

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

AVDA. DE LOS ROSAS, 23
28014 MADRID

TEL. 91 460 1100
FAX 91 460 1101



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

I.S.S.N.: 0373-2096

SP SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

463



IGME

1.043

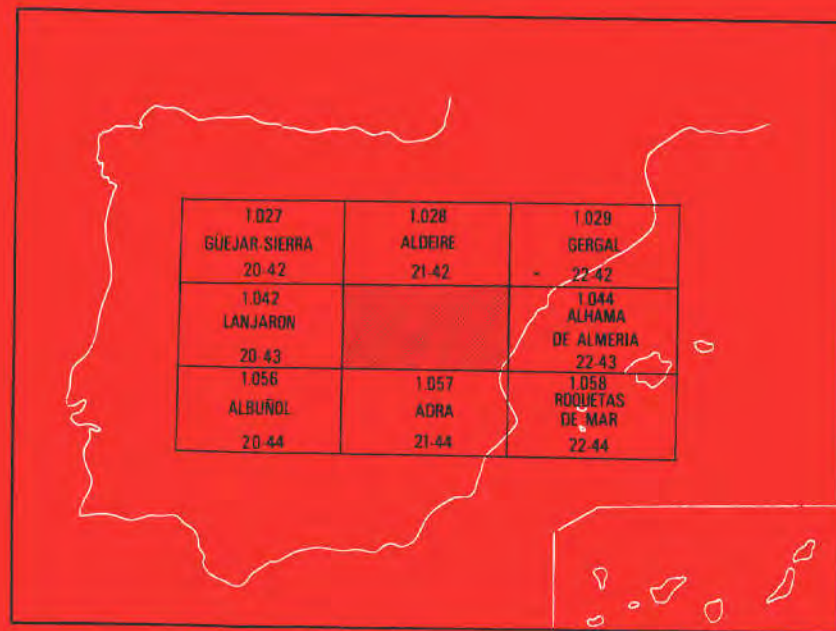
21-43

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BERJA

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

BERJA

Segunda serie - Primera edición

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

La presente Hoja ha sido realizada por las personas que a continuación se relacionan:

Cartografía y Memoria: **Florencio Aldaya**. Dr. en Ciencias Geológicas. Ha estudiado los Alpujárrides al W del río Grande de Adra-Río de Válor, el Complejo Nevado-Filábride, la zona de escamas que discurre por el borde meridional de la Sierra Nevada y ha colaborado con K. Ewert en el estudio de los Alpujárrides en la parte oriental de la Hoja.— **José Baena**. Licenciado en Ciencias Geológicas. Ha estudiado los materiales post-orogénicos, Cuaternario y, en parte, la neotectónica.— **Klaus Ewert**. Dr. en Ciencias Geológicas. Ha estudiado los Mantos Alpujárrides al E del río Grande de Adra-Río de Válor, las formaciones carbonatadas de las ventanas tectónicas del Manto de Lújar en toda la Hoja y los "klippes" maláguides.— La correlación de los Mantos Alpujárrides ha sido discutida y revisada por **F. Aldaya** y **K. Ewert**.

Micropaleontología: **Luis Granados Granados**. Lic. en Ciencias Geológicas.
Carlos Martínez Dfaz. Dr. Ingeniero de Minas. (Terciario).

Sedimentología: **M^a Carmen Fernández-Luanco**. Licenciada en Ciencias Geológicas. (rocas miocenas).
Klaus Ewert. (calizas alpujárrides).

Petrología: **Florencio Aldaya**. (rocas metamórficas).

Dirección y Supervisión

del IGME: **Pedro Ruiz Reig**. Lic. en Ciencias Geológicas.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas bibliográficas.

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

Depósito Legal: M-35.082-1. 983

Tirada: Gráficas **JAPETA** Humanes (Madrid)

INDICE

	<u>Páginas</u>
INTRODUCCION	7
1. ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA	9
1.1. EL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE	10
1.1.1. Manto del Veleta.	11
1.1.1.1. Unidad de la Ragua (Las Yeguas)	11
1.1.1.1.1. Micasquistos grafitosos con feldespato, cloritoide, biotita y granate ξ pb	11
1.1.2. Manto del Mulhacén.	11
1.1.2.1. Unidad de Mairena (Caldera)	11
1.1.2.1.1. Micasquistos feldespáticos con anfíbol. ξ pb.	12
1.1.2.1.2. Micasquistos con distena y cloritoide. ξ kd.	12
1.1.2.1.3. Gneises moscovíticos ξ m	12
1.1.2.1.4. Mármoles con tremolita Δ x.	12
1.1.2.2. Unidad de Laroles (Sabinas)	13
1.1.2.2.1. Micasquistos epidóticos con turmalina. ξ zt	13

	<u>Páginas</u>
1.2. MANTOS ALPUJARRIDES	13
1.2.1. Unidades del Manto de Lújar	13
1.2.1.1. Filitas y cuarcitas (P-T _{A1})	13
Rocas volcánicas básicas (a ⁴)	14
1.2.1.2. Calizas y dolomías (T _{A2-3})	14
1.2.1.2.1. Calcoesquistos con sericita (T _{A21-22}) ..	15
1.2.1.2.2. Dolomías (T _{A21-22D})	15
1.2.1.2.3. Dolomías con roca "franciscana". Cali- zas (T _{A22})	15
1.2.1.2.4. Calizas y margo-calizas con "slumping" (T _{A31})	16
1.2.1.2.5. Filitas (T _{A31f})	17
1.2.2. Manto de Cástaras	17
1.2.2.1. Filitas y cuarcitas. Localmente yeso y calco- esquistos. P-T _{A-1} f γ	18
1.2.2.2. Calizas y dolomías. Calcoesquistos con serici- ta. T _{A2-3} ^c	18
1.2.3. Manto de Alcázar	19
1.2.3.1. Filitas y cuarcitas. Calcoesquistos. Localmen- te yeso. (P-T _{A1} f γ)	19
1.2.3.2. Dolomías y calizas recristalizadas. En la base dolomías yesíferas. T _{A2-3} Δ	20
1.2.4. Manto de Murtas	20
1.2.4.1. Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita. Micasquistos granatíferos en la base, localmen- te estaurolita. CA-P	20
1.2.4.2. Cuarcitas y filitas. Calcoesquistos, localmente yeso. P-T _{A1} ξ m.	22
1.2.4.3. Mármoles calizos y dolomíticos. Mármo- les bandeados. Calcoesquistos en la base (T _{A2-3} ΔD)	22
1.2.5. Manto de Adra	23
1.2.5.1. Esquistos grafitosos con granate. Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita. (CAP-T) ..	23
1.2.5.2. Mármoles calizo-dolomíticos. Δ ⁴	24
1.2.6. Los materiales alpujárrides de la zona de escamas ..	24
1.2.6.1. Micasquistos y filitas indiferenciados, tectóni- camente intercalados o mezclados. CA-TA ..	25
1.2.6.2. Micasquistos y cuarcitas. CA-P	25
1.2.6.3. Filitas y cuarcitas. P-T _A	25

	<u>Páginas</u>
1.2.6.4. Calizas y dolomías recristalizadas. ΔM	26
1.3. MALAGUIDES (H-T _G)	26
1.4. EL METAMORFISMO	27
1.4.1. Complejo Nevado-Filábride	27
1.4.2. Mantos Alpujárrides	27
Filones de cuarzo	31
1.5. NEOGENO Y CUATERNARIO	31
1.5.1. Formación conglomerática continental de base (T ₁₁ ^{Bcg})	32
1.5.2. Formación detrítica marina ("infralitoral o lito- ral") (T ₁₁ ^{Bc})	32
1.5.3. Formación margosa o margo-arenosa "profunda" (T ₁₁ ^{Bc})	34
1.5.4. Formación detrítico-margosa de carácter regresivo (marina) (T ₁₂ ^{Bc})	34
1.5.5. Formación continental (miocena) (T ₁₂ ^{Bcg})	34
1.5.6. Formación continental Plio-Cuaternaria (T ₂ ^{BQ}) . .	35
1.5.7. Cuaternario	36
1.5.7.1. Glacis QG	36
1.5.7.2. Conos de deyección QCd	36
1.5.7.3. Depósitos de Ladera (QL)	36
1.5.7.4. Depósitos aluviales, "terrazas" (QAL, QT) . .	36
1.5.7.5. Cuaternario indiferenciado (Q)	37
2. TECTONICA	37
2.1. TECTONICA PRE-ALPIDICA	37
2.2. ACTIVIDAD TECTONICA TRIASICA	37
2.3. TECTONICA ALPIDICA	38
2.3.1. Introducción	38
2.3.2. Primera fase	39
2.3.3. Segunda fase	39
2.3.4. Otras deformaciones posteriores a S ₂	40
2.3.5. Tectónica de corrimiento	41
2.3.5.1. Relaciones entre los distintos mantos. Geo- metría y naturaleza de las superficies de cor- rimiento	41
2.3.5.2. Estructura interna de los mantos	44
2.3.5.3. Dirección, sentido y edad de los corrimientos	46
2.4. TECTONICA POST-MANTOS	47
2.5. NEOTECTONICA	48

	<u>Páginas</u>
3. HISTORIA GEOLOGICA	50
4. GEOLOGIA ECONOMICA	52
4.1. MINERIA Y CANTERAS	52
4.1.1. Minería y Metalogenia	52
4.1.1.1. Fluorita	53
4.1.1.2. Galena	55
4.1.2. Canteras	55
4.2. HIDROGEOLOGIA	55
5. BIBLIOGRAFIA	56

INTRODUCCION

La Hoja de Berja se encuentra enclavada en las zonas internas de las Cordilleras Béticas (Zona Bética). Comprende las estribaciones meridionales de la Sierra Nevada, Las Alpujarras, y las vertientes septentrionales de las sierras de Gádor y de la Contraviesa.

Los grandes conjuntos representados son: el Nevado-Filábride, los Mantos Alpujárrides y los Maláguides, representados éstos últimos por escasos "klippes", muy reducidos y dispersos. La distribución geométrica, de abajo a arriba, suele ser, salvo accidentes post-mantos y salvo que falten uno o varios mantos:

Nevado-Filábride	Manto del Veleta
	Manto del Mulhacén
Alpujárrides	Manto de Lújar
	Manto de Cástaras
	Manto de Alcázar
	Manto de Murtas
	Manto de Adra
Maláguides	Algunos "klippes" Maláguides aislados.

Todos estos materiales están parcialmente cubiertos por depósitos Mioce- nos y Cuaternarios, con frecuencia afectados por fenómenos tectónicos re- cientes.

De entre los primeros trabajos sobre esta región pueden destacarse los de GONZALO y TARIN (1.881) y BARROIS y OFFRET (1.889). Estos traba- jos incluyen mapas y descripciones de materiales junto con unas primeras in- terpretaciones.

WESTERVELD (1.929) sentó las bases de las actuales interpretaciones al establecer la superposición de tres grandes mantos: Lújar, Gádor y Guájjar, si- tuados a su vez sobre los materiales de la Sierra Nevada.

BANTING (1.933) modificó la superposición de WESTERVELD, inter- pretando toda la región situada al S de la Sierra Nevada como un gran pliegue tumbado de vergencia Norte.

FALLOT (1.930, 1.948), STAUB (1.934) y BLUMENTHAL (1.935) rea- lizaron importantes trabajos de síntesis que en una u otra manera afectan a es- te área y en todo caso a la interpretación general de esta región.

FALLOT, SOLE y COLOM (1.950) estudiaron el Neógeno de la cuen- ca de Ugíjar.

Dentro de los trabajos recientes, se pueden destacar los de JACQUIN (1.965 a 1.970), ALDAYA (1.969 a 1.970) y OROZCO (1.969 a 1.972) cuya relación completa viene reseñada en el apartado 6.

Las formaciones carbonatadas del Manto de Lújar y sus mineralizaciones han sido estudiadas recientemente por el grupo de la Universidad Técnica de Munich, (SCHWERD, 1.974, EWERT, 1.976) por los geólogos de la S.M.M.P.E. (OVEJERO et alt., 1.975), además de algunos trabajos inéditos.

En el Complejo Nevado-Filábride, escasamente representado en esta Ho- ja, PUGA (1.971) realizó un trabajo que ha servido de punto de partida para todas las investigaciones actualmente en curso sobre el Complejo Nevado-Filá- bride. Ha publicado varios trabajos, algunos de ellos en colaboración con otros autores, sobre una región más amplia que la que se recoge en esta Hoja, pero cuyos resultados son de interés general. Véase, entre otros: PUGA (1.970), PUGA y FONTBOTE (1.966a, 1.966b), PUGA, DIAZ DE FEDE- RICO y FONTBOTE (1.974), PUGA, FONTBOTE y MARTIN VIVALDI (1.974), DIAZ DE FEDERICO y PUGA (1.974). Hay que citar también las Hojas de GUEJAR-SIERRA (DIAZ DE FEDERICO et alt., en prensa) y ALDEIRE (DIAZ DE FEDERICO, BURGOS, ALMARZA y OROZCO), ésta última de interés también por lo que respecta a los Mantos Alpujárrides.

ARANA (1.973) ha estudiado numerosos yacimientos minerales en Sierra Nevada y regiones próximas. Algunos de ellos se sitúan en puntos muy próxi- mos a la Hoja de Berja.

Finalmente cabe citar las Hojas de Albuñol (ALDAYA, en prensa), Lan-

jarón (ALDAYA et alt., 1.977), Adra (ALDAYA et alt., en prensa) y Rocetas de Mar (BAENA y EWERT, en prensa), del Mapa Geológico Nacional.

1. ESTRATIGRAFIA y PETROLOGIA

INTRODUCCION

Antes de describir los materiales es necesario recordar que las específicas características de esta región obligan a seguir una metodología algo peculiar.

Los criterios para determinar la existencia de mantos de corrimiento y también para situar los contactos entre ellos son, por una parte, la superposición de rocas de un determinado grado de metamorfismo a otras con un grado de metamorfismo menor, y, por otra parte, la superposición de rocas más antiguas sobre otras más modernas. Actualmente no existen restos fósiles en los materiales paleozoicos y triásicos, salvo en las formaciones carbonatadas del Manto de Lújar; por ello hay que utilizar, en lo posible, los criterios de correlación litológica.

Los afloramientos que se asignan a un determinado manto pueden no estar en continuidad formal. En tal caso hay que recurrir a otros criterios, tales como correlaciones litológicas, posición dentro de la pila de mantos, posición de la superficie de corrimiento con respecto a la secuencia litológica y, si es posible, la utilización de más de uno de estos criterios. En estas condiciones, el grado de seguridad con que se realizan las correlaciones puede ser muy variable; por ello, en la leyenda no figura, por ejemplo, Manto de Alcázar, sino "Unidades del Manto de Alcázar". Se ha denominado unidad a un afloramiento, o grupo de afloramientos cuyas relaciones se estiman suficientemente claras. Puede ocurrir que, más adelante, los resultados de nuevas investigaciones aconsejen asimilar alguna determinada unidad a otro manto.

Las columnas estratigráficas son esquemáticas; la escala que figura al pie tiene un valor orientativo, ya que ninguna formación mantiene su espesor constante. La potencia reflejada en las columnas es la potencia máxima con que cada formación aparece en cada manto. Ello puede dar al lector una idea exagerada del espesor total del manto, pues normalmente los máximos de potencia de las formaciones que componen un manto no coinciden en un corte determinado; por ejemplo, en la localidad de Murtas, bajo una secuencia carbonatada bastante potente, las filitas y cuarcitas están extraordinariamente reducidas. La potencia representada se ha medido según una recta trazada lo más perpendicularmente posible a las superficies que limitan cada manto, superficies que normalmente no son paralelas. Así es que tampoco es posible

dar valores al espesor medio de los mantos. Cuando al describir las formaciones que componen los mantos mencionemos el término potencia, se entenderá que nos referimos a la que actualmente se puede observar, en las condiciones que hemos especificado y de ningún modo a la original.

Además, no existen niveles-guía, salvo en la secuencia carbonatada del Manto de Lújar, y esto aún con ciertas reservas, debido a los frecuentes cambios de facies. Por ello, las intercalaciones representadas en las columnas tienen también una posición indicativa.

En las formaciones metapelíticas puede resultar imposible, en muchos afloramientos, detectar la estratificación. Generalmente, la superficie de referencia más visible en el campo es, la segunda esquistosidad de flujo. En el caso, bastante normal, de que sólo sea visible sobre el terreno una esquistosidad, no es seguro decidir si se trata de la S o de la S₂, sin extender las observaciones a afloramientos próximos. Ambas esquistosidades son, en general, oblicuas a las superficies de corrimiento.

Al describir las formaciones metapelíticas, se omitirá el término estrato. En su lugar se utilizarán los términos banco, nivel o intercalación. Las superficies limitantes de los cuerpos rocosos comprendidos en estas denominaciones pueden no coincidir con la estratificación.

No se ha realizado la descripción de las características ópticas (ángulo 2V, pleocroísmo, exfoliaciones, posiciones de los ejes cristalográficos con respecto al elipsoide, etc.) de los minerales de metamorfismo debido a la falta de espacio. Estos minerales no pertenecen todos a una asociación estable, sino a varias asociaciones que se han sucedido en el tiempo. Pero resultaría demasiado prolijo especificar la composición y la edad relativa de cada asociación al hablar de cada formación. Por todo ello, y con vistas a una mayor brevedad, estos resultados van agrupados y resumidos en el apartado 2; se omitirán minerales accesorios que están presentes en todas las rocas: turmalina, circón, apatito, esfena, rutilo, etc.

1.1. EL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

Consta de dos grandes elementos:

Manto del Veleta, tectónicamente inferior, y Manto del Mulhacén. El carácter de manto asignado al del Mulhacén no admite dudas, si se considera una región amplia; en un afloramiento determinado pueden faltar los criterios en favor de su aloctonía. En cuanto al Manto del Veleta, su carácter alóctono es hipotético, pues su substrato no aflora en ningún punto. FALLOT (1.948), GARCIA-DUEÑAS (1.967) y otros autores han aportado argumentos indirectos en favor de su carácter alóctono, argumentos aceptados por la mayoría de los investigadores.

Pero el modo y la época de traslación y de su colocación en la actual posición son muy discutibles. Este problema queda aquí fuera de lugar.

Sobre el Manto del Veleta, existe un conjunto litológico más variado, que comporta esquistos de diversos tipos, gneis, anfíbolitas, etc. Es la "Mischungszone" de los primeros investigadores holandeses; en esta Hoja ha sido subdividida en dos unidades: Unidad de Mairena, la inferior, y Unidad de Laroles; ambas constituyen el Manto del Mulhacén. Estas unidades se corresponden, respectivamente, con las de Caldera y Sabinas, de la vecina Hoja de Lanjarón.

El Complejo de Sierra Nevada no aflora muy extensamente en el área de esta Hoja. Y concretamente, la unidad de Laroles no está representada más que por un pequeño afloramiento y en deficientes condiciones de observación. Por ello las relaciones entre ambas unidades del Manto del Mulhacén no serán discutidas aquí.

Por razones de homogeneidad se han mantenido los mismos nombres que en la Hoja de Aldeire, situada inmediatamente al Norte.

1.1.1. Manto del Veleta

1.1.1.1. Unidad de la Ragua (Las Yeguas)

1.1.1.1.1. Micasquistos grafitosos con feldespato, cloritoide, biotita y granate ξ pb.

Corresponde en gran parte al llamado "*Cristalino de Sierra Nevada*" por BROUWER (1.926), excluyendo algunos micasquistos oscuros de diversos tipos, que son antiguas corneanas y constituyen los niveles inferiores del Manto del Mulhacén. Está formada esta unidad en el área de esta Hoja, por una monótona sucesión, compuesta fundamentalmente por micasquistos, con una potencia mínima de 2.000 m.

Los micasquistos son de distintos tipos, bastante semejantes entre sí; además la presencia constante de grafito les confiere un aspecto uniforme, con colores grises oscuros. Se encuentran micasquistos feldespáticos, biotíticos y con cloritoide, presentando con frecuencia, unos y otros, pequeños granates. Existen también niveles de micacitas y de cuarcitas, éstas más o menos micáceas.

Esta formación puede tener edad paleozoica.

1.1.2. Manto del Mulhacén

1.1.2.1. Unidad de Mairena (Caldera)

Corresponde en líneas generales a la unidad de la Caldera de PUGA

(1.971). La característica diferencial de esta unidad es la de mostrar localmente y en los niveles más bajos, efectos de metamorfismo de contacto, prealpídico. Si bien en el área de esta Hoja no han sido halladas las pruebas pertinentes, compartimos la opinión de PUGA, DIAZ DE FEDERICO, etc., pues estas pruebas son conocidas en otros sectores.

1.1.2.1.1. Micasquistos feldespáticos con anfíbol ξ ph.

Comprende una sucesión de micasquistos epidóticos con turmalina y anfíbol, muy ricos en clorita, con algunas intercalaciones de micasquistos cuarcíticos. Aparecen en el terreno con una coloración verdosa clara y un aspecto plateado brillante muy característico. La potencia de este tramo es de unos cientos de metros. Están compuestos por cuarzo, mica blanca, clorita, plagioclasa, granate y, en menor cantidad, biotita verdosa, anfíbol, epidota, calcita, turmalina y óxido de hierro.

1.1.2.1.2. Micasquistos con distena y cloritoide ξ kd.

Aparecen intercalados en la formación anterior si bien, en otros sectores, materiales similares están situados en la base. Se trata de micasquistos oscuros constituidos por: cuarzo, mica blanca, biotita, plagioclasa, anfíbol, granates, cloritoide, clorita y, excepcionalmente, fuera del área de la Hoja, distena.

Estas intercalaciones presentan en esta Hoja potencias de varias decenas de metros.

1.1.2.1.3. Gneises moscovíticos ξ m.

Existe un sólo afloramiento de escasa extensión y tan sólo unos metros de potencia. Aparecen en la parte alta de la serie metapelítica, sobre los micasquistos verdosos y bajo los mármoles. Se interpretan como ortogneis de composición riolítica (véase PUGA y FONTBOTE, 1.966).

Presentan cuarzo, ortoclasa (en parte perítica), plagioclasa, biotita, turmalina, epidota y granate.

Pueden correlacionarse con los que PUGA y DIAZ de FEDERICO (1.976) encuentran en la Unidad de Lanjarón (Hoja 1.042, Lanjarón), de $215 \pm$ m.a.

1.1.2.1.4. Mármoles con tremolita Δ x.

Son mármoles algo micáceos, blanco-amarillentos, con un bandeado grisáceo de intensidad variable. De unos pocos metros de potencia y escasamente representados. Contienen, además, algo de cuarzo y plagioclasa.

1.1.2.2. *Unidad de Laroles (Sabinas).*

1.1.2.2.1. Micasquistos epidóticos con turmalina ξ zt.

Son semejantes a los micasquistos feldespáticos con anfíbol de la Unidad de Mairena. Existe un sólo afloramiento, pequeño y de posición dudosa. Para su descripción nos remitimos a la Hoja de Aldeire.

1.2. MANTOS ALPUJARRIDES

1.2.1. Unidades del Manto de Lújar.

El Manto de Lújar aflora en varias ventanas tectónicas que son, de Oeste a Este: la ventana de Albuñol, la ventana del Cerrón-Cerro Álvarez, la ventana de Turón y la parte occidental de la Sierra de Gádor. Inmediatamente al N y NE de la esquina nororiental de la Hoja, reposa sobre el Complejo Nevado-Filábride; ésta es su posición habitual. Más hacia el Oeste, el Manto de Lújar desaparece y entonces es el de Cástaras el que se sitúa sobre el Complejo Nevado-Filábride.

JACQUIN (1.970) interpretó la parte occidental de la Sierra de Gádor como un manto superior (Manto de Gádor) al Manto de Lújar. ALDAYA y EWERT no comparten esta opinión por las siguientes razones:

- a) La sucesión estratigráfica en la Sierra de Gádor es idéntica a la de todos los restantes afloramientos del Manto de Lújar.
- b) Los yacimientos de fluorita y galena están en la misma posición estratigráfica y muestran los mismos tipos de mineralizaciones que en la Sierra de Lújar y en la ventana de Turón.
- c) La falta de metamorfismo de la secuencia carbonatada, tanto en la Sierra de Gádor como en todos los afloramientos del Manto de Lújar.
- d) El sistema de fallas normales de dirección N 160°E, levanta los bloques orientales y hace aflorar, hacia el E, la unidad tectónica más baja (Manto de Lújar).

Además existen razones de tipo tectónico regional que serán discutidas en el capítulo de Tectónica.

1.2.1.1. *Filitas y cuarcitas (P-T_{A1})*

Se trata de una formación muy homogénea, en la que alternan filitas muy poco recrystalizadas con bancos de cuarcitas algo micáceas. Estos bancos son de escaso espesor, de unos pocos centímetros a algo más de un decímetro. Se

intercalan, localmente, pequeños lechos de calizas lenticulares como, por ejemplo, en el Barranco de las Plomerías. (T_{A1}).

Las intercalaciones de calcoesquistos, si se exceptúa la parte superior de la formación, son menos abundantes que en las restantes formaciones de filitas y cuarcitas.

Predominan las coloraciones purpúreas y azuladas; en el sector en que se encuentra enclavada la mina Tolva (unos 5 km. al SW de Laujar de Andarax) aparece, a unos 10-20 m. de la base de la formación carbonatada, un tramo de una potencia superior a los 50 m., de filitas marrones de grano muy fino entre las que alternan algunos bancos de cuarcitas constituidas por gruesos granos de cuarzo.

El grado de recristalización es mucho menor que en las formaciones equivalentes de otros mantos, hasta el punto de que en muchos casos los granos de cuarzo muestran los contornos primitivos, con sólo una estrecha aureola de recrecimiento y se llegan a observar micas detríticas. Ambos rasgos no se observan nunca en las filitas de los restantes mantos. Los minerales que las componen son, pese a todo, los mismos: cuarzo, mica blanca, clorita, sericita, calcita, óxido de hierro y, esporádicamente, albita. Algunos cristales de biotita aparecen en relación con pequeñas fracturas rellenas de óxido de hierro, debido sin duda a acciones hidrotermales posteriores.

Se les atribuye una edad permotriásica.

Rocas volcánicas básicas (a⁴).

En esta formación se encuentran, esporádicamente, cuerpos de rocas volcánicas básicas, extraordinariamente alteradas y tectonizadas. Es imposible decidir si se trata de diques o filones-capa.

Su mineralogía es difícil de determinar, a causa del grado de alteración. Como minerales originales se reconocen con seguridad hornblenda y plagioclasa. Normalmente la hornblenda está alterada a clorita y, a veces, a biotita, y la plagioclasa a sericita que, en algunos casos, ha recristalizado dando lugar a mica blanca. Aparecen también cuarzo, epidota, óxidos de hierro, apatito y esfena.

Parecen haber sufrido acciones hidrotermales posteriores.

1.2.1.2. *Calizas y dolomías (T_{A2-3})*

La sucesión calizo-dolomítica del Manto de Lújar está compuesta en el área de esta Hoja, por cuatro formaciones carbonatadas que alcanzan, en conjunto, una potencia de unos 1.300 m.

1.2.1.2.1. Calcoesquistos con sericita (T_{A21-22})

Con esta formación empieza la sedimentación carbonatada. Mayormente son calcoesquistos y calizas margosas tableadas de color amarillento parduzco con intercalaciones de dolomías, margas y esquistos arcillosos verdosos, todavía con gran influencia terrígena. Las dolomías intercaladas son sobre todo dolomicritas gris claro y doloesparitas marrones con un contenido elevado en óxidos de hierro.

1.2.1.2.2. Dolomías (T_{A21-22D})

Las doloesparitas gris oscuro y negras con estructuras "franciscana" (Véase la descripción de la formación T_{A22}) que componen esta formación, afloran solamente en el área al Oeste de la barriada de Peñarrodada (Berja). Allí forman el afloramiento más bajo del Manto de Lújar. Como su facies es muy diferente de la facies de la formación T_{A21-22} se la interpreta, por el momento, como una facies excepcional dentro de la secuencia carbonatada basal del Manto de Lújar.

1.2.1.2.3. Dolomías con roca "franciscana". Calizas (T_{A22})

La formación T_{A22} está compuesta preferentemente por dolomías con algunas intercalaciones de calizas tableadas. Se pueden distinguir dos tramos principales. En el tramo inferior dominan dolomicritas gris claras y doloesparita de color gris a gris oscuro, de grano fino a medio. En algunos afloramientos se presentan estratificaciones gradadas y estructuras laminadas atribuidas a la actividad biológica de algas verdeazuladas.

Entre este tramo y el tramo superior está situado normalmente un nivel de calizas tableadas de color gris a amarillento según el contenido de margas.

El tramo superior es más oscuro y se compone de doloesparitas grises y negruzcas de grano medio a grueso con abundantes estructuras "franciscana". La "franciscana" presenta una alternancia de bandas doloesparíticas blancas con doloesparita gris y negra.

Según las observaciones tanto en el afloramiento como en láminas delgadas se puede imaginar la génesis de esta estructura como sigue: El sedimento original tenía inhomogeneidades en forma de estructuras laminadas ("algal structure"). En el curso de la diagénesis, durante la compactación y dolomitización del sedimento, tuvieron lugar los procesos de recristalización de dolomía y de crecimiento de doloesparita blanca, procesos que se localizaron en la parte superior de las láminas orgánicas. El resto de la roca sólo sufrió una recristalización y actualmente aparece como doloesparita gris o negruzca. Resulta

ta así una estructura geotopal cíclica que empieza en cada ciclo, en el muro, con doloesparita gris, sigue encima una banda de doloesparita negra y termina el ciclo con la doloespatita blanca. La doloespatita es el resultado de una cristalización centrípeta simétrica. El desarrollo de la espatita se efectuó simétricamente hacia el centro de las bandas blancas.

El tramo superior de la formación T_{A22} está mineralizado en una gran parte de sus afloramientos orientales y en la ventana de Turón. La facies mineralizada es algo más calcárea que la facies normal. Son calizas y margocalizas que se intercalan en la parte superior de la formación T_{A22} y que ya indican el cambio de facies hacia la formación T_{A31}.

Los minerales principales son: galena y fluorita. Como accesorios muestran: cinabrio, blenda, cerusita, azurita, malaquita, piritita y óxidos de hierro (véase 4.1.).

1.2.1.2.4. Calizas y margo-calizas con "slumping" (T_{A31})

La formación T_{A31} es la más inhomogénea del Manto de Lújar. Es una formación predominantemente calcárea pero existen en la parte inferior varios niveles dolomíticos, lenticulares y fusiformes que alcanzan potencias considerables y que contienen mineralizaciones de galena y fluorita.

El tramo inferior está caracterizado por margocalizas tableadas amarillentas y por calizas grises en bancos gruesos. Existe un horizonte con Terebrátulas, Lamelibranquiatas y Esferocoides, que sirve como nivel guía. Las intercalaciones dolomíticas que pueden alcanzar potencias de más de 50 m. muestran una facies que recuerda la de la parte superior de la formación T_{A22}. Son dolomicritas gris claras y, sobre todo, doloesparitas gris oscuras o negruzcas con estructuras laminadas, estratificación gradada y con estructuras "franciscana". Otra característica de este tramo es la presencia de pliegues de "slumping" y de brechas sedimentarias.

Las mineralizaciones ligadas a estos niveles dolomíticos son genéticamente comparables con las de la formación T_{A22}. Los yacimientos más importantes de esta formación están situados en la parte oriental de la Hoja y en el área de los Calares de Turón.

El tramo medio de la formación es más puro y presenta secuencias puramente calcáreas. Son calizas grises que contienen restos de fósiles indeterminables, Lamelibranquiatas, Gasterópodos y algas calcáreas. Además existen numerosas intercalaciones de margocalizas y de margas de color amarillento a rojizo. En la parte basal de este tramo se encuentran, esporádicamente, pliegues de "slumping" y brechificaciones de origen sedimentario, así como intercalaciones esporádicas de filitas.

El tramo superior de la formación T_{A31} no está apenas representado en el ámbito de esta Hoja.

1.2.1.2.5. Filitas (T_{A31}f)

En la formación T_{A31} se intercalan niveles de filitas de color rojizo o rosado, en ocasiones de tonalidades blanco grisáceas, de espesor variable desde unos milímetros a varios metros. A veces se intercalan cuarcitas micáceas blancas en bancos de varios centímetros a varios decímetros. En cuanto a mineralogía y grado de recristalización son muy semejantes a las filitas permo-triásicas.

1.2.2. Manto de Cástaras

El Manto de Cástaras aflora solamente hacia el Norte de la Hoja y se sitúa sobre el Complejo Nevado-Filábride o bien sobre el Manto de Lújar (en la parte oriental de la Hoja). Las correlaciones entre los afloramientos de los mantos de Lújar, Cástaras y Alcázar pueden resultar conflictivas en este sector; por ejemplo, OROZCO (1.972) atribuye al Manto de Alcázar los afloramientos de la unidad alpujárride más baja que, al Este del Río de Válor, se apoya sobre el Complejo de Sierra Nevada. En nuestra opinión, la sucesión de unidades tectónicas es clara en el área NW de la Hoja: allí se superponen al Manto de Cástaras, bien representado, unos retazos dispersos del Manto de Alcázar y, encima, una sucesión del Manto de Murtas que incluye una base muy delgada y tectonizada de micasquistos oscuros.

Hacia la esquina NE de la Hoja y el borde SE de la Hoja de Aldeire, la superposición es clara también: En la base aparece el Manto de Lújar, con una sucesión carbonatada potente que, en muchos casos, contacta directamente sobre los materiales del Manto del Mulhacén, sin la formación basal de filitas y cuarcitas. Sobre él se sitúa una unidad que para nosotros pertenece al Manto de Cástaras y para OROZCO, como hemos dicho, al de Alcázar. Y como unidad más alta se encuentra el Manto de Murtas, con una potente base de esquistos paleozoicos. El problema de correlación se plantea únicamente con la atribución de esta segunda unidad, bien al Manto de Cástaras, bien al de Alcázar (la atribución al Manto de Lújar de la unidad más baja en la esquina NE de la Hoja no plantea ningún problema).

Para nosotros, existen varios argumentos en favor de la atribución de esta unidad al Manto de Cástaras:

- Existe continuidad formal a ambos lados del Río Válor.
- Las calizas y dolomías contienen algunos niveles muy ferruginosos cerca de la base.
- Se encuentran niveles de dolomía silíceas masiva, de la misma naturaleza que los existentes al W de las Minas del Conjuero (Hoja de Lanjarón) y que hasta ahora no se han encontrado en ningún otro manto.

- Entre la secuencia carbonatada y las filitas y cuarcitas se intercalan importantes lentejones de yeso. Es claro que no es un argumento definitivo pues este hecho puede ocurrir en cualquier alpujárride. Pero es justamente en el área de esta Hoja donde el Manto de Cástaras presenta las masas más importantes de yeso en esta misma posición (río de Mecina Bombarón, por ejemplo).
- Las filitas y cuarcitas son especialmente rojizas, púrpuras y violáceas, en las proximidades de su contacto con la secuencia carbonatada.

1.2.2.1. *Filitas y cuarcitas. Localmente yeso y calcoesquistos. P-T_{A1} f γ*

Es una formación prácticamente continua cuyos cambios de espesor, sin duda importantes, son menores que los que experimenta esta misma formación en los restantes mantos.

Se compone de filitas muy satinadas y cuarcitas más o menos micáceas; en ningún punto se han encontrado cuarcitas puras.

Los minerales que componen estas rocas son: cuarzo, moscovita, paragonita, clorita, albita, calcita y óxidos de hierro. A unas decenas de metros del contacto con la formación carbonatada puede aparecer cloritoide. Puede encontrarse algún cristal de biotita tardía, desorientada, crecido sobre la S₂; en ningún caso formando parte de las asociaciones minerales relacionadas con las dos primeras esquistosidades. El tamaño de grano es en general, menor que en los mantos de Alcázar y Murtas, y mayor que en el Manto de Lújar.

Esporádicamente se intercalan niveles de calcoesquistos amarillentos y algún lentejón de yeso primario. El yeso es especialmente abundante entre esta formación y la sucesión carbonatada superior. El afloramiento situado frente a Mecina Bombarón incluye varias masas de rocas volcánicas básicas, de tamaño métrico, muy tectonizadas.

Los colores dominantes son azulados, pero son frecuentes coloraciones rojizas, violáceas, púrpuras, más frecuentes que en los mantos de Alcázar y Murtas, sobre todo hacia la parte alta de la formación.

Se le atribuye una edad permotriásica.

1.2.2.2. *Calizas y dolomías. Calcoesquistos con sericita. T_{A2-3C}*

Las filitas y cuarcitas permotriásicas, hacia el techo, van admitiendo cantidades progresivamente crecientes de material carbonatado, pasan al alternancia de filitas y calcoesquistos y a un paquete de potencia variable de calcoesquistos amarillos, con películas de filitas entre ellos. Estos calcoesquistos, de espesor comprendido entre unos milímetros y algo más de un centímetro, están compuestos por material calizo en el que abundan granos de cuarzo y pequeños cristales de mica blanca, clorita y sericita; se intercalan también nive-

les de margocalizas tableadas, también de muy poco espesor; contienen, en algunos afloramientos, restos fósiles indeterminables.

Gradualmente se pasa a las calizas y dolomías superiores.

Esta transición ocurre en todos los mantos, pero suele estar perturbada por el despegue que se ha localizado entre las secuencias carbonatadas y las filitas, causa de la diferencia de competencia entre ambos tipos de materiales, durante la tectónica de corrimiento.

Los tramos basales, se componen mayormente de calizas grises y gris oscuro bien estratificadas que muestran por regla general una recristalización notable, con aspecto marmóreo. Intercalaciones milimétricas de yeso primario se asocian, cerca de la base, a delgados bancos de dolomías negras.

Sobre ellos la secuencia consta de calizas grises, a veces bandeadas, bien recristalizadas, con intercalaciones dolomíticas.

Las intercalaciones dolomíticas se encuentran en formas lenticulares o fusiformes. Son doloesparitas grises y dolomías marrones en parte dedolomitizadas.

Se han localizado, en algunos puntos, bancos de varios metros de espesor de dolomías masivas silíceas, de color gris. Por comparación litológica, este conjunto se atribuye al Trías medio y superior.

1.2.3. Manto de Alcázar

Es el más discontinuo de los Alpujárrides de esta región y el que muestra mayores variaciones de espesor. Descansa, bien sobre el Manto de Lújar, bien sobre el de Cástaras, en el área más septentrional de la Hoja. Falta en numerosos sectores, y en tales casos es el de Murtas el que se apoya sobre los anteriores. La secuencia carbonatada es especialmente discontinua.

1.2.3.1. *Filitas y cuarcitas. Calcoesquistos. Localmente yeso. (P-T_{A1f})*

Esta formación se compone de una sucesión de filitas azuladas y grisáceas que alternan con niveles centimétricos a decimétricos de cuarcitas más o menos micáceas, nunca cuarcitas puras. Su color en el paisaje es azulado. Hacia la parte superior las tonalidades son más rojizas, púrpuras o violáceas, o verdosas, aunque estos materiales coloreados no son tan abundantes como en los mantos de Lújar o Cástaras.

Aparecen también lentejones de yeso primario y calcoesquistos amarillos, éstos últimos más frecuentes que en los restantes mantos. Son calcoesquistos bien recristalizados, amarillos, con cuarzo, mica blanca y clorita, que aparecen esporádicamente en cualquier punto de la serie pero que son más abundantes cerca de la parte superior.

Los minerales que aparecen son los mismos que los descritos para la for-

mación equivalente del Manto de Cástaras; la única diferencia puede estribar en que aquí el grado de recristalización es algo mayor.

Esta formación puede atribuirse al Permotriás.

1.2.3.2. *Dolomías y calizas recristalizadas. En la base dolomías yesíferas.* (T_{A2-3} Δ)

La formación permotriásica del Manto de Alcázar pasa a la sucesión calizo-dolomítica por medio de una facies yesífera-carbonatada bien representada en varios afloramientos en la zona de Benínar y en la Rambla de Turón, o bien por medio de calcoesquistos amarillos en una transición del tipo de la descrita para el Manto de Cástaras. Aunque este desarrollo de facies indica una transición estratigráfica normal se observa en el campo una profunda trituración del tramo basal de la formación T_{A2-3} Δ que testifica traslaciones en el contacto de las formaciones metapelíticas y las formaciones carbonatadas.

La sucesión calizo-dolomítica del Manto de Alcázar es la menos potente de todas las equivalentes de los Mantos Alpujárrides, si se exceptúa el Manto de Adra.

El tramo inferior está compuesto por dolomías pardas, yesíferas con intercalaciones de filitas y calcoesquistos con sericita de color amarillento. Las dolomías yesíferas muestran con frecuencia estructuras vacuolares que provienen de la disolución del yeso.

Encima de este tramo inferior se encuentran dolomías y calizas bastante recristalizadas. No ha sido posible establecer una columna válida para todos los afloramientos de esta sucesión, dada la escasa potencia y la discontinuidad de los afloramientos.

Por semejanza de facies, se le atribuye una edad Triásico medio y superior.

1.2.4. **Manto de Murtas**

Es el único alpujárride que en esta región muestra su serie completa, si bien con importantes laminaciones y variaciones de espesor de origen tectónico. En su posición normal se encuentra situado sobre el Manto de Alcázar pero, cuando éste falta, lo hace sobre los de Lújar o Cástaras. Es un manto bastante potente y continuo.

1.2.4.1. *Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita. Micasquistos granatíferos en la base, localmente estauroлита. CA-P*

Bajo este signo se han agrupado dos formaciones que no han sido separa-

das en cartografía:

a) *Formación de esquistos grafitosos con granates y estaurolita.*

Constituye la base del manto. En muchos sectores esta formación se reduce de espesor por laminación, o bien falta completamente porque la superficie de corrimiento sobre la que se ha deslizado este manto se ha situado a un nivel muy alto, superior al que el techo de esta formación ocupaba en la secuencia anterior a los corrimientos.

Está compuesta por una monótona sucesión de micasquistos grafitosos con granate, que en los niveles más bajos contienen también estaurolita; en ella se intercalan esquistos cuarzosos y caurcitas micáceas, en niveles de uno a varios decímetros de espesor, localmente algo más. En general, la formación es bastante homogénea y predominan los micasquistos sobre los demás tipos de rocas. Con cierta frecuencia se observan la andalucita y la biotita post-S₂ de mayor tamaño que los restantes minerales y sin orientación preferente.

Estos materiales son de colores muy oscuros, negruzcos; en el paisaje dan un típico relieve suave, redondeado y alomado, con tonalidades marrones oscuras y rojizas.

Los minerales que componen estas rocas son: cuarzo, mica blanca, biotita, clorita (muy frecuentemente penninita), oligoclasa, granate (almandino-espessartita), estaurolita, andalucita, óxidos de hierro y grafito. En pequeña proporción aparecen cloritoide y epidota. Son rocas muy recristalizadas.

En esta formación se ha encontrado una intercalación de gneis, en la carretera de Murtas a Turón. Sus componentes fundamentales son cuarzo, albита, moscovita y, en menor cantidad, biotita, granate y óxido de hierro. Parte de la plagioclasa se dispone en ojos, dentro de las bandas cuarzofeldespáticas; los ojos han crecido sobre granos de cuarzo. También los granates constituyen aureolas alrededor de granos de cuarzo. No hay ningún criterio que permita pensar en un origen orto.

No ha aparecido estaurolita en ninguna de las muestras, pero existe, en áreas muy próximas, en los términos más bajos de esta formación. Concretamente se ha encontrado este mineral en muestras tomadas a unas pocas decenas de metros del borde occidental de la Hoja, en la esquina SE de la vecina Hoja 1.042 (Lanjarón), inmediatamente al Norte de la parte más oriental de la ventana tectónica de Albuñol; su existencia en esta Hoja es, pues, segura. Pero es probable que sea el único lugar donde aparece estaurolita.

Se puede admitir una edad paleozoica para esta formación.

b) *Formación de cuarcitas y esquistos con biotita.*

Se sitúa sobre la anterior en contacto normal, sin que se advierta ninguna

discontinuidad estratigráfica ni salto de metamorfismo. No obstante, el paso de una a otra es bastante rápido. Además, con mucha frecuencia este contacto es mecánico, pues la diferencia de competencia entre ambas formaciones, si bien no tan acusada como la que existe entre las filitas y las formaciones carbonatadas, es suficiente para que se hayan producido movimientos diferenciales.

En general es más cuarcítica que la anterior. Se compone de una sucesión alternante de esquistos, cuarzoesquistos y cuarcitas micáceas; los micasquistos no son tan abundantes como en la formación anterior; no se han encontrado cuarcitas puras.

Estas rocas son de colores generalmente claros, grises, marrones incluso algo rosados, y en el paisaje dan también tonalidades más claras.

Los minerales que las componen son: cuarzo, mica blanca, clorita (en muchos casos penninita), biotita, albita, oligoclasa (post-S₂), cloritoide, andalucita, óxidos de hierro y, en mucha menor proporción, epidotas (pistacita y clinzoisita), calcita y grafito. El grado de recristalización es intermedio entre el de la formación anterior y la de filitas y cuarcitas.

La edad es, verosímilmente, paleozoica.

1.2.4.2. *Cuarcitas y filitas. Calcoesquistos, localmente yeso. P-T_{A1} ξ m*

La formación de cuarcitas y esquistos con biotita, hacia arriba, pasa gradualmente a la de cuarcitas y filitas. El material se hace menos cuarcítico al tiempo que aparecen las tonalidades azuladas características de esta formación.

La formación, de espesor muy variable, se compone de filitas con las que alternan cuarcitas más o menos micáceas, algunos calcoesquistos amarillos y algún lentejón de yeso primario.

Los minerales que se encuentran son los mismos que en las formaciones equivalentes de los mantos ya descritos.

También dominan las tonalidades azuladas y, en menor proporción, verdosas, rojizas, o violáceas, éstas últimas más abundantes hacia la parte superior.

El color en el paisaje es azulado-grisáceo, con zonas rojizas debidas a alteración.

Se admite también su edad permotriásica.

1.2.4.3. *Mármoles calizos y dolomíticos. Mármoles bandeados. Calcoesquistos en la base. (T_{A2-3} Δ D)*

La transición de la formación anterior a la sucesión calizo-dolomítica presenta las mismas características que en los mantos descritos anteriormente.

La sucesión calizo-dolomítica del Manto de Murtas tiene su mejor representación en el corte de su "Locus typicus": el "Cerrajón de Murtas". Este corte aunque no presenta la potencia máxima, está poco tectonizado y es por ello más representativo que otros.

Empieza en el muro con unos metros de calizas recristalizadas y dolomías sacaroideas coloreadas. La serie continúa con un tramo dolomítico, en el cual se presentan principalmente dolomicritas grises con bancos intercalados de doloesparita gris oscura y negruzca. Este tramo contiene algunas brechas sedimentarias de poca potencia.

En el siguiente tramo predominan calizas grises oscuras con intercalaciones de dolomías marrones, ricas en óxidos de hierro. Además se encuentran calcoesquistos sericíticos con trazas de azurita y malaquita. Este tramo está caracterizado por brechificaciones sinsedimentarias, pliegues de "slumping" y fenómenos kársticos a pequeña escala.

El tramo superior de la serie está compuesto por doloesparitas oscuras en alternancia con dolomías sacaroideas de color gris claro. Los bancos de dolomías sacaroideas muestran algunas estructuras "franciscana".

Por correlación litológica se admite que corresponde al Triásico medio-superior.

1.2.5. Manto de Adra

Está representado por unos pocos y reducidos "klippes" que se sitúan sobre las calizas y dolomías del Manto de Murtas. Las formaciones que los componen están muy tectonizadas y adelgazadas. Los más completos constan de una base paleozoica coronada por un delgado caparazón de mármoles. Entre ambos se encuentran, en uno de los "klippes", unos delgados niveles de areniscas rojas muy poco recristalizadas, una facies que recuerda a las areniscas permotriásicas maláguides o bien a las que en posición semejante se encuentran en los "klippes" del Manto de Murtas del Este de la Sierra de Gádor (Manto de Félix de JACQUIN, 1.970). Esto lleva a dudar de la atribución al Manto de Adra de los caparazones de mármoles aludidos más arriba.

1.2.5.1. *Esquistos grafitosos con granate. Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita. (CAP-T)*

Se incluyen aquí dos formaciones equivalentes a las que constituyen la base paleozoica del Manto de Murtas. Ambas están bien desarrolladas más al Sur (Hojas de Adra y Albuñol), en la región próxima a la costa. Los afloramientos de esta Hoja no pueden considerarse representativos.

La formación más baja, de esquistos grafitosos con granate, debe carecer de los términos más bajos, pues no se ha encontrado estauroлита en ninguno de

los "klippes". Está constituida por micasquistos grafitosos con intercalaciones más cuarcíticas. Los minerales que la componen son: cuarzo, mica blanca, biotita, granate, plagioclasa, clorita (en parte penninita), óxidos de hierro y grafito.

La formación más alta carece de los términos superiores, al igual que falta la formación de filitas y cuarcitas. En alguno de los "klippes" falta toda la formación. Se compone de cuarzoquistos y esquistos biotíticos, con intercalaciones de cuarcitas micáceas. Los minerales que la componen son: cuarzo, mica blanca, biotita, clorita (en parte penninita) y óxidos de hierro, con cantidades menores de grafito, plagioclasa, cloritoide y pistacita.

Ambas formaciones pueden atribuirse al Paleozoico.

1.2.5.2. *Mármoles calizo-dolomíticos.* Δ^4

La formación calizo-dolomítica del Manto de Adra, de la que se conservan muy pocos y reducidos afloramientos, se sitúa sobre los micasquistos paleozoicos sin que queden restos de las filitas y cuarcitas; incluso llegan a reposar directamente sobre los micasquistos grafitosos con granate, de modo que habría que admitir una reducción tectónica considerable que pudo afectar también a la formación calizo-dolomítica. Se compone de mármoles dolomíticos y mármoles calizos muy triturados, recristalizados con una potencia máxima de unos 20 m.

1.2.6. **Los materiales alpujárrides de la zona de escamas.**

Cerca del borde septentrional de la Hoja se dispone una estrecha zona muy tectonizada, en dirección aproximada Este-Oeste. Las escamas, delimitadas por fallas subparalelas y en general con fuerte buzamiento, delimitan a modo de tajadas de materiales alpujárrides y terciarios. Es probable que este tipo de tectónica afecte también al Complejo de Sierra Nevada, pero este punto no está aún aclarado.

Los materiales alpujárrides afectados por estas fallas pueden, en unos casos, ser asignados a un manto determinado. En tal caso se ha preferido conservar el color y la sigla del manto de que se trate. Pero en otros muchos casos no es posible saber a qué manto pertenecieron antes de ser afectados por estas fallas. En este segundo caso se les describe como "Materiales de la zona de escamas", con un color y una sigla diferentes de las que se han empleado en los mantos. Conviene advertir que son los materiales más tectonizados y triturados de toda la región y las separaciones o distinciones entre ellos no siempre son posibles.

Téngase en cuenta, además, que las fallas que delimitan las escamas han cortado oblicuamente a la pila de mantos, de modo que una escama puede

constar de "trozos" de varias unidades tectónicas. Por ello, si en una escama se encuentra una sucesión micasquistos-filitas o filitas-mármoles, no quiere decir que ambos tipos de materiales ocupen ahora la misma posición mutua que antes de la tectónica de escamas. Es decir, aunque esté dibujado en el mapa como normal, un contacto micasquistos-filitas puede no ser un contacto normal; probablemente será también tectónico. Los materiales que se representan en la leyenda no constituyen una columna estratigráfica. No es posible la representación a escala 1:50.000; se ha intentado una representación lo más aproximada posible. A este respecto se han distinguido los términos siguientes:

1.2.6.1. *Micasquistos y filitas indiferenciados, tectónicamente intercalados o mezclados.* CA-TA

En muchos puntos ambos tipos de materiales aparecen imbricados en forma de láminas alternantes sin apenas continuidad lateral o bien mezclados de un modo aparentemente caótico. También ocurre que una masa de filitas presenta intercalaciones tectónicas de micasquistos, de poca potencia y escasa extensión, o viceversa.

1.2.6.2. *Micasquistos y cuarcitas.* CA-P

Están representadas las dos formaciones que constituyen el paleozoico alpujárride. Pueden proceder del Manto de Murtas o del de Adra pero, como éste último queda siempre confinado a la región meridional, parece más verosímil su atribución al primero.

En los micasquistos grafitosos con granate no se ha encontrado estauroлита. Los granates están muy alterados y en varias muestras se observa que la biotita ha desaparecido completamente sin que haya tampoco clorita; en estos casos queda, invariablemente, una gran cantidad de óxidos de hierro y la única mica visible es la mica blanca. No se ha encontrado hasta ahora, en otros puntos de la región, un efecto de retrometamorfismo tan intenso.

1.2.6.3. *Filitas y cuarcitas.* P-T_A

Las filitas son también similares a las de otros mantos. Pueden pertenecer a cualquiera de los mantos de este sector, pues todos ellos las contienen.

En algunos casos son muy cloríticas, con tonalidades verdosas, y contienen pequeños restos de un anfíbol indeterminable. Están también muy alteradas y trituradas.

Su litología es igual a la de las filitas permotriásicas.

1.2.6.4. Calizas y dolomías recristalizadas. ΔM

Sólo quedan algunos pequeños retazos de mármoles muy recristalizados, que se encuentran, bien sobre filitas (al Sur de El Golco), bien sobre micasquistos con biotita (NE de Cádiar).

Su atribución al Trías medio-superior no ofrece garantía. También podrían tratarse, al menos en algún caso, de intercalaciones en otros términos de la serie.

1.3. MALAGUIDES (H-T_G).

Grauvacas, pizarras, calizas, dolomías, pudingas, areniscas y arcillas rojas.

Los materiales maláguides están representados en esta Hoja en varios "klippes" de escasa extensión, en gran parte recubiertos por los sedimentos neógenos. Dentro de ellos, los más importantes aparecen en los Llanos de Chirán, el Pago del Barranco de los Caballos, y entre Cherín y Alcolea, debajo de los sedimentos neógenos y cuaternarios.

Muchos de estos afloramientos han sido descritos con detalle por JACQUIN (1.970). Nosotros hemos localizado algunos nuevos, en los alrededores de Hirmes, en el Campillo, al Sur del Pago y al Este y Oeste de Alcolea. En todos los casos estos "klippes" descansan sobre materiales del Manto de Alcázar, o del Manto de Murtas.

Los afloramientos que representan una serie más completa, suelen estar constituidos por:

- En la base, en contacto tectónico sobre los alpujárrides, existe una secuencia paleozoica, con materiales vulcano-sedimentarios, en la que se localizan intercalaciones detríticas, más o menos groseras, con pequeños fragmentos de roca eruptiva con estructura microdolerítica, calizas y dolomías negras, grauvacas, pizarras, areniscas grises, etc.
- En la parte alta un Permo-Triásico, con pudingas con cemento arenoso rojizo, así como areniscas rojas y arcillas con algo de yeso. A veces, en la parte alta, dolomías.

La parte superior rojiza, le confiere a estos afloramientos un aspecto rojizo muy destacable en el paisaje. Parecen faltar aquí sedimentos jurásicos, cretácicos, eocenos y hasta oligomiocenos, que se encuentran en otras localidades (Vélez Rubio, Sierra Cabrera, etc.).

Su procedencia, es discutible. Uno de nosotros (J. BAENA), que ha estudiado la zona de Vélez-Blanco al N de la provincia de Almería, se inclina por un origen septentrional.

1.4. EL METAMORFISMO

1.4.1. Complejo Nevado-Filábride

En el área de esta Hoja, el Complejo Nevado-Filábride ocupa una extensión muy reducida. Además, en las muestras tomadas no han aparecido los minerales que en áreas vecinas (Hoja 1.042, Lanjarón, p. ej.) han permitido establecer acontecimientos prealpínicos, como son las andalucitas de metamorfismo de contacto en relación con un antiguo granitoide, o los cloritoides con inclusiones de una esquistosidad anterior a la S_1 alpídica.

Por otra parte, tampoco se han encontrado los minerales que, en relación con la primera fase alpídica, permiten determinar la facies de "esquistos verdes con glaucofana". A. Díaz de Federico (1) (com. oral) ha comprobado que las rocas próximas de la vecina Hoja (Aldeire) son también poco explícitas en estos aspectos. En estas condiciones no parece aconsejable extenderse sobre el desarrollo del metamorfismo nevado-filábride en esta Hoja. Preferimos remitir al lector a las memorias de las Hojas 1.042 (Lanjarón), 1.027 (Güéjar-Sierra), 1.028 (Aldeire), etc. Por lo que se refiere a las láminas estudiadas, el esquema parece semejante al que damos a continuación para los alpujárrides, pero esta afirmación puede resultar gratuita ya que, como decimos, faltan muchos elementos de juicio.

1.4.2. Mantos Alpujárrides

Los primeros minerales de metamorfismo que se han formado en los materiales alpujárrides de este área son los que marcan la primera esquistosidad, S_1 . Como quiera que esta esquistosidad afecta a toda la sucesión alpujárride, su atribución al ciclo alpídico es indudable; es una esquistosidad de flujo, penetrativa a escala microscópica. Está crenulada, incluso a veces borrada, por la segunda esquistosidad, S_2 , también de flujo, muy penetrativa, con neoformación generalizada de minerales y que asimismo afecta a toda la sucesión. No se ha encontrado nada que permita pensar en metamorfismo o deformación prealpínicos.

Como dijimos al tratar de los micasquistos paleozoicos del Manto de Mur-tas, los micasquistos con granate y estaurrolita afloran tan sólo en la esquina SW de la Hoja; los micasquistos con granate se extienden algo más, pero hacia el E y SE van desapareciendo progresivamente, e incluso también las cuarcitas y esquistos con biotita. También dijimos que los materiales paleozoicos del Manto de Adra están muy poco representados en este área. Todo ello hace que la información disponible sobre relaciones metamorfismo-deformación

(1) Departamento de Petrología. Universidad de Granada.

sea menor que en áreas próximas situadas más al Oeste. Pero los hechos observados en esta Hoja coinciden con los de las vecinas Hojas 1.042 (Lanjarón), 1.056 (Albuñol) y 1.057 (Adra), por lo que se pueden extender hasta aquí e incorporar a esta memoria los procesos que la observación de las láminas de estas cuatro Hojas ha puesto de manifiesto.

Además, se incluyen datos de uno de nosotros (F. ALDAYA), anteriores y posteriores a la realización de esta Hoja.

El esquema de evolución del metamorfismo y la deformación es el mismo para todos los mantos que afloran en esta Hoja, por lo que referimos la descripción a un "alpujárride tipo", del que muy bien pudiera ser una ejemplificación el Manto de Murtas, ya que es el único que en esta región presenta todos los términos de la sucesión alpujárride.

Empezaremos la descripción por la más baja de las formaciones, la que hemos denominado formación de micasquistos grafitosos con granate y estaurolita. La primera esquistosidad, S_1 , está determinada por la disposición paralela de mica blanca, biotita, óxido de hierro y, en muchos puntos, grafito. No hay indicios de que el proceso térmico haya empezado antes del inicio de la deformación que ha originado la S_1 ; los óxidos de hierro configuran ya esta esquistosidad antes de que empiecen a cristalizar otros minerales también sin- S_1 pero de mayor temperatura, como granate y más tarde, estaurolita.

La plagioclasa, casi siempre sin maclas, se forma también al principio del proceso, en granos informes, alargados, paralelos a la esquistosidad o, con mucha menos frecuencia, en granos con textura rotacional.

Todos estos minerales, así como el cuarzo, han debido de sufrir disoluciones y recristalizaciones a lo largo de todo el proceso.

El granate empieza a cristalizar en esta fase, frecuentemente con textura rotacional. La mayor parte de los granates parecen ser sin-fase 1, aunque no cesan de formarse hasta incluso después de la fase 2; no llegan a la última subida de temperatura, netamente post-fase 2.

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

Puede que se haya formado cloritoide en esta fase, al menos en los niveles más altos de esta formación, o en niveles bajos con anterioridad a la formación de estaurolita. Pero no es posible concluir nada en este sentido.

Terminada la fase 1, la cristalización de los minerales antes citados prosigue, (no se han detectado procesos de retrometamorfismo intercinemáticos). Aparecen ahora texturas helicíticas en el interior de cristales de granate, estaurolita y plagioclasa que, por otra parte, son claramente pre- S_2 . En alguna lámina aparecen agregados de pequeños cristales de biotita, muy desorienta-

dos, que han crecido sobre lechos ricos en biotita determinados por S_1 , y que están claramente cortados por la S_2 . Se interpretan como cristales intercinemáticos. También cristaliza cloritoide, en general con hábito prismático.

Los mismos minerales siguen creciendo desde el inicio de la fase 2. Aparecen algunos cristales de granate y estaurolita con textura rotacional en esta fase aunque son poco frecuentes, sobre todo el primero. Numerosos cristales de micas recrystalizan en las superficies de S_2 y en charnelas de pliegues isoclinales formados durante esta fase.

Otros cristales de plagioclasa y estaurolita crecen sobre pliegues de fase 2 muy suaves, apenas iniciados, que quedan englobados dentro, dando texturas helicíticas. Fuera de dichos cristales, los pliegues han seguido evolucionando hasta llegar a ser isoclinales. Finalmente, han sido rodeados por la S_2 que dibuja, alrededor de ellos, estructuras de aplastamiento ("flattening").

Los fenómenos de disolución bajo presión son muy patentes en esta fase, sobre todo en los flancos de los micropliegues, con depósitos de óxido de hierro en las superficies de S_2 . Algunos granates sin- S_1 aparecen parcialmente disueltos y flanqueados por superficies de S_2 teñidas de óxido de hierro. La acción de la disolución aparece controlada por la naturaleza litológica de los lechos y a este respecto hay fuertes diferencias a escala microscópica.

Como minerales tardicinemáticos aparecen estaurolita, granate y, en los niveles más profundos, inicia su cristalización, en algún punto, la andalucita. Son minerales post- S_2 , pero sincinemáticos con un último aplastamiento debido a esta fase. En las sombras de presión que se forman sobre los porfiroblastos cristalizan cuarzo, mica blanca y biotita.

Como minerales netamente posteriores al aplastamiento de la S_2 aparecen aureolas externas de algunos granates que iniciaron su crecimiento en momentos anteriores, y estaurolita, plagioclasa, andalucita y biotita, así como algún cloritoide. En este momento tiene lugar el máximo desarrollo de la andalucita que se asocia con biotita rojiza, plagioclasa, estaurolita, cuarzo y mica blanca.

Desde aquí en adelante baja la temperatura y aparecen fenómenos de retro metamorfismo. La biotita pasa a moscovita y penninita. Es un hecho general que se penninitiza con más facilidad la biotita más tardía. El granate se cloritiza. La andalucita y la estaurolita se alternan muy poco. La plagioclasa aparece algo sericitizada.

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

En definitiva, el metamorfismo aparece como un fenómeno continuo en

el que no se intercalan épocas de descenso de temperatura.

Dentro de este proceso térmico continuo, se intercalan dos fases de deformación: las que dan lugar a las dos esquistosidades de flujo, S_1 y S_2 . La fase de deformación que da lugar a micropliegues y a la S_3 es ya post-metamórfica, aunque fuera del ámbito de esta Hoja, en algunos puntos muy aislados y dentro de las zonas más bajas de algunas unidades, parece que la neoformación de minerales pudo prolongarse algo más en el tiempo. Al Norte de Sierra Nevada los materiales alpujárrides de las unidades más afectadas por el metamorfismo (Manto de la Plata, por ejemplo) muestran recristalizaciones sin o post- S_3 como hecho generalizado (NAVARRO-VILA, 1.976). Este autor ha puesto de manifiesto (op. cit.) un tipo de evolución similar en el área mencionada. Véanse también, a este respecto, las Hojas 1.055 (Motril) y 1.054 (Vélez-Málaga).

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

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

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

En la formación de filitas y cuarcitas permotriásicas, la asociación sin- S_1 y sin- S_2 es: cuarzo, albita, mica blanca, (moscovita y paragonita), clorita, calcita y cloritoide. Este último no llega a la parte más alta, pues comienza a encontrarse a unas decenas de metros de las calizas y dolomías triásicas.

En la última parte del proceso cristalizan algunas micas blancas y algunas biotitas, desorientadas y en muy escasa cantidad. Es notable que se ha encontrado algún cristal de esta última biotita inmediatamente debajo de la formación de calizas y dolomías.

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

En el Manto de Lújar, como ya hemos dicho, el grado de recristalización

es mucho menor e incluso llegan a reconocer ciertos elementos detríticos, pero los minerales son los mismos, salvo el cloritoide y la biotita tardía, que no se han encontrado en este manto.

En las formaciones carbonatadas del Trías medio y superior se ha producido una recristalización, en algunos puntos intensa, con formación de mármoles. Pero no han llegado a formarse minerales de metamorfismo si no es algunos pequeños cristales, muy esporádicos, de mica blanca.

En el Manto de Lújar, la recristalización de las formaciones carbonatadas es nula o casi imperceptible, sobre todo hacia la parte superior; en general no se puede hablar de metamorfismo para la mayor parte de estas rocas.

Es importante resaltar que las series de los Mantos Alpujárrides están metamorfizadas hasta la parte más alta, al igual que ocurre con los materiales del Complejo Nevado-Filábride. La única excepción sería el Manto de Lújar.

El metamorfismo, como hemos dicho, es un proceso continuo en el tiempo pero los minerales de metamorfismo aparecen de un modo progresivamente más discontinuo en el espacio conforme avanza el proceso. Los minerales asociados a la S_1 constituyen la trama de todas las rocas; los minerales asociados a la S_2 , esquistosidad que localmente puede ser menos penetrativa, aún siendo la más visible sobre el terreno, pueden faltar o escasear localmente; y los minerales post- S_2 se encuentran diseminados, pudiendo faltar en dominios relativamente amplios.

Filonas de cuarzo

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

Se componen mayoritariamente de cuarzo. Con frecuencia asocian algo de albita y, en mucha menor cantidad, óxidos de hierro, clorita, mica blanca, calcita y epidota. Los que encajan en la formación de micasquistos con granate y estauroлита pueden contener algo de biotita.

1.5. NEOGENO Y CUATERNARIO

Estas formaciones se distribuyen principalmente en la alargada cuenca que va desde Cádiar, al W, hasta Laujar de Andarax, al Este. Los sedimentos miocenos en facies marinas muy detríticas ocupan también algunas zonas al N de Berja, de Hirmes, y a ambas vertientes del río de Darrícal.

Hemos distinguido dentro del Terciario varias facies o "formaciones",

que por sus características paleogeográficas, litológicas o estratigráficas deben describirse aparte, estas son:

- Formación conglomerática continental de base T_{11}^{Bc} cg.
- Formación detrítica marina infralitoral o litoral del Tortonense.
- Formación margosa o margo-arenosa "profunda" del Tortonense.
- Formación detrítico-margosa de carácter regresivo del Mioceno más superior, posiblemente Andaluciense, que lateralmente pasa a la:
- Formación continental (deltaica, fluvial, etc.) del Mioceno superior (Messiniense).
- Y por último una formación continental (de tipo torrencial) de posible edad Plio-Cuaternaria, que es discordante sobre todas las anteriores.

Estas dos últimas formaciones de tipo continental presentan una litología parecida, y a veces son difíciles de distinguir. Ha ayudado a esta distinción el hecho de que mientras la segunda formación es prácticamente horizontal, la primera o messiniense buza mucho, sobre todo en el borde septentrional de la cuenca. Además la formación plio-cuaternaria fosiliza algunas de las fallas que afectan claramente a la miocena.

1.5.1. Formación conglomerática continental de base. (T_{11}^{Bc} cg)

Está representada sólo en algunos puntos de la región Nort-oriental y apoyándose sobre los materiales alpujárrides. Hacia el Oeste, es difícil precisar su límite, ya que entonces toda la serie se hace conglomerática.

Está constituida fundamentalmente por cantos de materiales del Nevado-Filábride (cuarzo, cuarcitas, gneises con turmalina, micasquistos grafitosos, etc.). El diámetro de los cantos es variable, y presentan una deficiente clasificación. La matriz es arcillo-arenosa, muy rica en mica, de colores rojizos, que le dan a esta formación su tonalidad característica.

El tamaño medio de los cantos disminuye de muro a techo de la formación, donde son ya frecuentes niveles de microconglomerado. La estratificación es grosera en su parte basal, haciéndose más regular hacia arriba.

Su potencia es variable, y se sitúan en el borde de la cuenca, al pie de las estribaciones meridionales de Sierra Nevada.

1.5.2. Formación detrítica marina ("infralitoral o litoral"). (T_{11}^{Bc} c)

Puede que parcialmente, y sobre todo en su base, corresponda lateralmente a la formación continental anteriormente descrita, aunque en su mayor parte, se trata de la formación del Tortonense marino depositada sobre los lito-

rales y bajos fondos que existían en la Sierra de Gádor, que debía corresponder a un modesto relieve, con algunas zonas emergidas, más acusado al Oeste del río Grande de Adra.

Al Norte de Berja, y en el sinclinal de dirección NW-SE de Los Almagreiros-Castala, esta formación está constituida por pudingas, calizas arenosas y margas arenosas, a veces con algo de yeso.

Los conglomerados están generalmente constituidos por cantos de dolomías y calizas del Manto de Murtas. Cuando se apoyan en los retazos de Málagaide aquí existentes, contienen sobre todo areniscas y grauvacas, que le dan un aspecto rojizo, muy semejante al que presenta la formación de base. La presencia de *Clypeaster*, o de calizas con Algas y Briozoos permiten asegurar que se trata de la base de esta formación miocena.

Las margas arenosas, en las que además de algo de yeso abundan el cuarzo y los fragmentos de rocas metamórficas, contienen una microfauna con: Nonion, Bulimina, Uvigerina, Globoquadrina, Bolivina, Spiroplectammina, Eponides, Textularia, Globigerinas, Globigerinoides, Globorotalia, Cibicides, Discorbis, Nodosaria, Tritaxia, Radiolarios, etc., además de trazas de Lamelibranchios y Radiolas de Equínidos.

Alrededor del río Darrical, entre Lucainena y Darrical, se vuelven a encontrar numerosos afloramientos de esta formación afectada por fracturas NW-SE, de los que ya hablaremos más adelante.

Se trata de conglomerados con cantos redondeados de cuarzo, que alternan con margas arenosas y algunas areniscas.

Los conglomerados contienen materiales que proporcionalmente se distribuyen de la siguiente forma:

Cuarzo de 18 al 25 %
Fragmentos de rocas metamórficas de 36 a 45 %
Fragmentos de calizas 7 %
Fósiles 8-10 %
Cemento calcáreo o dolomítico 27 %

En cuanto al tamaño de los detríticos o terrígenos su proporción es:

Grava 40 a 55 %
Arena 10 a 23 %

A veces presentan dolomitización secundaria. Las margas, algo arenosas, presentan una microfauna con: *Globigerinoides* af. *sacculifer*, *Gl. quadrilobatus*, *Gyroidina laevigata*, *Cibicides floridanus*, *Eponides echreibersii*, *Spiroplectammina carinata*, *Globorotalia* af. *humerosa*, *Gt. obesa*, etc., que nos definen un Mioceno superior, probablemente Tortoniense.

1.5.3. Formación margosa o margo-arenosa "profunda". (T₁₁^{Bc})

Se trata de margas, con algunos nivelitos más areniscosos, con cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas. Son de color blanco-amarillento, y ocupan por lo general la zona "profunda" de gran subsidencia entre la Sierra Nevada y la Sierra de Gádor.

Generalmente descansan sobre los materiales alpujárrides, aunque a veces lo hacen sobre la formación conglomerática de base.

Presentan una rica microfauna, que indudablemente nos dan una edad Mioceno superior, probablemente Tortoniense, con: *Globorotalia mayerii*, *Gt. menardii*, *Gt. acostaensis*, *Gt. scitula ventriosa*, *Gt. humerosa*, *Globigerina praebulloides*, *Gl. bulloides*, *Globigerinoides sacculifer*, etc.

1.5.4. Formación detrítico-margosa de carácter regresivo (marina). (T₁₂^{Bc})

Ai Oeste de Alcolea, y encima de la formación margosa, se encuentra esta formación, constituida por margas, areniscas y microconglomerados, que contienen algo de yeso, y que parecen pasar lateralmente hacia Cherin a una formación que después describiremos de neto carácter continental.

Contiene cantos de cuarzo y rocas metamórficas en un cemento calcáreo-arenoso. Igualmente se observa mica, yeso y glauconita.

Entre la microfauna aparece:

Neoeponides schreibersii, *Eponides schreibersii*, *Bolivina arta*, *Bulimina* gr. *aculcata*, *Saracenaria tetraedra*, *Hopkinsina bonionensis*, *Gyroidina soldanii*, *Globorotalia acostaensis*, etc.

Nosotros le asignamos la edad Mioceno muy superior, o Andaluciense por las siguientes razones:

- a) Es indudablemente superior a las margas anteriores, y por lo tanto más moderna.
- b) No es Plioceno, ya que la *Bolivina arta* no pasa al Plioceno. Por tanto la formación continental, que constituye un cambio lateral de ésta, tampoco lo es, como hasta ahora parecía asignársele.
- c) La formación continental, coetánea de ésta, está afectada por fallas de dirección N70°E a N80°E, cuyo último funcionamiento importante fue al final del Mioceno como hemos podido datar al otro lado de la Sierra de Gádor, en la Hoja de Roquetas de Mar.

1.5.5. Formación continental (Miocena). (T₁₂^{Bc}cg)

Sobre las margas amarillas, descansa una formación, que parece constituir

un cambio lateral de la descrita anteriormente, y que presenta carácter netamente continental.

Está constituida por una alternancia de niveles de conglomerados, areniscas, y lechos más o menos arcillosos. Los conglomerados presentan cantos de hasta 25 cm. algo trabajados, en un cemento arenoso-limoso, constituido por una pasta de granos de cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas.

Por lo general predominan en estos conglomerados los componentes alpujárrides. Los niveles arenoso-limosos intercalados presentan colores muy variables, desde grises azulados, negruzcos, hasta rojizos, dependiendo en gran parte de las rocas cercanas de las que se han abastecido. En algunos puntos presentan niveles carbonosos negruzcos, lignitíferos.

Presentan una estratificación visible, como se observa en las cercanías de Yator, y su aspecto parece indicar un origen deltaico y fluvial en una región en que el levantamiento de la Sierra Nevada debió ser muy rápido dando lugar a una fuerte etapa erosiva, en las zonas altas.

Un hecho muy significativo y que llama generalmente la atención, es que esta formación que en la zona meridional de la cuenca (Sur de Ugíjar) aparece prácticamente horizontal y con concordancia entre todos sus estratos y con la formación inferior, hacia el Norte, y acercándose hacia las estribaciones meridionales de Sierra Nevada su buzamiento va aumentando progresivamente hasta llegar a ser prácticamente verticales las capas, e incluso invertidas (Yator) en el mismo contacto. Ya en estas zonas se pueden observar ciertas discordancias entre los paquetes, y posiblemente con la formación inferior.

Estamos pues ante un ejemplo bastante espectacular de discordancias progresivas debidas al levantamiento lento y continuo, durante la deposición de esta formación, del borde norte de la cuenca, o sea, de Sierra Nevada.

1.5.6. Formación continental Plio-Cuaternaria. (T₂^B-Q)

Se trata de una formación continental que se presenta encima de la anterior con clara discordancia en la zona septentrional de la cuenca, y en aparente concordancia hacia el Sur de la cuenca.

Aunque su aspecto es bastante parecido a la anteriormente descrita, y resulta difícil su diferenciación, existen algunos datos que nos permiten diferenciarla, tales como:

– Son conglomerados con cantos generalmente del Nevado-Filábride, de tamaños variables, pero que pueden llegar hasta 1 metro o más, con cemento arenoso-limoso de color marrón rojizo. En ellos apenas se aprecia estratificación, y parecen obedecer a un transporte en régimen torrencial.

– No presentan grandes buzamientos, ni discordancias progresivas, o sea, parecen depositados después de la elevación de Sierra Nevada.

– Fosilizan fallas que afectan a la anterior formación, tal como la que aparece al Sur de Ugíjar, y se puede continuar por toda la Hoja.

Su edad es aproximada, aunque segura dentro de los amplios límites del Plio-Cuaternario y sobre esta formación parece haberse constituido la amplia superficie de "glacis" existente entre el Este de Alcolea y Fondón.

1.5.7. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios se distribuyen dentro de varios tipos de formaciones, en cuanto a su origen y entre ellos hemos distinguido los siguientes:

1.5.7.1. *Glacis*. QG

Son superficies de suave pendiente, hasta casi horizontales, modeladas sobre materiales cuaternarios o más antiguos. En esta zona está representada una gran superficie de glacis entre el E de Alcolea y Fondón, al parecer modelada sobre los depósitos plio-cuaternarios.

Importantes superficies de glacis, pueden haber sido modeladas y posteriormente falladas, sobre los materiales carbonatados del Alpujarride, pero esa cuestión requiere un análisis más profundo, que no debe ser objeto de esta memoria.

1.5.7.2. *Conos de deyección*. QCd

También están presentes, primordialmente allí donde los barrancos o arroyos que proceden de la Sierra de Gádor desembocan en las grandes llanuras. Se han destacado los que por su morfología responden perfectamente a este tipo de depósitos.

1.5.7.3. *Depósitos de Ladera*. (QL)

Son materiales depositados al pie de escarpes (en general, tectónicos) poco trabajados, y con estrecha relación, en cuanto a su naturaleza con las rocas aflorantes en las cercanías.

1.5.7.4. *Depósitos aluviales, "terrazas"*. (QAL, QT)

Se incluyen en este apartado todos los materiales, por lo general detríticos que ocupan los cauces de los ríos y ramblas. Por circunstancias de elevación y hundimiento, en zonas que como ésta, presentan inestabilidad muy pa-

tente en épocas relativamente recientes, se originan terrazas fluviales, cuya correlación en el tiempo es muy difícil de realizar.

1.5.7.5. *Cuaternario indiferenciado.* (Q)

Allí donde al realizar la separación o interpretar el origen de los depósitos resulta aventurado, incluimos todos ellos dentro de este genérico apartado de "Cuaternario indiferenciado".

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA PRE-ALPIDICA

En el Complejo de Sierra Nevada y concretamente en la más baja de las unidades del Manto del Mulhacén, PUGA y DIAZ de FEDERICO (1.976; Hojas de Lanjarón, Güéjar-Sierra, Aldeire, etc.) han encontrado huellas de esquistosidad y metamorfismo pre-alpídicos. En el área de esta Hoja no se han encontrado estos hechos.

Por lo que respecta al dominio de los Mantos Alpujárrides, no se ha encontrado nada que indique la existencia de metamorfismo o deformaciones pre-alpídicas. En la memoria de la vecina Hoja de Lanjarón (1.042) se ha discutido brevemente esta cuestión.

2.2. ACTIVIDAD TECTONICA TRIASICA

Hacia el Trías medio tiene lugar, según han comprobado, más al Oeste, DIAZ de FEDERICO y PUGA (1.976), la intrusión de un granitoide (probablemente una granodiorita porfídica con moscovita y biotita) en las rocas que hoy aparecen en algunos puntos de la base de la Unidad de Soportújar (Manto del Mulhacén), rocas que muestran los efectos de un metamorfismo de contacto posterior a la orogenia pre-alpídica antes mencionada y anterior al metamorfismo alpídico. Estas rocas, actualmente ortogneis, han sido datadas por el Dr. PRIEM como Trías medio (205 ± 20 m.a.). También hacia esa época (215 ± 15 m.a.) tienen lugar, en el dominio de la Unidad de Lanjarón (Manto del Mulhacén) erupciones volcánicas ácidas cuyos materiales aparecen hoy como gneis, similares a los que afloran en la esquina NW de esta Hoja. No es posible pronunciarse con certeza sobre el tipo de actividad tectónica que acompañó a estos fenómenos ígneos.

En el dominio alpujárride tiene lugar algún tipo de actividad tectónica que da lugar a trastornos sinsedimentarios en los niveles de edad carniense del

Manto de Lújar, y con menor intensidad en otros mantos. En el área de la Hoja de Albuñol ALDAYA (1.970b, c) ha puesto de manifiesto la existencia de pliegues (1) sinsedimentarios. Estos pliegues no han aparecido en el área representada en esta Hoja, pero EWERT (1.976, y trabajos en curso) ha encontrado que en todos los afloramientos del Manto de Lújar, incluidos los de esta Hoja, aparecen niveles con brechas sedimentarias y pliegues de "slumping" a un nivel aproximadamente constante dentro de la formación T_{A31}.

Esta actividad tectónica, de la que hasta ahora sabemos muy poco, puede estar relacionada con una época de distensión y quizás con la salida de las rocas volcánicas básicas tan frecuentes en el Manto de Lújar.

2.3. TECTONICA ALPIDICA

2.3.1. Introducción

En esta región, la tectónica de corrimiento está precedida de una intensa actividad orogénica que da lugar a deformaciones penetrativas con formación generalizada de esquistosidad y que están acompañadas de metamorfismo, sin que aparezcan en ningún momento pliegues cartografiables asociados a estos procesos. Las estructuras generadas en esta primera época son cortadas por las superficies de corrimiento actualmente visibles; todo parece indicar que la tectónica de corrimiento es posterior a cualquier tipo de manifestación metamórfica y, desde luego, a las fases de plegamiento sin-esquistosas. Se puede pensar, desde luego, que estos dos grupos de fenómenos están netamente separados mecánica y cronológicamente y considerar que la tectónica de corrimiento está, por así decir, desconectada de todos los sucesos acaecidos anteriormente. Pero, en opinión de uno de nosotros (F. ALDAYA) no se puede desecharse, al menos por ahora, la idea de que la tectónica de corrimiento es el final de unos procesos que se iniciaron anteriormente, con una situación mecánica semejante y quizás sin una gran separación en el tiempo. Volveremos sobre este tema al hablar de las deformaciones post-S₂. Esta discusión se ve dificultada por la falta de hitos cronológicos absolutos que permitan situar alguno o varios de estos procesos.

En todo caso, en la exposición que sigue, describiremos brevemente las diversas estructuras según su cronología relativa, denominando "fase" a cada acontecimiento con suficiente individualidad, y sin que ello suponga prejuzgar nada sobre la importancia de cada suceso, ni sobre la duración del intervalo de tiempo que lo separa de otros.

(1) El término pliegue se aplica en sentido puramente geométrico: superficies de estratificación curvadas; no incluye implicaciones genéticas ni se piensa en una tectónica compresiva.

2.3.2. Primera fase

Hemos denominado así a la fase tectónica que dió lugar a la formación de la primera esquistosidad detectable. Es una esquistosidad de flujo, penetrativa a escala de lámina delgada, que afecta a todas las metapelitas. En las rocas carbonatadas está muy poco marcada o es imperceptible. En esta fase no se han formado pliegues mayores, o al menos no se han reconocido en ningún punto de la región. Fuera del área de esta Hoja se han observado algunos pliegues de primera fase, isoclinales, con la S_1 como esquistosidad de plano axial. Además, en algunos afloramientos más cuarcíticos, en los que la S_2 está menos desarrollada, se puede también observar el paralelismo entre S_0 y S_1 . Hay que advertir que el ángulo entre ambas superficies debe haber disminuido por aplastamiento durante la segunda fase. En materiales muy micáceos y sobre todo en los niveles más profundos, la S_1 suele estar totalmente borrada.

2.3.3. Segunda fase

A la primera fase de deformación sigue un período intercinemático, durante el cual se siguen formando minerales de metamorfismo. La duración de este período es imposible de determinar.

Hemos denominado segunda fase de deformación a la que da lugar a la segunda esquistosidad; ésta afecta a los materiales metapelíticos y es, en general, muy poco perceptible en los materiales carbonatados. En ocasiones, está poco marcada en las rocas más cuarcíticas.

Esta esquistosidad crenula a la S_1 ; es penetrativa a la escala de la lámina delgada en la gran mayoría de los casos, pero su grado de penetratividad es variable dependiendo, en general, de la litología. Es la esquistosidad que normalmente se observa sobre el terreno y la esquistosidad más aparente, a veces la única visible, al microscopio. Está marcada por micas y óxidos de hierro. Al microscopio puede aparecer algo espaciada, en cuyo caso ha afectado fundamentalmente a los flancos de los micropliegues de la fase 2, que quedan empobrecidos en cuarzo; quedan entre estas bandas, muy micáceas, otras bandas ricas en cuarzo, que corresponden a las zonas de charnela de estos micropliegues, en cuyo interior es visible la S_1 . En muchos casos se llega a desarrollar un verdadero bandeo tectónico. Puede ocurrir también, localmente, que no aparezcan micas de fase 2, en cuyo caso la única esquistosidad visible es la S_1 , pero reorientada y llevada a la posición de S_2 , formando pliegues isoclinales muy aplastados. Finalmente, y de un modo ya excepcional, en niveles cuarcíticos, la S_2 puede ser más espaciada, deformando muy poco a la S_1 , y aparecer como una simple crenulación sin neoformación de minerales, marcada tan sólo por algunos óxidos de hierro.

Estas son las formas en que aparece la S_2 ; es de notar que incluso en una lámina delgada puedan encontrarse varias de ellas.

Tampoco esta fase da lugar a pliegues cartografiables.

2.3.4. Otras deformaciones posteriores a S_2

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

Los pliegues post- S_2 se agrupan, en el dominio alpujarride, según cuatro direcciones de ejes:

N 0° - 10° E; N 40° - 50° E; N 70° - 90° E; N 140° - 150° E

Existen buenos afloramientos para observar estos pliegues en las filitas y cuarcitas del Manto de Lújar que afloran en el Barranco de Las Plomeras, situado en la vertiente septentrional de la Sierra de Gádor, al Sur de Laujar de Andarax.

No se ha encontrado ningún afloramiento en el que se superpongan dos o más de estos lotes de pliegues; por lo que no es posible su ordenación cronológica relativa. Quizás alguno de ellos o todos se puedan agrupar en lotes conjugados.

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

La presencia sistemática, en toda la secuencia de cada manto, de pliegues vergentes al Norte (preferentemente en las formaciones metapelíticas) supone un dispositivo de vergencia general hacia el Norte. Ello no significa que sean sincrónicos y asociados a las estructuras de corrimiento actualmente visibles pues ya hemos dicho que son anteriores. Pero resulta tentador imaginar algún

(1) Nos referimos a vergencia aparente. Hay que tener en cuenta que en las formaciones metapelíticas no existen criterios de polaridad y que, además, estos pliegues se superponen a dos fases isoclinales.

tipo de relación dinámica entre ambos procesos, como si estos pliegues representasen un estadio precoz, inmediatamente anterior a la tectónica de corrimiento. Además los ejes de estos pliegues son perpendiculares a la dirección media de las estrías de fricción de las superficies de corrimiento actualmente observables si bien, insistimos una vez más, las estrías son posteriores.

Provisionalmente los asociamos a la tercera fase de deformación.

En el dominio Nevado-Filábride, los pliegues post- S_2 (DÍAZ de FEDERICO y PUGA, 1.976) asocian alguna recristalización metamórfica en la facies de los esquistos verdes.

2.3.5. Tectónica de corrimiento

En este apartado vamos a tratar de los Mantos Alpujárrides.

Dentro del Nevado-Filábride sólo aflora una superficie de corrimiento, en esta Hoja: la que separa los mantos del Veleta y del Mulhacén, y esta superficie tan sólo aflora en unos pocos kilómetros. Además, en ningún punto se ha llegado a ver dicha superficie; se ha deducido de la superposición de un conjunto litológico (Manto del Mulhacén) que en otras áreas (Hoja de Lanjarón) se manifiesta claramente como alóctono, a base de criterios metamórficos, fundamentalmente.

La superposición del conjunto Alpujárride sobre el Nevado-Filábride resulta más clara que, aparte de que el contacto determina un salto de metamorfismo, las filitas permotriásicas alpujárrides se superponen a diferentes niveles del Manto del Mulhacén, algunos de los cuales han sido datados como Triásico medio (parte de los gneis) o pueden ser verosíblemente considerados como de edad triásica media-superior (mármoles). Pero en esta Hoja y a lo largo de la mayor parte del contacto faltan los niveles de mármoles del Manto del Mulhacén, así es que el contacto se establece entre filitas y micasquistos, por lo que en general no es directamente visible la superficie de corrimiento, aunque sea fácil de situar en el mapa.

En general parece que tanto los contactos litológicos dentro del Manto del Mulhacén como la S_2 son subparalelos a las dos superficies de corrimiento. Lo que sí se detectan con cierta frecuencia son milonitas situadas en los contactos de corrimiento o cerca de ellos, y paralelas a dichos contactos.

2.3.5.1. *Relaciones entre los distintos mantos. Geometría y naturaleza de las superficies de corrimiento.*

Las formaciones equivalentes en cuanto a posición, edad y litología que componen los distintos mantos son muy semejantes entre sí. Por ejemplo, a la vista de un afloramiento (o de una muestra, o una lámina delgada) de filitas y cuarcitas, por ejemplo, es imposible decidir a qué manto pertenece. La única

excepción a este respecto es el Manto de Lújar, pero sus diferencias no son litológicas, como ya hemos dicho, sino debidas al grado de recristalización metamórfica. Ello conduce a concluir que la individualización en mantos a partir de un primitivo conjunto muy homogéneo no fue controlada, ni siquiera influida, por características litológicas o paleogeográficas, y que la geometría de las superficies de corrimiento debió estar determinada sólo por un proceso mecánico; a mayor abundamiento, la geometría de las distintas superficies es muy parecida cuando se comparan entre sí (ALDAYA, 1.970a). Este hecho disminuye la eficacia de los criterios litológicos aplicados a la correlación de unidades tectónicas, pues la extensión superficial de este primitivo y uniforme dominio excede con mucho a la extensión de cada manto. (Sobre los criterios de agrupamiento y correlación de los Mantos Alpujarrides, véase ALDAYA, GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, en prensa).

Tampoco existen, en el seno de los mantos, formaciones o contactos litológicos que controlen la posición de las superficies de corrimiento (como ocurre en Asturias o en Los Apalaches); los contactos entre formaciones de diferente competencia localizan movimientos de despegue, pero no la posición de superficies que determinen una superposición generalizada de materiales más antiguos sobre otros más modernos.

Cuando el afloramiento lo permite, se puede observar que las superficies de corrimiento son de cizalla, en general limpias y nítidas, sin que normalmente existan grandes brechas o zonas de estructura confusa o muy trastornada a ambos lados. Se encuentran con frecuencia brechas o milonitas de pocos centímetros de espesor, y costras de óxidos de hierro con espejos y estrías, cuando la superficie afecta a materiales carbonatados o cuarcitas (1). Las superficies, tanto las principales como las secundarias, suelen cortar limpiamente a las rocas originando a veces estructuras de arrastre, que siempre muestran vergencia hacia el Norte.

Si se considera un área suficientemente amplia (Hojas de Lanjarón, Ugíjar, Albuñol y Adra) y se suprime el efecto de los suaves plegamientos post-mantos, se puede comprobar que las superficies de corrimiento tienden a adoptar una forma determinada: las superficies son subhorizontales en la región situada al Norte de una línea que pasa aproximadamente por las crestas de las sierras de Lújar, La Contraviesa, Cerrón y Calares de Turón; desde esta línea hacia el Sur, el buzamiento aumenta progresivamente hacia el Sur. Hacia el Norte de dicha línea, la separación entre las superficies es del orden de magnitud de la centena de metros; hacia el Sur, las superficies se hacen divergen-

(1) Es especialmente notable la superficie estriada que se encuentra a 4 km. de Berja en la trinchera W de la carretera de Berja a Ugíjar; esta superficie está basculada por una de las fallas, que, con dirección NNW-SSE, levantan hacia el Este la Sierra de Gádor.

tes de tal modo que la separación entre ellas aumenta y puede alcanzar varios kilómetros (ALDAYA, 1.970a).

Pero ni las superficies son cilíndricas, ni la forma indicada es otra cosa que una aproximación. En la zona donde los mantos son delgados, bastan pequeñas diferencias de buzamiento para que dos superficies se unan, con lo que un manto determinado puede desaparecer en una extensión que puede ser considerable. Parece muy probable que las variaciones de espesor de los mantos obedezcan principalmente a variaciones de posición de las superficies de corrimiento con respecto a la secuencia y, en menor medida, a laminaciones internas (de las que tratemos más adelante). El que experimenta mayores variaciones de espesor es el Manto de Alcázar, que llega a faltar en muchos sectores. Este hecho, unido a su escaso espesor, plantea el problema de cómo pudo trasladarse, máxime teniendo en cuenta que está casi exclusivamente constituido por la poco competente formación de filitas y cuarcitas (las calizas y dolomías son reducidas y discontinuas). El análisis de las intersecciones entre superficies de corrimiento, observadas principalmente en la zona más próxima a la costa, permite deducir que el orden de superposición de los mantos sería el siguiente: Adra sobre Murtas, después ambos sobre Alcázar y finalmente todos ellos sobre Lújar. (Dejamos aparte los Maláguides; el papel que haya jugado el Manto de Cástaras no está claro por ahora, será necesario estudiar más a fondo la región del borde occidental de Sierra Nevada. De cualquier modo son consideraciones que no se pueden abordar sólo con los hechos observables en esta Hoja).

Este tipo de comportamiento permitiría explicar la desaparición y el adelgazamiento del Manto de Alcázar en numerosos sectores si se considerara que la superficie de corrimiento situada en la base de la pila de mantos, cuyo elemento más bajo sería el de Alcázar, habría variado de nivel y en determinados sectores se habría situado por encima del techo del Manto de Alcázar; más al Norte (supuesta una vergencia hacia el Norte), esta pila en cuya base faltarían localmente el Manto de Alcázar y la parte más baja del de Murtas, podría llegar a descansar sobre el Manto de Lújar. En tal caso el Manto de Alcázar no estaría localmente laminado. Los "trozos" que faltan, por así decir, en realidad estarían situados más al Sur y "enterrados" bajo la superficie de corrimiento situada en la base de dicha pila. De esta forma se podría también resolver el problema de la traslación de dicho manto, pues no se habría trasladado él solo, sino, a modo de suela, "pegado" a la base de un paquete más potente y competente.

Acabamos de comentar que la superficie basal de la pila de mantos (Alcázar, Murtas y Adra) podría situarse localmente a un nivel muy alto, por ejemplo dentro del Manto de Murtas; en este caso, un término relativamente alto de éste último manto, llegaría a descansar directamente sobre el de Lújar. Precisamente hacia el NW y W de la Sierra de Gádor las filitas de Murtas

llegan a descansar incluso sobre las de Lújar. Este hecho ha conducido a errores de interpretación; las calizas y dolomías que afloran al Este del Río Grande de Adra (Río de Darrical), al NE de Benínar y al SW de Laujar de Andarax, han sido atribuidas al Manto de Gádor por JACQUIN (1.970) y al de Lújar por OROZCO (1.972). El contacto entre ambas filitas ha podido ser determinado gracias a la biotita tardía que en muy escasa proporción existe en las filitas del Manto de Murtas y de la que carecen las de Lújar.

Por otra parte, parece clara una subida general, con respecto a la secuencia primitiva, de las superficies de corrimiento hacia el Este y Sudeste de la zona, pues los mantos de Adra y Murtas van perdiendo progresivamente en ese sentido sus términos más bajos. Este comportamiento había sido explícitamente enunciado por JACQUIN (1.970) para su Manto de Félix (equivalente al nuestro de Murtas). En la rambla situada entre Murtas y Turón se puede comprobar cómo la base de la formación de filitas y cuarcitas del Manto de Murtas es cortada por el contacto que separa este manto del de Alcázar.

2.3.5.2. *Estructura interna de los mantos*

A grandes rasgos, en los mantos aparecen dos tipos de comportamiento, según se trate de la secuencia carbonatada del Trías medio-superior o de las formaciones metapelíticas infrayacentes.

La secuencia carbonatada se comporta a modo de una gran losa, más o menos discontinua, que se mantiene subparalela a la superficie de corrimiento situada inmediatamente encima, y que está limitada por debajo por una superficie de despegue. Las formaciones carbonatadas no suelen presentar estructuras internas complejas, si bien la estratificación no es rigurosamente paralela a la superficie de corrimiento situada inmediatamente encima. La deformación interna es pequeña: los granos de cuarzo incluidos en la roca carbonatada presentan poca o ninguna extinción ondulante, no tienen microfracturas o lamelas; los granos de calcita son frecuentemente equidimensionales, etc.

Por debajo de la secuencia carbonata se sitúa, como hemos dicho, una superficie de despegue, a causa de la diferencia de competencia que existe entre esta secuencia y la formación de filitas y cuarcitas. No se ha encontrado ningún criterio que permita estimar la cuantía del movimiento de despegue. Esta superficie corta frecuentemente a la esquistosidad de las filitas. No es extraño que en sus proximidades aparezcan los materiales algo brechificados y con frecuencia faltan los calcoesquistos que representan una transición normal entre ambas secuencias.

Es verosímil suponer que existe despegue aún en los puntos en que se han conservado los calcoesquistos de transición; en tales casos, la superficie de

despegue debe de estar situada por debajo del paquete de calcoesquistos, en el seno de la formación de filitas y cuarcitas.

Ya se trató en la memoria de la Hoja de Albuñol (ALDAYA, en prensa) del comportamiento autónomo de las formaciones calizo-dolomíticas. GARCIA-DUEÑAS y AVIDAD, Hoja 1.055, Motril (en prensa) encuentran también razones en favor de este comportamiento. Si ello es cierto, se trataría de un despegue generalizado, quizás de gran magnitud, que podría ser la causa de que las calizas y dolomías que actualmente vemos sobre un punto cualquiera de la formación de filitas y cuarcitas no sean las que originariamente se depositaron sobre ese punto. Sin embargo esa traslación se habría realizado paralelamente al contacto entre ambas formaciones.

Otra superficie de despegue se localiza entre las dos formaciones atribuíbles al Paleozoico, debido a la misma causa. En cuanto a las formaciones metapelíticas, no existen entre ellas diferencias sensibles de comportamiento o de estilo tectónico. En el área de esta Hoja, la esquistosidad más marcada, S_2 , es frecuentemente subparalela o poco inclinada respecto del contacto con la secuencia carbonatada (La oblicuidad entre ambas superficies aumenta hacia el Sur, en las Hojas de Albuñol y Adra). Más al Sur (en estas mismas hojas), el ángulo entre ambas superficies aumenta notablemente, pues la S_2 se dispone en general con un fuerte buzamiento hacia el Sur.

En el seno de las formaciones metapelíticas se detectan numerosas superficies de cizalla, en general subparalelas a los contactos principales (contactos de corrimiento) y al contacto de las metapelitas con la sucesión carbonatada; con cierta frecuencia muestran estrías de fricción cuya dirección coincide con las estrías de las superficies de corrimiento. En algún punto se observa, entre el bloque superior y el inferior, un retazo, a modo de lámina, de material muy triturado, en el que en ocasiones se desarrolla una esquistosidad gruesa que buza hacia el Sur y que forma un ángulo pequeño con dichas superficies. También se ha observado algún pequeño pliegue de arrastre de vergencia Norte. En algunos puntos, fuera del área de esta Hoja, se puede comprobar la vergencia Norte de estas cizallas porque desplazan niveles identificables a uno y otro lado, y porque determinan estructuras de arrastre en dichos niveles o en la esquistosidad, a la que cortan.

Pero, en el área de esta Hoja, estos dispositivos se observan con menos frecuencia ya que, al ser la S_2 subhorizontal o poco inclinada en muchos sectores, el ángulo entre ésta y las cizallas es menor.

Las laminaciones (adelgazamientos de origen tectónico sin formación de brecha y sin pérdida de continuidad del cuerpo laminado) son frecuentes en este área. Se manifiestan como cambios muy rápidos de espesor en una formación que conserva arriba y abajo sus formaciones limitantes. Por ello creemos que, en tales casos, las disminuciones de espesor no pueden deberse a que la formación afectada haya sido cortada por una superficie de corrimiento.

2.3.5.3. *Dirección, sentido y edad de los corrimientos*

Sobre la dirección de las traslaciones no es mucho lo que se puede decir, sobre todo si nos atenemos a los criterios obtenidos en esta región. Son criterios poco concluyentes, pero convergen en una misma hipótesis.

Admitiendo que los pliegues vergentes al Norte, los de dirección N 70°-90°E, pudieran tener alguna relación con los corrimientos, la normal a sus ejes daría una dirección media de N 170°E. Como ya dijimos, esta dirección es perpendicular a la dirección media de las estrías de fricción: N 160°-170°E. Aún así habría que recordar que no se trata de un rasgo estructural coetáneo con las traslaciones actualmente visibles, sino algo anterior. Las estrías han sido medidas tanto en las superficies de corrimiento como en las superficies internas de cizalla, dentro de los mantos.

La dirección media de las trazas cartográficas de los contactos de corrimiento, en las áreas poco deformadas por plegamientos posteriores y donde los contactos de corrimiento buzan hacia el Sur, es congruente con la dirección indicada, (véanse las Hojas de Albuñol y Adra).

Es posible que en otras áreas de la cordillera (entre los meridianos de Motril y Vélez-Málaga, así como en la región que comprende la Hoja de la Peza, 1.010, en el Norte de Sierra Nevada) la dirección de traslación sea algo diferente.

El sentido de los corrimientos es tema sujeto aún a fuerte controversia. En nuestra opinión existen criterios suficientes para apoyar un sentido de traslación hacia el Norte. El análisis de las microestructuras asociadas a las superficies de corrimiento (estrías, escalones, recristalizaciones, etc.), las estructuras de arrastre a que antes aludíamos, originadas por las superficies principales y las superficies internas de cizalla y los desplazamientos de ciertos niveles-guía provocados por éstas últimas, indican una vergencia hacia el Norte. La vergencia sistemática hacia el Norte de los pliegues menores de dirección N 70°-90°E supondría un cierto apoyo a esta hipótesis, pero no es un argumento de mucho peso pues, como ya dijimos, estos pliegues son anteriores a las grandes superficies y a las cizallas secundarias.

Existen otros criterios derivados de la forma de las superficies de corrimiento y de la composición de los mantos en cuanto al número y espesor de las formaciones que los constituyen, pero son criterios que básicamente se obtienen de las áreas representadas en las Hojas de Albuñol y Adra, por lo que no nos extenderemos aquí sobre ellos; podemos resumirlos brevemente, al tiempo que remitimos al lector a dichas hojas (se puede recordar que el buzamiento general de las superficies es hacia el Sur, por lo que en las regiones próximas a la costa los mantos más meridionales son los que ocupan las posiciones más altas en la pila de mantos). Las superficies que presentan mayor buzamiento son las más meridionales, los mantos más potentes y más comple-

tos en cuanto a número y espesor de sus formaciones son los más meridionales, los terrenos más antiguos aparecen en los más meridionales, y, dentro de cada manto, se observa una mayor potencia y, en algunos casos, un número mayor de formaciones, hacia el Sur.

La edad de las traslaciones es imposible de determinar con los datos disponibles. Los materiales más recientes afectados por la tectónica de corrimiento pertenecen al Trías superior, sin que se hayan encontrado en ningún punto del dominio Nevado-Filábride o Alpujárride materiales que puedan con seguridad ser datados como post-triásicos. Los materiales más antiguos de entre los que fosilizan el edificio de los mantos pertenecen en esta región al Burdigaliense (Hoja de Lanjarón). El espacio de tiempo que media entre ambas edades es demasiado amplio.

Para intentar acortar este espacio de tiempo es necesario recurrir a consideraciones de tipo regional, que por otra parte tampoco conducen a resultados concluyentes ni consiguen acortar de un modo significativo el intervalo antes mencionado. De todas formas, a este respecto es interesante consultar la Hoja de la Peza (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, en prensa).

En el estado actual de nuestros conocimientos sobre la estratigrafía de los Alpujárrides a escala de toda la cordillera, la paleogeografía no puede aportar datos para determinar el sentido de los corrimientos. Y es posible, según lo expuesto al principio del apartado 2.3.5.1., que estos datos no puedan nunca deducirse del estudio estratigráfico.

Por ahora, pues, la reconstrucción paleogeográfica hay que realizarla en función de la determinación previa del sentido de los corrimientos. En la hipótesis que hemos expuesto, el orden de sucesión de los dominios originarios de los diferentes mantos sería, de Norte a Sur, y limitándonos a los mantos que afloran en el área de esta Hoja: Nevado-Filábrides, Lújar, Cástaras, Alcázar, Murtas, Adra y Maláguides.

2.4. TECTONICA POST-MANTOS

Al principio de los tiempos miocenos el edificio alpujárride estaba intensamente erosionado, pues los materiales burdigalienses (Hoja de Lanjarón) se llegan a depositar sobre un elemento bastante bajo, como es el Manto de Alcázar. En el área de esta Hoja, los materiales tortonienses de la cuenca de Ugíjar, también se depositan sobre un conjunto muy erosionado llegando a descansar a muy poca distancia del Complejo Nevado-Filábride. Además, los conglomerados basales de esta serie contienen cantos pertenecientes a dicho complejo. Es difícil precisar a qué plegamiento podría deberse el levantamiento que facilitó esta erosión. Es posible aventurar, a modo de hipótesis, que un suave plegamiento de dirección aproximada N-S fuera, al menos en parte, responsable de esta erosión; resulta llamativo que, fuera de la cuenca neógena de

Ugíjar, los conglomerados basales tortonienses sólo se encuentran a lo largo del valle del Río de Darrical (hacia el centro de la Hoja) y en cotas bastante bajas. Este valle coincide con una suave sinforma de dirección aproximada N-S (quizás esta forma esté en parte controlada por algunas fallas recientes de esta dirección); parece, pues, que el actual valle haya aprovechado una antigua sinforma que tuviese ya una cierta expresión morfológica antes del depósito de los conglomerados. Este plegamiento es también perceptible en áreas próximas.

También debió de influir en la erosión pre-Burdigaliense (pre-Tortonien-se, en esta Hoja) el plegamiento de dirección ENE-WSW que pasamos a tratar a continuación.

2.5. NEOTECTONICA

El último de los plegamientos importantes que afectó a la región es el de dirección ENE-WSW. Da lugar a pliegues importantes, de gran radio: alineación de Sierra Nevada, alineación de Sierra de Lújar-Sierra Contraviesa, etc. Este plegamiento debió de iniciarse con anterioridad al Mioceno superior, ya que condicionó la paleogeografía de las cuencas tortonienses.

No obstante, este plegamiento (ligado a fallas longitudinales de esa misma dirección) ha continuado deformando a los materiales del Mioceno superior a los que antes aludíamos.

La elevación de la Sierra Nevada durante gran parte del Mioceno superior se hace bastante evidente al observar en los sedimentos de esta cuenca, y principalmente en el borde Norte, las discordancias progresivas que dicha elevación ha provocado durante la sedimentación de estos materiales.

Una de las pulsaciones más importantes de este sistema de fracturas, parece que tuvo lugar al final del Mioceno superior, tal y como la gran falla que aparece cruzando la Hoja al Sur de Ugíjar, y que cambia de dirección desde la parte occidental, en que es sensiblemente E-W, hasta N 70°E en la zona oriental. Los sedimentos plio-cuaternarios parecen fosilizar este accidente. Estas fallas están fosilizadas por el Plioceno marino al Sur de Sierra de Gádor.

Aunque este plegamiento, y estas fallas confieren al paisaje su principal fisonomía, existe otro cortejo de fallas, al parecer más recientes, que también influyen notablemente en la morfología actual. Se trata de las fallas de dirección N 130°-160°E, que contribuyen al hundimiento de la región situada entre Sierra de Gádor y Sierra de La Contraviesa, afectando no sólo a los sedimentos del Mioceno superior, sino incluso a glaciares y conos de deyección relativamente recientes. En las hojas limítrofes más meridionales (Hojas de Adra y Roquetas de Mar), se han podido datar estas fracturas y fallas al afectar a terrazas marinas pleistocenas, al menos en sus últimas pulsaciones, que pudieron tener lugar después del Tirreniense, y quizás en épocas muy recientes.

Otro acontecimiento tectónico importante es el que ha dado lugar a la que hemos denominado "Zona de escamas", ya mencionada en el capítulo de Estratigrafía (epígrafe 1.2.6.). La denominación de escamas se aplica en un sentido puramente geométrico: son cuerpos rocosos limitados por fallas sub-paralelas, bastante o muy próximas entre sí, en general de medio a gran ángulo; las superficies de referencia existentes en estos cuerpos no forman grandes ángulos con las fallas que las limitan.

Estas fallas cortan a los contactos de corrimiento de los alpujárrides del borde Sur de Sierra Nevada y parecen afectar también, al menos en algún punto, a los materiales del Complejo Nevado-Filábride. Buzan hacia el Sur o hacia el Norte, dependiendo del sector que se considere, y no se ha encontrado ningún sector donde coexistan ambos sentidos de buzamiento. Las direcciones varían poco alrededor de la E-W.

El aspecto en el campo es de fallas inversas, pues siempre aparecen los terrenos más antiguos sobre la superficie de falla. Pero este tipo de movimiento es imposible de admitir en la mayor parte de los casos, pues una falla inversa post-manto no puede hacer cabalgar micasquistas paleozoicas alpujárrides sobre materiales de los mantos de Cástaras o Alcázar, por ejemplo. Tampoco es admisible que se trate de fallas normales, pues ello supondría la existencia, sobre el Manto de Murtas, de una potente unidad alpujárride con base paleozoica muy bien desarrollada, lo que no se observa en ningún punto situado al Norte de la alineación de las sierras de Gádor y de La Contraviesa. Las estrías de falla son siempre subhorizontales, con una dirección próxima a la E-W. Localmente se observa una asociación de superficies de cizalla, también estriadas, de espaciado milimétrico a centimétrico, entre las cuales la roca muestra superficies de esquistosidad algo sigmoidales, del tipo de las que se encuentran en los denominados "augenschists"; este tipo de estructuras son comunes en la vecindad de las superficies de corrimiento, pero en este caso es obligado relacionarlas con las escamas, pues aparecen también en materiales terciarios. No se han encontrado criterios suficientes como para determinar con seguridad el sentido del movimiento.

Aunque el estudio de la zona de escamas no está más que iniciado, las superposiciones anormales que se han podido detectar en otras regiones así como las estructuras imbricadas que al Sur de la Sierra de Cabrera (Almería) afectan a materiales miocenos, hacen pensar en una gran alineación tectónica que recorrería el Sur de Sierra Nevada, el Norte de la Sierra Alamilla y de allí proseguiría hacia el Este, hasta el mar.

En principio se puede pensar en una gran zona de desgarre que hacia arriba se resolvería en familias de superficies de la misma dirección que, partiendo de ese desgarre más profundo, se inclinarían hacia uno y otro lado de la falla principal. El funcionamiento de salto en dirección podría ser compatible con el hundimiento, en esta región, del bloque meridional, lo que habría

contribuido a configurar las cuencas neógenas del borde Sur de la Sierra Nevada.

Con objeto de datar el funcionamiento de estas fallas se están realizando nuevas recogidas de muestras, cuyos resultados no están aún disponibles. No obstante, los materiales tortonienses no sólo están afectados, sino que localmente se encuentran discordantes sobre materiales resultantes de una mezcla tectónica de filitas y micasquistos alpujárrides, mezcla que verosímilmente resulta de este tipo de actividad tectónica.

Lo que no se ha aclarado es si también están afectados los conglomerados plio-cuaternarios; es probable que así ocurra (aunque de momento no se ha reflejado en la cartografía) y que los niveles más altos de estos conglomerados fosilicen las superficies que limitan las escamas.

3. HISTORIA GEOLOGICA

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

Durante tiempos presumiblemente paleozoicos tiene lugar, en el dominio del Complejo Nevado-Filábride y de los Mantos Alpujárrides, el depósito de materiales arcillosos o arcilloso-limosos con intercalaciones areniscosas. En el dominio alpujárride, esta serie se hace más arenosa hacia su parte superior.

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

Depósito de una serie alternante arcilloso-limosa y arenosa durante el Permotrías con episodios de evaporitas y de material carbonatado, bien en forma de niveles finos, bien en forma de lentejones. En ambos dominios se manifiestan los efectos de una actividad volcánica básica: las actuales anfibolitas del Complejo Nevado-Filábride y los niveles, probablemente interestratificados, de rocas básicas en el Manto de Lújar y otros alpujárrides.

En continuidad se deposita una serie carbonatada durante el Trías medio y superior. En esta época las condiciones parece que fueron, en general, las de un alto fondo, donde podían quedar amplias zonas con una sedimentación precaria, mientras que en otras, con una subsidencia más constante, el depósito habría llegado a alcanzar potencias considerables, sin que esto supusiera en ningún momento una gran profundidad. La superficie topográfica de esta cuenca debía ser suavemente irregular, con emersiones locales, con existencia de pequeñas y someras cuencas cerradas donde se depositarían yesos o bien

donde un ambiente aislado, reductor, favorecería el depósito de plomo y de fluorita sedimentaria.

Hacia el Trías medio (205 ± 20 m.a. DIAZ de FEDERICO y PUGA, 1.976) en el dominio del Manto del Mulhacén puede situarse una intrusión de material granítico con desarrollo de una aureola de metamorfismo de contacto (corneanas afectadas por la primera esquistosidad alprídica).

También hacia esa época, Trías superior (215 ± 15 m.a. DIAZ de FEDERICO y PUGA, op. cit.) hay que situar erupciones volcánicas ácidas (gneis) en el dominio del Complejo Nevado-Filábride. Esta actividad ácida no aparece en el dominio alpujárride.

Hacia el Carniense se detectan los efectos de una notable inestabilidad tectónica, con movimientos que localmente pudieron ser importantes (Sierra de Lújar). Con esta inestabilidad pueden relacionarse las erupciones de rocas volcánicas básicas, que a su vez debieron ser la causa del aporte de plomo y flúor a la cuenca. Semejantes erupciones afectaron también al Complejo Nevado-Filábride (Anfibolitas).

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

Después del Trías superior, y sin que se pueda estimar el tiempo transcurrido, se inicia el ciclo alprídico con las fases tectónicas que dan lugar a las esquistosidades S_1 y S_2 . Tampoco tenemos argumentos para establecer si estas fases ocurren en el mismo tiempo, respectivamente, en ambos dominios.

Tampoco podemos situar en el tiempo, ni siquiera dar una situación relativa con respecto a la tectónica de mantos, las restantes deformaciones post- S_2 .

Al tiempo que tienen lugar estas primeras fases tectónicas se desarrollan los procesos metamórficos, que terminan después de formada la S_2 y, en general, con anterioridad a las deformaciones post- S_2 . Después tiene lugar la tectónica de corrimiento sin que podamos precisar si tuvo lugar en varias etapas bien separadas en el tiempo.

Tras un intervalo de tiempo que puede ser considerable, la región se ve afectada por un plegamiento muy suave de dirección aproximada Norte-Sur. Este plegamiento no ha podido ser datado.

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

Estos dos últimos plegamientos condicionaron la morfología de la región, que posteriormente fue sellada en parte por la transgresión tortoniense que invadió la zona deprimida de Cádiz-Ugíjar-Fondón, con sedimentos relativamente profundos, mientras que la región al E del río Grande de Adra, en-

tre Berja y Lucainena se depositaban sedimentos detríticos en un alto fondo de dirección aproximada N-S.

En el Mioceno más alto (Andaluciense-Messiniense), los sedimentos marinos de la regresión sólo se presentan un poco más al Este de Cherín, y hacia la cuenca del Río Andarax. Desde Cherín y hacia el Oeste se depositan sus correspondientes sedimentos de tipo fluvial y deltaico, y en las zonas altas que antes ocupaba el mar tortoniense no existe depósito. Mientras tanto, continúa la elevación de Sierra Nevada, ligada a fracturas casi E-W, que se activan al final de esta época miocena. El rejuvenecimiento del paisaje, debido en gran parte a estas fallas provoca, junto con el clima, el aporte a las zonas bajas de grandes masas conglomeráticas en régimen torrencial, que fosilizan muchas de estas fallas.

También en tiempos post-Tortonienses (probablemente antes de esta época), se inicia la formación de escamas de dirección aproximada E-W, quizás como consecuencia de un gran accidente de desgarre. Esta actividad se prolonga hasta tiempos también bastante recientes.

Por último el funcionamiento de las fallas N 130°-160°E, configuran definitivamente el paisaje, dando lugar a una serie de escalones que bajan desde la Sierra de Gádor hacia el río Grande de Adra (o de Darrical). Precisamente por esto el drenaje de la cuenca alta es efectivo por aquí. Estas fallas que afectan al Tortoniense, a veces rompen la continuidad de glaciares o de conos de deyección cuaternarios.

4. GEOLOGIA ECONOMICA

4.1. MINERIA Y CANTERAS

4.1.1. Minería y Metalogenia

Son numerosas las minas y labores antiguas en el ámbito de esta Hoja. Hay testigos de actividades mineras desde los tiempos de los fenicios. La producción máxima en tiempos modernos ha sido efectuada durante la primera mitad del siglo pasado. Hoy en día (1.976) explotan las Cías. MINERSA y ALMAGRERA, fluorita y galena en la Sierra de Gádor.

Para un estudio más profundo de las mineralizaciones de la Sierra de Gádor se recomienda la tesis de JACQUIN (1.970) y la de SCHWERD (1.974). OVEJERO et al. (1.975) dan una descripción de las mineralizaciones en la Sierra de Lújar y EWERT (1.976) efectuó la correlación estratigráfica de las mineralizaciones del Manto de Lújar al Sur de Sierra Nevada.

4.1.1.1. Fluorita

Los yacimientos más importantes están situados en la ventana de Turón y en la Sierra de Gádor.

Existen dos tipos principales de fluorita y tres generaciones (EWERT, 1.976):

MINERAL	TIPO	GENERACION
ESPATO NEGRO	I	1 ^a
PIEDRA INDIANA	II	1 ^a y 2 ^a
ID. "BRECHOIDE"	IIa	2 ^a y 1 ^a
FLUORITA REMOVILIZADA	III	3 ^a

I. ESPATO NEGRO

El espato negro es un sedimento de espato flúor, dolomita y cuarzo con un poco de galena y pirita. En algunos afloramientos se encuentran también minerales de cobre en pocas cantidades, sobre todo azurita y malaquita.

El espato negro se presenta en bancos irregulares, en forma de lentejones. Se aprecian muy bien las estructuras sedimentarias, fósiles y horizontes con resedimentos. Muchas veces se reconoce una sedimentación rítmica de fluorita, cuarzo y dolomita.

El espato negro se da preferentemente en calizas. Existen pequeñas intercalaciones de margas tanto en el espato negro como en las calizas situadas en el techo o en el muro de los bancos de espato negro. El espesor de dichos bancos varía mucho y alcanza hasta unos tres metros. El contenido en fluorita es muy variable y llega hasta más del 70 %.

Afloramientos típicos de este tipo de mineral se encuentran aproximadamente a 1.200 m. SSE del pueblo de Benínar.

II. PIEDRA INDIANA

La piedra india es una fluorita bandeada con bandas oscuras y claras. Es un equivalente a la dolomía franciscana. Las bandas oscuras —muchas veces negras—, representan el sedimento con sus estructuras sedimentarias. Las

bandas claras son el resultado de una cristalización centrípeta simétrica como en la franciscana.

El afloramiento más instructivo de la piedra indiana está en el "Pecho del Conejo", aproximadamente a 6,5 km. al sur de Laujar. Otro afloramiento típico está situado en el "Cerro de Santa Bárbara", aproximadamente a 1,5 km. al sur de Laujar.

II a). PIEDRA INDIANA "BRECHOIDE"

Si la relación esparita (bandas oscuras)-espatita (bandas claras) es bastante menor de 1, se desarrollan dentro de la piedra indiana estructuras que parecen brechoides. Si la separación de las bandas oscuras fue más rápida que el crecimiento de la espatita, se colapsaron posiblemente las bandas oscuras y resultó una estructura brechoide. Es el tipo de mineral que describió F. TONA (1.973) como "Pseudobrechoide" en la Sierra de Lújar.

Este tipo de fluorita aflora junto con el tipo II pero no llega a ser tan típico en el área de esta Hoja.

III. FLUORITA REMOVILIZADA

El tercer tipo es la fluorita removilizada. Es el mineral más joven y el que se presenta de un modo más irregular. La fluorita removilizada aparece en diaclasas, en las superficies entre los bancos y en brechas tectónicas. Nunca está muy lejos del mineral primario y por eso se puede decir que es un tipo de mineralización que no es concordante, pero que se encuentran siempre, aproximadamente, en el mismo nivel estratigráfico.

Se encuentra la fluorita removilizada prácticamente en todos los yacimientos de los tipos I, II y IIa.

Tenemos, pues, tres tipos de fluorita y podemos distinguir tres generaciones:

1ª Generación: Sedimento de fluorita en el espatito negro y en las bandas oscuras de la piedra indiana.

2ª Generación: Cristalizaciones centrípetas simétricas de fluorita en las bandas claras de la piedra indiana.

3ª Generación: Removilizaciones de fluorita en los niveles mineralizados.

La cronología de las tres generaciones se puede simplificar de la siguiente manera:

La primera generación se formó durante la sedimentación y la diagénesis temprana; la segunda, en el curso de la diagénesis hasta la diagénesis tardía, y la tercera generación, es epigenética.

4.1.1.2. *Galena*

Los yacimientos de plomo están situados en los mismos niveles estratigráficos de las mineralizaciones de fluorita.

El plomo aparece en dos tipos y generaciones principales:

I. Galena diseminada en pequeños puntos en los bancos mineralizados. Es la mineralización primaria.

II. Removilizaciones de galena en diaclasas y también en las suturas de la piedra indiana y dolomía con franciscana.

Los yacimientos principales de galena están en la Sierra de Gádor en la zona del "Alto de la Estrella".

4.1.1.3. *Otras mineralizaciones*

Las otras mineralizaciones en el área de la Hoja de Berja son insignificantes. En resumen se dan los restantes yacimientos:

Hierro: En la ladera NE del "Cerro de Pingurucho".

tipo de mineral: Hidróxidos de hierro.

Roca encajante: Dolomías.

Cobre: Al Este del Km. 9 de la carretera comarcal 332.

tipo de mineral: azurita y malaquita.

Roca encajante: calizas.

Mercurio: Aproximadamente 800 m. s.n.m. en la prolongación de la "Rambla de Julbina" y en Pozo Lupión en la Sierra de Gádor.

tipo de mineral: cinabrio.

Roca encajante: calizas y dolomías.

Oro: Al norte de Alcolea. Placeres de oro de baja ley.

Roca encajante: Arenas, limos, conglomerados.

4.1.2. **Canteras**

Existen canteras de yeso aproximadamente a 1 km. al WSW del km. 4 de la carretera de Berja a Benínar. Algunas de menor importancia explotan las calizas y dolomías alpujárrides para construcción, sobre todo en las cercanías de Berja.

4.2. HIDROGEOLOGIA

Esta Hoja comprende las cuencas altas y media de alguno de los ríos que

proceden de las estribaciones de Sierra Nevada.

La parte más septentrional, que forma parte de la cuenca alta está recubierta en su extensa mayoría por materiales impermeables. Dichos materiales están constituidos por filitas y esquistos alpujárrides y nevado-filábrides, así como margas, conglomerados, limos, etc. del Neógeno y Cuaternario.

Sin embargo, localmente, aparecen sobre las filitas, situadas en las estribaciones de Sierra Nevada, dolomías prácticamente colgadas, cuyo interés, en este aspecto, resulta muy reducido.

Sobre las margas miocenas, existen unos conglomerados continentales, alimentados parcialmente por la escorrentía y la pluviosidad que sobre ellos se realiza. Aunque existe alguna explotación en ellos, la escorrentía superficial es tan importante aquí, que no merece la pena explotar las reservas subterráneas, que no deben ser, de todos modos, demasiado importantes.

La única escorrentía subterránea hacia la cuenca media, podría establecerse en las dolomías existentes entre Alcolea y Lucainena.

En la cuenca media predominan totalmente los materiales triásicos con pequeñas cubiertas miocenas o cuaternarias. En las dolomías triásicas se instalan los únicos acuíferos (aparte de las cubetas mioceno-cuaternarias) interesantes de esta región.

La distribución de estas calizas y dolomías en distintos mantos cabalgantes, hace muy irregular la importancia de estos acuíferos. Así, mientras alguna de estas dolomías quedan colgadas sobre filitas, y sólo tienen carácter local, en otros casos (acuífero calizo-dolomítico del Manto de Lújar) constituyen la base hidrogeológica con gran continuidad entre las Sierra de Lújar y Gádor, con importantes ventanas tectónicas, en cuyas cotas más bajas dan lugar a zonas de descarga.

Es pues de sumo interés para la explotación de estos acuíferos conocer la geometría, extensión y relación con la topografía de estos mantos o escamas cabalgantes. Creemos que la presente cartografía ayudará en gran parte a la solución de estos problemas.

Para más detalles sobre este aspecto, recomendamos la lectura del "Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur Almería", Diciembre, 1.975 realizado por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, para el I.G.M.E. e IRYDA.

5. BIBLIOGRAFIA

ALDAYA, F. (1.969a).— "Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. Granada)". *Bol. Geol. Min.* T. LXXX-III, 212-217.

- (1.969b).— "Los Mantos Alpujárrides al S. de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. Granada)". *Acta Geol. Hisp.* año IV, nº 5, pp. 125-130.
 - (1.969c).— "Los Mantos Alpujárrides al S. de Sierra Nevada". *Tesis Univ. Granada*. 527 pp.
 - (1.970a).— "Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los Mantos Alpujárrides del S. de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. Granada)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, pp. 35-37.
 - (1.970b).— "Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar, Zona Bética, prov. Granada". (Nota preliminar). *Bol. Geol. Min.* T. LXXXI-VI, pp. 593-600.
 - (1.970c).— "La sucesión de etapas tectónicas en el dominio alpujárride (Zona Bética, prov. Granada)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, pp. 159-181.
 - (en prensa).— "Hoja de Albuñol (1.056)". *Mapa Geológico de España 1 : 50.000, 2ª serie, IGME.*
- ALDAYA, F.; GARCIA-DUEÑAS, V. (1.976).— "Les séquences lithologiques des nappes alpujárrides au Sud et au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie)". *Bull. Soc. Géol. France* (7) T. XVIII, nº 3, pp. 635-639.
- ALDAYA, F.; GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (en prensa).— "Los Mantos Alpujárrides en el sector central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de Correlación". *Tomo homenaje al Prof. Solé Sabarís.*
- ALDAYA, F.; DIAZ DE FEDERICO, A.; GARCIA-DUEÑAS, V.; MARTINEZ-GARCIA, E.; NAVARRO VILA, F. y PUGA, E. (1.979).— "Hoja de Lanjarón (1.042)". *Map. Geol. España. 1 : 50.000, 2ª serie, IGME.*
- ALDAYA, F.; BAENA, J. y EWERT, K. (en prensa).— "Hoja de Adra (1.057)". *Map. Geol. España. 1 : 50.000, 2ª serie, IGME.*
- ARANA, R. (1.973).— "Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas. Esp.)". *Tesis Doct. Univ. Granada*, vol. 27, 633 pp.
- BAENA, J. y EWERT, K. (en prensa).— "Hoja de Roquetas de Mar (1.058)". *Map. Geol. España. 1 : 50.000, 2ª serie, IGME.*
- BAENA, J. y VOERMANS, F. (en prensa).— "Hoja de Alhama de Almería (1.044)". *Map. Geol. España. 1 : 50.000, 2ª serie, IGME.*
- BANTING, A.H. (1.933).— "Sur le pli-nappe de Lújar-Gádor (Cordillères Bétiques)". *Proc. Konn. Ned. Akad. V. Wettensch*, vol. XXXVI nº 1, pp. 96-106.
- BARROIS, CH. y OFFRET, A. (1.889).— "Memoire sur la constituion geologique du sud de l'Andalousie, de la Sierra Tejeda a la Sierra Nevada". *Mem. Ac. Sc. Ins. Nat. France*, vol. XXX, nº 2, 79-169.
- BEMMELEN, E.W. van (1.927).— "Bijdrage tot de Geologie der Betische ketens in de provincie Granada". *Proefschrift Delft*. 176 pp.
- BLUMENTHAL, M.M. (1.935).— "Reliefüberschiebungen in den westlichen Betischen Cordilleren". *Geol. Med. Occ.*, vol. IV, nº 8, pp. 3-28.

- BROUWER, H.A. (1.926).— "The structure of the Sierra Nevada". *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch*, V. XXIX, pp. 678-682.
- DIAZ de FEDERICO, A. y PUGA, E. (1.974).— "Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la Zona Bética". *Tecniterrae*, 1, pp. 17-24.
- DIAZ de FEDERICO, A. y PUGA, E. (1.976).— "Estudio geológico del Complejo de Sierra Nevada entre los meridianos de Lanjarón y Pitres". *Tecniterrae*, 9, pp. 26-35.
- DIAZ de FEDERICO, A.; BURGOS, J.; FONTBOTE, J.M.; GALLEGOS, J.A.; PUGA, E. y SANZ DE GALDEANO, C. (en prensa).— "Hoja de Güéjar-Sierra (1.027)". *Map. Geol. de España*. 1 : 50.000, 2ª serie, IGME.
- DIAZ de FEDERICO, A., BURGOS, J.; ALMARZA, J.; OROZCO, M. (en prensa).— "Hoja de Aldeire (1.028)". *Map. Geol. España*. 1 : 50.000, 2ª serie, IGME.
- EGELER, C.G. & SIMON, O.J. (1.969).— "Sur la tectonique de la zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)". *Verh. Kon. Ned. Akad van Wetensch, Afd. Nat.*, vol. XXV, nº 3, 90 pp.
- EWERT, K. (1.976).— "Estratigrafía, Litología y Mineralizaciones del Manto de Lújar (Zona Bética)". *Stvd. Geol. Univ. Salamanca*, nº XI, pp. 109-120.
- FALLOT, F. (1.930).— "Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétiques et subbétiques". *Livre Jubilaire Soc. Géol. France*, pp. 279-305.
- (1.948).— "Les Cordillères Bétiques". *Estudios Geológicos*, nº 8, pp. 83-172.
- FALLOT, P.; SOLE, L. y COLOM, G. (1.950).— "Sur le bassin Néogène du Sud de la Sierra Nevada". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 230, pp. 1.625-1.627.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A.; FONTBOTE, J.M. y SOLE, L. (1.960).— "Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone". *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, t. LXXI, pp. 345-557.
- GALLEGOS, J.A. (1.974).— "Sobre la posición tectónica del Manto de Cástaras (Sierra Nevada) Cordilleras Béticas". *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXV, pp. 149-152.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1.967).— "La Zona Subbética al Norte de Granada". *Tesis Univ. Granada*. 534 p.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (en prensa).— "Hoja de La Peza (1.010)". *Map. Geol. España*. 1: 50.000, 2ª serie, IGME.
- GONZALO Y TARIN, J. (1.881).— "Descripción geológica de la provincia de Granada". *Bol. Com. Map. Geol. Esp.* T. VIII, 131 p.
- GUARDIOLA, E. y SIERRA, A. (1.925-1.928).— "Criadero de hierro de España T.V. Hierros de Almería y Granada". N. 1 (1.925) Generalidades

- pp. 1-344; n° 2 (1.926) Descripción geológica y estudio de los yacimientos pp. 7-429; n° 3 (1.928) Descripción geológica y estudio de los yacimientos (continuación),
- JACQUIN, J.P. (1.965).— "Présence et situation de microfaune dans le Trias alpujárride de la Sierra de Gádor (prov. Almería)". *C.R. somm. Soc. Géol. France*. Fasc. 8, p. 265.
- (1.960).— "La "franciscaine" un problème de pétrogenèse dans les dolomies du Trias Alpujárride de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne)". *Ann. Centre Enseig. Sup. Brazzaville*. T. II, pp. 79-90.
- (1.968a).— "Répartition géographique et lithostratigraphique des minéralisations de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne)". *Chron. Mines et Rech. Min.*, n° 376, pp. 230-243.
- (1.968b).— "Données nouvelles sur la géologie de la Sierra de Gádor". *Bull. Fed. Soc. Hist. Nat. Franche Compté*, T. LXX, n° 4, pp. 1-6.
- (1.970).— "Contribution à l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne)". *Tesis, Nantes*, 501 p.
- NAVARRO VILA, F. (1.976).— "Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al N de Sierra Nevada". *Tesis Univ. Bilbao*, 288 p.
- OROZCO, M. (1.969).— "Sobre unos afloramientos de rocas verdes de Sierra de Gádor (Cordilleras Béticas)". *Acta Geol. Hisp.*, t. IV, n° 4, pp. 96-98.
- (1.970).— "Nuevas aportaciones para la interpretación de los depósitos de fluorita de Sierra de Gádor". *Act. Geol. Hisp.*
- OROZCO, M. (1.970).— "Los Alpujárrides en la Sierra de Gádor occidental (prov. Granada)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, pp. 103-115.
- (1.970).— "Sobre la zona de contacto entre Sierra Nevada y Sierra de Gádor comprendida entre Laujar de Andarax y Canjáyar (prov. Almería)". *Act. Geol. Hisp.*, t. V, n° 2, pp. 44-47.
- (1.972).— "Los Alpujárrides en Sierra de Gádor occidental". *Tesis Doct. Univ. Granada*. Secret. de Publ. 379 p.
- OVEJERO, G.; TONA, F.; MARIN, J.M.; GUTIERREZ, A.; JACQUIN, J.P.; SERVAJEANT, G. y ZUBIAUR, J.F. (1.975).— "Las mineralizaciones de plomo-fluorita de Sierra de Lújar (prov. Granada. Esp.)". *Jor. Min. Metal Bilbao*. t. IX, pp. 83-119.
- PUGA, E. (1.970).— "Sobre la existencia de ortogneises porfiroides en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas)". *Bol. Geol. Min.*, T. 81, pp. 174-184.
- PUGA, E. (1.971).— "Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental (Cordilleras Béticas)". *Tesis Univ. Granada*. 677 p. Reimpresión, 1.975, Secret. Publ. Univ. Granada.
- PUGA, E. y FONTBOTE, J.M. (1.966).— "Sur l'origine des gneisses de la Sierra Nevada (Granada, Espagne)". *C.R. Ac. Sc. Paris*, T. 262, pp. 2.681-2.684.

- (1.966b).— “Albite filonienne et albitisation dans les formations métamorphiques de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques)”. *C.R. Ac. Sc. Paris*, T. 263, pp. 13-15.
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A. y FONTBOTE, J.M. (1.974).— “Definición y características de los Mantos del Veleta y del Mulhacén”. (Cordilleras Béticas, España).
- PUGA, E.; FONTBOTE, J.M. y MARTIN VIVALDI, J.L. (1.975).— “Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymetamorphic rocks of Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Southern Spain)”. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, fasc. 2.
- SCHWERD, K. (1.974).— “Stratigraphie, Fazies und Lagerstätten in triassischen Karbonatgesteinen der alpujarridischen Decken in der westlichen Sierra de Gádor (Betische Kordillere. Provinz Almería, Südspanien)”. *Unveröff. Diss. 1.065. München*. 20 p.
- STAUB, R. (1.934).— “Der Deckenbau Sudspaniens in den betischen Cordilleren”. *Vierteljahresschrift. d. Nat. Gesell. Zurich.*, vol. LXXIX, pp. 271-332.
- TONA, F. (1.973).— “Positions des horizons dolomitiques minéralisés en fluorine et galène au sein des sédiments triasiques de la Sierra de Lújar (Grenade)”. *Evolution et chimie Thèse (3ème cycle) Paris*, 166 p.
- WESTERVELD, J. (1.929).— “De bouw der Alpujarras en het tektonisch verband der oostelijke betische ketens”. *Tesis Delft*. 120 p.