al NE de la desembocadura del Río de La Miel, hemos podido reconstruir su funcionamiento reciente como fallas de salto en dirección. El juego de este grupo de fallas, ligadas en el espacio a la Unidad de Las Alberquillas, es complejo y hasta que más al O, fuera de los límites de esta Hoja, se analiza la prolongación y la disposición de las unidades del área de Motril, no es posible evaluar exactamente la acción y el mecanismo de funcionamiento de estos

accidentes importantes (véanse las Hojas de Zafarraya, 1.040, y Vélez-Málaga, 1.054).

De entre las restantes fallas normales las hay que tienen saltos de cierta importancia, pero en ningún caso comparables a los de éstas que limitan a la Unidad de Las Alberquillas.

Precisamente al E de la desembocadura del Río de La Miel, una de las fallas de dirección NO-SE muestra su plano directamente fosilizado por depósitos correlativos cuaternarios. Al S de Maro se ha señalado una falla, que aunque trazada como probable, parece afectar con toda certeza a las formaciones cuaternarias. Desde nuestro punto de vista, es un hecho que las fallas han actuado intensamente durante épocas recientes.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Son muy pocos los datos que suponen jalones cronológicos bien establecidos en la historia de esta región y, en general, en la de los Alpujárrides. Únicamente sabemos que un Triás Medio y Superior carbonatado corona la sucesión de la mayoría de las unidades alpujárrides y que las estructuras son fosilizadas por el Cuaternario o a lo sumo por el Mioceno superior, ni nos atenemos a los datos del área de Motril.

No hemos encontrado restos de discordancia o salto de metamorfismo que permita constatar la existencia de una orogenia herciniana. Otro tanto podemos afirmar respecto a un ciclo prehercínico, a pesar de que existen probablemente materiales anteriores al Silúrico. No creemos que en nuestro caso pueda hablarse de polimetamorfismo.

Otros autores (ALDAYA, 1969; EGELER y SIMON, 1969) han encontrado saltos de metamorfismo desde unos términos micasquistosos y filitosos poco metamórficos hasta micasquistos con estauroлита y granate. En la descripción de las series entre Motril y Maro no hemos constatado ninguno de estos saltos bruscos de metamorfismo. Por tanto, en esta región no son perceptibles, al menos con nuestros datos de observación, rastros de orogenias anteriores a la alpina.

Sin embargo, es posible que la región sufriera los efectos de algún ciclo orogénico más viejo. Lo que ocurre es que actualmente no son determinantes los datos sobre los efectos de tales orogenias, bien porque no se hayan conservado, bien porque los afloramientos visitados no hayan permitido reunir argumentos completamente convincentes.

De la historia antetriásica hay poco o nada que decir, si se admite que el metamorfismo observado es alpino.

Durante el Triásico, sucede un episodio carbonatado a la sedimentación clástica y pelítica precedente. La sedimentación triásica se realiza con ciertas inestabilidades, de las cuales dan testimonio los «slumpings» observa-

dos en las calizas y dolomías de las unidades menos metamorfizadas. ALDAYA (1970) cita pliegues N 40 E intratriásicos, observables en la Sierra de Lújar, pero tales fenómenos no se perciben en la unidad del Escalate (Manto de Alcázar), cuyas dolomías y calizas están poco metamorfizadas.

No estamos seguros de la edad hasta la cual se prolonga la sedimentación carbonatada y no hay evidencias claras de que haya proseguido mucho más tarde del Triásico Superior.

El hecho de que no hayan aparecido términos más modernos en las sucesiones alpujárrides deja un lapso de tiempo muy amplio para situar con libertad el momento en que se sobreviene el metamorfismo y las últimas traslaciones, responsables del actual empilamiento. Ciertamente que la falta de sedimentación postríasica puede inducir a creer que a partir de ese momento, el dominio alpujárride estuvo emergido. Así lo han admitido muchos autores y a nosotros nos parece una explicación razonable, aunque no concluyente y definitivamente establecida. Conviene recordar y con esto se presenta una posición diametralmente opuesta, que también se ha emitido la hipótesis de que el empilamiento de los Alpujárrides es intramesozoico y que por esta razón sus series carecen de términos post-triásicos (entre otros, van BEMMELEN, 1927; WESTERVELD, 1929).

Entre el Jurásico y el Mioceno Medio se han producido: el metamorfismo plurifacial y varias fases de deformación, la colocación de los mantos y las deformaciones que modifican las superficies de corrimiento.

En conjunto, todos estos acontecimientos pueden datarse unos con respecto a otros, pero en ningún caso se dispone de una datación precisa con respecto a la escala cronológica absoluta. En este sentido, ya hemos hablado de la sucesión de etapas tectónicas y de metamorfismo.

EQULER y SIMON (1969) mencionan un primer empilamiento, «pile de nappes initial», con el que relacionan el primer metamorfismo. Nosotros hablamos de «colocación» de los mantos haciendo referencia a la importante etapa o etapas de traslaciones que trazan las líneas maestras de la actual disposición de los materiales e individualizan las diferentes unidades alóctonas.

Estas traslaciones son posteriores a las fases de metamorfismo más intensas, por cuanto las superficies de corrimiento cortan radicalmente a las isogradas y superponen ciertos materiales a otros de menor grado de metamorfismo; y esto tan reiteradamente, que es el hecho habitual. Hasta ahora no se ha encontrado ningún metamorfismo que haya afectado a la «pila» actual de mantos.

Así mismo las superficies de traslación, las grandes cizallas, consiguen recortar, muchas veces de cualquier forma, a estructuras de plegamiento más antiguas, anteriores a la traslación y colocación de los mantos.

Al N de Sierra Nevada, en el frente de los Alpujárrides, estos mantos llegan a penetrar y superponerse a materiales eocenos, oligocenos y otros

altos más recientes, pero esto no quiere decir que ésa sea la edad de todas las traslaciones. A nuestro juicio esto señala el momento de la última colocación.

Aunque no puede asegurarse con certeza, es verosímil que las traslaciones de los mantos hayan ocurrido en etapas del intervalo entre finales del Cretáceo o Paleoceno y el Mioceno Inferior. Posteriormente las superficies de traslación se han plegado y fallado; el plegamiento es suave, dando lugar a amplias convexidades de las superficies, y posiblemente sea una deformación con ciertas relaciones respecto al ascenso general experimentado por la región, aunque algo anterior.

Existen fallas que deforman a las superficies de traslación, pero en esta Hoja no se han localizado con certeza fallas inversas del tipo de las mencionadas en el área de Macael (VOET, 1967), muy tendidas y produciendo cabalgamientos post-manto de vergencia N. En nuestra región, si acaso, existen fallas inversas de vergencia S, pero de traslaciones modestas.

Con posterioridad a estos accidentes sobreviene la sedimentación del Mioceno Medio y Superior, netamente post-origénicos. Más tarde hay una surrección general, en virtud de la cual ciertos afloramientos de Mioceno Medio marino se presentan hoy a cotas de alrededor de 1.000 m. Con el movimiento de ascenso coexiste una etapa de funcionamiento y génesis de fallas normales, que se ha prolongado hasta nuestros días. Con frecuencia se pueden encontrar depósitos correlativos del Cuaternario reciente y, en algún caso, se consigue observar formaciones cuaternarias falladas. Ya hemos mencionado la existencia de un posible cuaternario marino, ciertamente presente al O de esta Hoja, cuaternario que se observa hoy a algunos metros por encima del nivel del mar; esto implica indiscutiblemente que la actividad tectónica se prolonga en esta región hasta el momento presente.

4 MINERIA Y CANTERAS

4.1 YACIMIENTOS MINERALES

Son varias las minas que se han explotado en épocas más o menos próximas. Todas ellas están abandonadas, pero se han iniciado investigaciones recientemente para valorar con criterios actuales las posibilidades de explotación.

Todas las minas existentes están en relación con los mármoles de las unidades de los Mantos de Salobreña y La Herradura. Las más importantes de las mineralizaciones se encuentran cerca de Molvizar y en el Barranco de Cazadores, al N de Maro.

Las de Molvizar han sido estudiadas recientemente por ARANA (1973), poniendo de manifiesto la existencia de una mineralización de Cu, Ag y Co

(Proustita, Calcopirita, Cobaltina, Asbolana, Covellina, Azurita, Tirolita, etc.). Cree que el yacimiento se originó por precipitación de disoluciones probablemente ascendentes, ricas en cobre y plata sobre todo, y a unos 260° de temperatura. En diaclasas y pequeñas fracturas cristalizan posteriormente las disoluciones más concentradas en Co, Ni, Fe y As.

En relación con los mármoles del Manto de Salobreña, existen también mineralizaciones de Pb inmediatamente al S de Los Guájares y de Fe y Cu a unos 2 Km. al N de La Bernardilla.

Las minas de La Furia, Buena Fe, de las Nogueras y del Tajo presentan otra paragénesis diferente. Son peor conocidas y probablemente de características semejantes a otras existentes al E de Motril y cerca de Albuñuelas. Igual que estas otras, pueden contener Fe, Zn, Pb y Cu. Es posible que existan mineralizaciones de Fluorita. No hemos podido tener acceso a los datos que se han recogido en las campañas de investigación que se efectúan hasta ahora.

4.2 CANTERAS

No existen canteras en explotación. Únicamente se extraen arenas fluviales y de playa, que se utilizan en construcción.

De los mármoles, en sus tramos más calizos, se han verificado pequeñas extracciones locales para tostar en caleras.

5 HIDROGEOLOGIA

La formación de interés hidrogeológico por excelencia es el Cuaternario aluvial y las zonas de deltas, como la del Guadalfeo, nutridos sus acuíferos con las aguas subálveas de ríos con amplias cuencas de recepción.

Así el Río Guadalfeo, el Río Verde y el Río Jate son los que tienen en su cauce un buen número de pozos, algunos de ellos en caudales importantes.

Concretamente en el Guadalfeo y en la zona del Azud de Vélez, hay importantes captaciones de aguas subálveas, de manera que el aprovechamiento es completo.

Otro importante acuífero se sitúa en el contacto de mármoles y micasquistos subyacentes, de manera que en las áreas en que la estructura es favorable hay manantiales de cierta importancia.

Así ocurre con la cabecera del Río de La Miel, el único con caudal aun en pleno verano. El contacto entre los mármoles y los micasquistos con clorita y biotita tiene pendiente hacia el E, desde el Pico del Cielo y alto de la Cuesta del Espartal. Todas estas calizas quedan prácticamente selladas por los micasquistos y el klippe del Rescate, de manera que las aguas,

recogidas y almacenadas en los mármoles fracturados y karstificados, surgen en diversos puntos más al E.

Algo semejante ocurre en las cabeceras de los ríos Jate y Verde, ya que ambos nacen en los extensos afloramientos de mármoles del NO de la Hoja. También en estos casos la estructura favorece la migración de las aguas subterráneas hacia las zonas en que se observan las surgencias naturales.

En estos casos y, en menor escala, en el Río de La Miel, las aguas de los ríos de corto curso se filtran en el período de estiaje en su propio aluvial. Es de este manto freático de donde son alumbrados caudales de cierta importancia en bastantes números de pozos.

Manantiales de pequeño caudal existen en gran número, aunque su importancia es muy limitada. Suelen jalonar los grandes afloramientos de calizas y mármoles y en muchos casos aprovechan los contactos de alguno de los cuaternarios cementados.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. (1968).—«Sobre la posición de la Sierra de Lújar (provincia de Granada)». *Acta Geol. Hisp.*, 3, pp. 87-92.
- (1969a).—«Los Mantos Alpujárrides al S de Sierra Nevada». *Acta Geol. Hisp.*, 4, pp. 126-130.
- (1969b).—«Los Mantos Alpujárrides al sur de Sierra Nevada». *Tesis Doctoral*, Univ. de Granada. (Inédito.)
- (1970a).—«Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los Mantos Alpujárrides al sur de Sierra Nevada». *Cuad. Geol.*, 1, pp. 35-37.
- (1970b).—«La sucesión de etapas tectónicas en el dominio Alpujárride». *Cuad. Geol.*, 1, pp. 159-181.
- (1970c).—«Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar. Zona Bética, provincia de Granada (nota preliminar)». *Bol. Geol. y Min.*, 81, pp. 593-600.
- ARANA, R. (1973).—«Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España)». *Tesis Doctorales de la Univ. de Granada*, 27, 633 p.
- ARANA, R., y RODRIGUEZ GALLEGU, M. (1972).—«Estudio mineralógico de una tirolita de Molvízar (Granada)». *Cuad. Geol.*, 3, pp. 41-47.
- BARROIS, Ch., y OFFRET, A. (1889).—«Memoire sur la constitution géologique du Sud de L'Andalousie, de la Sierra Tejeda a la Sierra Nevada». *Mem. Ac. Sc. Inst. Nat. France*, 30, pp. 79-167 [Mission d'Andalousie].
- BEMMELEN, R. W. van (1927).—«Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de provincie Granada». *Tesis Delft*, 176 p.
- BLUMENTHAL, M. (1935a).—«Reliefüberschiebungen in den westlichen Betsischen Cordilleren». *Geol. Med. Occid.*, 4, núm. 8, pp. 3-28.

- (1935b).—«Zur Mechanik der Reliefüberschiebungen». *Eclogae Geol. Helv.*, 28, pp. 548-550.
- BOULIN, J. (1962).—«Données nouvelles sur la structure des Alpujarrides occidentales (prov. Grenade, Espagne)». *C. R. somm. S. G. F.*, 10, pp. 309-311.
- (1964a).—«Problèmes structuraux dans le domaine alpujarride au Sud-Ouest de la Sierra Nevada». *Geol. en Mijnb.*, 7, pp. 277-281.
- (1964b).—«L'unité d'Almuñécar, dans le domaine Alpujarride au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Espagne)». *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 1, p. 26.
- (1966a).—«Troncatures et cisaillements dans les Cordillères bétiques internes au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, 263, pp. 1932-1935.
- (1966b).—«Série inverse et style pennique dans les Cordillères bétiques internes au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, 263, pp. 708-711.
- (1970).—«Les zones internes des Cordillères Bétiques de Malaga a Motril (Espagne meridionale)». *Tesis Doctoral. Ann. Hébert et Haug, Paris*, 10, 237 p.
- BOULIN, J.; DIMPAULT, P., y LEROY, H. (1966).—«Observations géologiques en Sierra de Lújar (Cordillères bétiques internes, Espagne)». *B. S. G. F.*, 8, pp. 585-591.
- BOULIN, J.; LEDENT, D., y PASTEELS, P. (1969).—«Repères geochronologiques dans les zones internes des Cordillères Bétiques, au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Espagne)». *An. 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.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la zona bétique (Cordillères bétiques, Espagne)». *Verh. der Kon. Ned. Akad. van Wetenschappen*, vol. XXV, núm. 3, 90 p.
- GIGOUT, M.; SOLE SABARIS, L., y SOLE, N. (1955).—«Sur le Quaternaire méditerranéen d'Andalousie». *C. R. somm. S. G. F.*, 9, pp. 177-179.
- NAVARRO VILA, F. (1976).—«Los Mantos Alpujarrides y Maláguides al N de Sierra Nevada». *Tesis Doctoral, Univ. Bilbao. (Inédito.)*
- TORRES-ROLDAN, R. (1974).—«El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujarrides al SE de Sierra Almjara (Sector Central de las Cordilleras Béticas, S. de España)». *Cuad. Geol.*, 5, pp. 21-77.
- VOET, H. W. (1967).—«Geological investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cóbdar, South-eastern Spain». *Tesis Doctoral, Univ. Amsterdam*, 122 p.
- WESTERVELD, J. (1929).—«De bouw der Alpujarras en het tektonisch verband der oostelijke betische ketens». *Tesis, Delft*, 120 p.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA