



IGME

1.057

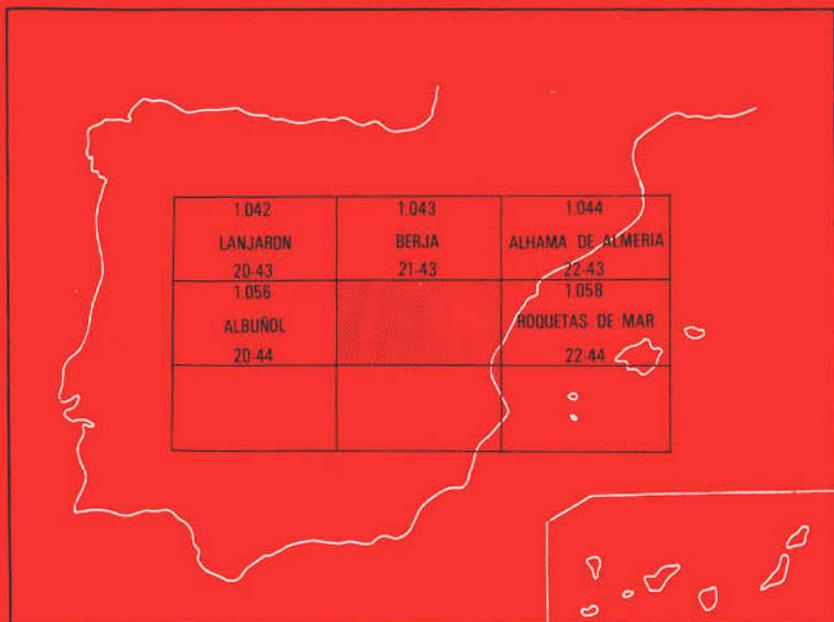
21-44

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1 : 50.000

ADRA

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ADRA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por las siguientes personas:

Cartografía y memoria:

Florencio Aldaya: Dr. en Ciencias Geológicas. Ha estudiado los Alpujárrides al W del Río Grande de Adra.

José Baena: Licenciado en Ciencias Geológicas. Ha realizado el estudio de los materiales post-orogénicos (terciarios y cuaternarios) y de la neotectónica.

Klaus Ewert: Dr. en Ciencias Geológicas. Ha realizado el estudio de los Mantos Alpujárrides al E del Río Grande de Adra y de las ventanas tectónicas del Manto de Lújar.

Micropaleontología:

Luis F. Granados Granados: Licenciado en Ciencias Geológicas. (del Terciario).

Macropaleontología:

Trinidad del Pan Arana: Dra. en Ciencias Naturales.

Sedimentología:

M^a Carmen Fernández-Luanco: Lic. en Ciencias Geológicas. (de los materiales neógenos).

Klaus Ewert: Lic. en Ciencias Geológicas. (de las calizas y dolomías alpujárrides).

Petrografía:

Florencio Aldaya: Dr. en Ciencias Geológicas. (de las rocas metamórficas).

Dirección y supervisión:

Pedro Ruiz Reig: Lic. en Ciencias Geológicas. (I.G.M.E.).

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 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-35.078-1.983

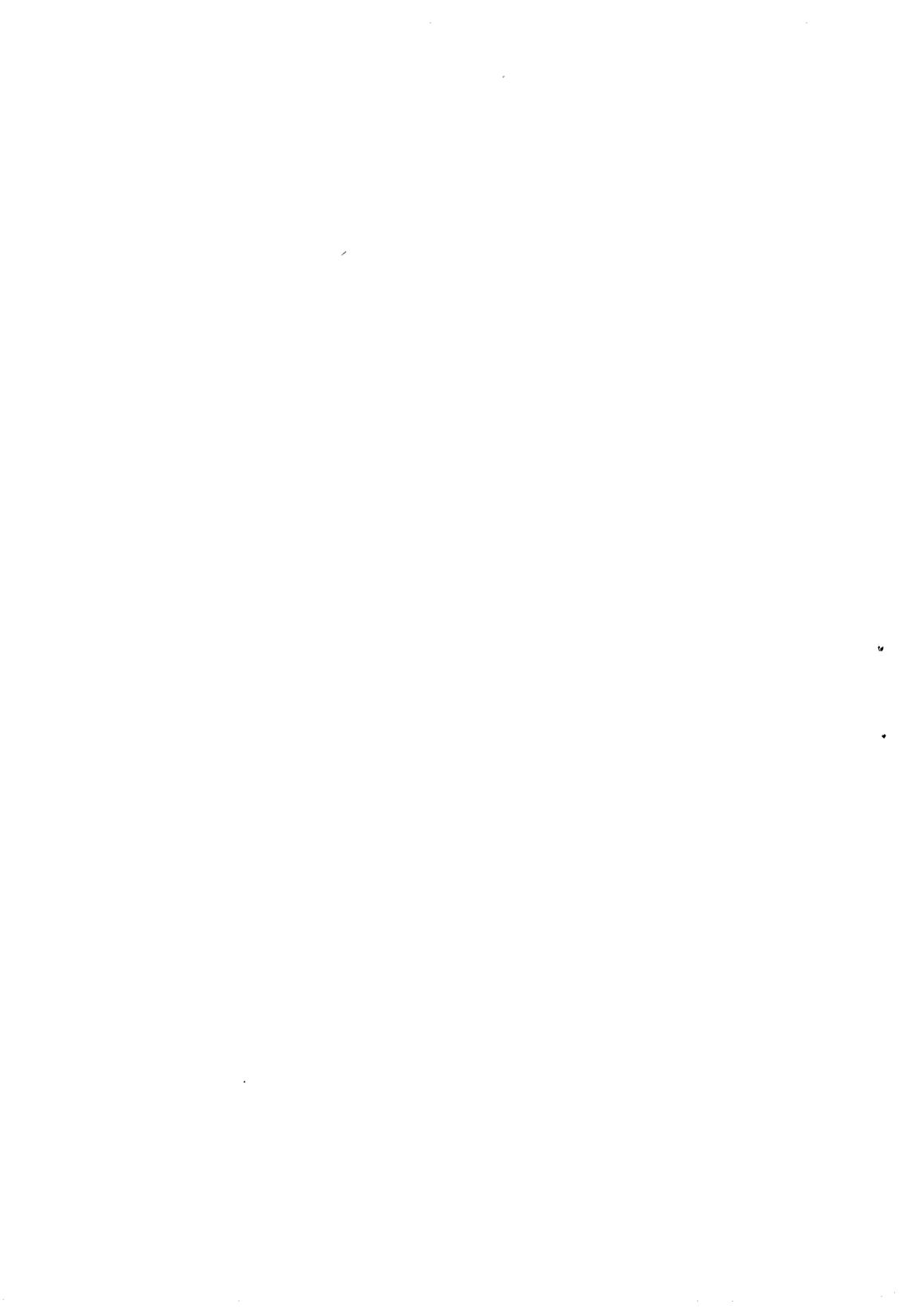
Tirada: Gráficas **JAPET** SERVICIO DE PUBLICACIONES *Humanes (Madrid)*

INDICE

	Páginas
0. INTRODUCCION	7
1. ESTRATIGRAFIA	8
1.1. Mantos Alpujárrides	8
1.1.1. Manto de Lújar	10
1.1.1.1. Filitas y cuarcitas (P-T _{A1})	10
1.1.1.2. Filitas moradas y calizas fusiformes (T _{A1}) ..	11
1.1.1.3. Calizas y dolomías (T _{A2-3})	11
1.1.1.4. Calcoesquistos con sericita (T _{A21-22})	12
1.1.1.5. Dolomías y Dolomías con "franciscana". Calizas (T _{A22})	12
1.1.1.6. Calizas y margo-calizas. Dolomías (T _{A31}) ..	13
1.1.1.7. Dolomías de Álvarez (T _{A32})	14
1.1.1.8. Calizas y calcoesquistos. Dolomía detrítica (T _{A32} ^c)	14
1.1.2. Manto de Alcázar	14
1.1.2.1. Filitas y cuarcitas. Calcoesquistos. Localmente yeso (P-T _{A1} ^f)	14
1.1.2.2. Dolomías, calizas y mármoles. Calcoesquistos en la base (T _{A2-3} ^Δ)	15

	<u>Páginas</u>
1.1.3. Manto de Murtas	15
1.1.3.1. Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita, micasquistos granatíferos en la base, localmente estaurólita (C A. P)	15
1.1.3.2. Cuarcitas y filitas. Calcoesquistos, localmente yeso (P-T _{A1} ^m)	17
1.1.3.3. Mármoles calizos y dolomíticos. Mármoles bandeados. Calcoesquistos en la base (T _{A2-3} Δ _D)	17
1.1.3.3.1. Formación basal	18
1.1.3.3.2. Formación del "Cerro de Minas"	18
1.1.3.3.3. Formación superior	18
1.1.4. Manto de Adra	19
1.1.4.1. Unidad de Melicena	20
1.1.4.1.1. Micasquistos biotíticos con granates y cloritoide (ξ ³ Gd)	20
1.1.4.2. Unidad de Adra	20
1.1.4.2.1. Esquistos grafitosos con granate y estaurólita. Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita (CAP-T _A)	20
1.2. Neógeno y Cuaternario	21
1.2.1. Mioceno superior (Tortonense) (T ^{Bc} ₁₁)	22
1.2.2. Plioceno inferior y medio (T ^{B1-2} ₁₁)	22
1.2.2.1. La facies deltaica (T ^{B-1-2} _{12d})	23
1.2.2.2. Las facies litorales (T ^{B1-2} _{12cg})	23
1.2.2.3. Facies infralitoral (T ^{12B1-2} _c)	24
1.2.2.4. Las facies profundas (T ^{12B1-2})	24
1.2.3. Cuaternario	25
1.2.3.1. Pleistoceno marino	25
1.2.3.1.1. Siciliense (Q ₁₂ T)	26
1.2.3.1.2. Eotirreniense (Q ₁₃ T)	27
1.2.3.1.3. Eutirreniense (Q ₁₄ T)	28
1.2.3.1.4. Neotirreniense (Q ₁₅ T)	29
1.2.3.2. Pleistoceno continental	29
1.2.3.2.1. Limos rojos Q ₁₅₋₁₆	29
1.2.3.2.2. Los glaciés Qc	30
1.2.3.3. Conos de deyección	31
1.2.3.4. Holoceno	31
2. METAMORFISMO	32

	<u>Páginas</u>
3. TECTONICA	38
3.1. Actividad Tectónica Triásica	38
3.2. Tectónica Alpídica	38
3.2.1. Primera fase de deformación	38
3.2.2. Segunda fase.	39
3.2.3. Otras deformaciones post-S ₂	40
3.2.4. Tectónica de corrimiento	41
3.2.4.1. Sobre las superficies de corrimiento	41
3.2.4.2. Estructura interna de los mantos	46
3.2.4.3. Dirección, sentido y edad de los corrimientos	49
3.3. Tectónica post-mantos	50
3.4. Neotectónica	51
4. HISTORIA GEOLOGICA	52
5. GEOLOGIA ECONOMICA	54
5.1. Minería y canteras	54
5.1.1. Minería y metalogenia	54
5.1.2. Canteras	55
5.2. Hidrogeología.	56
6. BIBLIOGRAFIA	57



0. INTRODUCCION

La Hoja de Adra, se localiza hacia el centro del borde meridional de las Cordilleras Béticas. Todos los materiales pre-orogénicos (triásicos y paleozóicos) pertenecen al dominio de los Mantos Alpujárrides. En la parte sudoriental afloran materiales terciarios y, como depósitos recientes, existen varias terrazas marinas de edad pleistocena.

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

WESTERVELD (1.929) sentó las bases de las actuales interpretaciones al establecer la superposición de tres grandes mantos: Lújar, Gádor y Guájar.

BANTING (1.933) modificó la interpretación de WESTERVELD interpretando toda la región situada al S de la Sierra Nevada como un gran pliegue tumbado de vergencia Norte.

VAN BEMMELEN (1.927), FALLOT (1.930, 1.948), STAUB (1.934) y BLUMENTHAL (1.935) realizaron importantes trabajos de síntesis que en una u otra manera afectan a este área y en todo caso a la interpretación general de esta región.

Dentro de los trabajos recientes, se pueden reseñar los de JACQUIN (1.965 a 1.970), ALDAYA (1.967 a 1.976) y OROZCO (1.969 a 1.972)

cuya relación viene reseñada en el apartado correspondiente. Algunos (ALDAYA, OVEJERO et al. 1.975) no están realizados dentro del área de esta Hoja, o bien comprenden un área más amplia, y se mencionan porque tratan problemas que afectan a esta región.

Las formaciones carbonatadas del Manto de Lújar han sido estudiadas recientemente por el grupo de la Universidad Técnica de Munich, (SCHWERD, 1.974; EWERT, 1.976, además de algunos trabajos inéditos).

Cabe citar las Hojas de Albuñol (ALDAYA, en prensa), Lanjarón (ALDAYA et al. 1.979), Ugíjar (ALDAYA et al. en prensa) y Roquetas (BAENA y EWERT, en prensa), del Mapa Geológico de España.

Con relación al Terciario y Cuaternario, existe un trabajo específico sobre las terrazas marinas de OVEJERO, G. y ZAZO C. (1.971) y sobre todo la tesis doctoral de FOURNIGUET, J. (1.975) que se ocupa de todo el Terciario y Cuaternario de esta Hoja, y que nos ha servido de base para nuestra cartografía.

Igualmente fueron de gran ayuda, en la zona oriental, los datos geofísicos aportados por los trabajos de hidrogeología realizados por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras para el IGME y el IRYDA.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. MANTOS ALPUJARRIDES

En los mantos alpujarrides situados al Sur de Sierra Nevada, entre los meridianos de Motril y Almería, aparecen representadas cuatro formaciones: dos formaciones atribuibles al Paleozóico con micasquistos, cuarcitas más o menos micáceas y esquistos cuarcíticos, fundamentales; en esta Hoja se han englobado las dos bajo un mismo signo y se han cartografiado conjuntamente. Sobre la más alta de ellas se sitúan las filitas y cuarcitas permotriásicas y, sobre ellas, las calizas y dolomías del Trías medio-superior. Esta es la que podríamos denominar "sucesión alpujarride tipo" (ALDAYA, 1.969 b,c; ALDAYA y GARCIA-DUEÑAS, 1.976; ALDAYA, GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILLA, en prensa); puede haber algún manto en que aparezcan representadas las cuatro formaciones, pero lo normal es encontrar mantos que carezcan de una o varias de ellas. En el apartado de Tectónica trataremos sobre estos hechos.

Las formaciones equivalentes en cuanto a posición, litología y edad (cuando ésta se conoce), que componen los distintos mantos son muy semejantes entre sí, como veremos en la descripción; la única excepción es el Manto de Lújar, cuyos materiales muestran una recristalización metamórfica menor.

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. En las formaciones metapelíticas no se encuentran restos fósiles, quizás a causa del metamorfismo y de la intensa deformación que han sufrido estas rocas. Sólo las calizas y dolomías triásicas, poco recrystalizadas y no muy deformadas, proporcionan algunos fósiles.

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 del afloramiento en cuestión dentro de la pila de mantos, posición de la superficie de corrimiento con respecto a la secuencia litológica y si es posible, la utilización conjunta de más de uno de estos criterios. En estas condiciones, el grado de seguridad con que se realizan las correlaciones puede ser 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 a un grupo de afloramientos cuyas relaciones mutuas y posición se estiman suficientemente claras. Puede ocurrir que, más adelante, los resultados de nuevas investigaciones conduzcan a asimilar alguna determinada unidad a otro manto. (cf. ALDAYA, GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, en prensa). Las columnas estratigráficas son esquemáticas; su escala tiene un valor orientativo, ya que ninguna formación mantiene constante su espesor. 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 el Manto de Murtas, unos 5 km., al NW de Adra, bajo una secuencia carbonatada bastante potente, las filitas y cuarcitas están extraordinariamente reducidas. La potencia representada se ha medido según una recta cuya posición es lo más próxima posible a la perpendicular a las superficies de corrimiento que limitan cada manto, superficies que no suelen ser 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 cam-

bios de facies. Por ello, las intercalaciones representadas en las columnas tienen también una posición meramente 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, S_2 . 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_1 o de la S_2 , 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 así denominados 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 de un modo continuo. Pero resultaría demasiado prolijo especificar 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 casi todas las rocas: turmalina, circón, apatito, esfena, rutilo, etc.

En el área de esta Hoja no aflora el autóctono relativo de los Mantos Alpujárrides; más al Norte, este conjunto de mantos descansa sobre el Complejo-Filábride. Tampoco se conservan aquí los "klippes" maláguides que en regiones próximas se sitúan sobre el edificio alpujárride.

1.1.1. Manto de Lújar

El Manto de Lújar es el que ocupa la posición más baja dentro de los alpujárrides. Sólo aflora con una cierta extensión en la parte nororiental en la Hoja; en el resto aparece en algunas ventanas tectónicas: Cerrón-Cerro Alvarez, Calares de Turón y en las más pequeñas de la Rambla de Huareña.

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

Se trata de una formación muy homogénea, en la que alteran 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. Los colores son predominantemente púrpuras y azulados.

El grado de recristalización es netamente menor que en las formaciones equivalentes de otros mantos. Los minerales son, pese a todo, los mismos: cuarzo, mica blanca, clorita, sericita, calcita, óxido de hierro y, esporádicamente, albita. Es notable la ausencia de biotita tardía o penninita.

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. Se les atribuye una edad permotriásica.

1.1.1.2. *Filitas moradas y calizas fusiformes* (T_{A1})

Esta formación representa la transición de las facies pelítica a la facies carbonatada. En los afloramientos se encuentran arcillas moradas, esquistos arcillosos y filitas moradas y azules en alternancia con cuarcitas y calizas fusiformes. Un afloramiento de la formación TA1 está situado en las "Lomas de las Pedrizas del Pardo" al N del km., 69 de la carretera nacional 340.

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

La serie calizodolomítica del Manto de Lújar se compone de varias formaciones calcáreas y dolomíticas que alcanzan en conjunto una potencia de unos 1.500 m. Son cinco formaciones cartografiables que contienen fundamentalmente rocas carbonatadas. No se encuentra la serie completa en ninguna de dichas ventanas.

Cuando no se distinguen cartográficamente formaciones se las engloba dentro de este apartado.

EWERT (1.976) realizó un primer estudio estratigráfico y estableció columnas estratigráficas de los afloramientos del Manto de Lújar. Estos estudios han permitido correlaciones entre las ventanas tectónicas.

VENTANAS TECTONICAS

Formaciones ALBUÑOL HUAREA CERRON TURON S.d. GADOR

T^c
TA 32
TA 32
TA 31
TA 22
TA 21-22
TA 1

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

Es la primera formación puramente carbonatada. Son calcoesquistos amarillentos con sericita y margocalizas. El único afloramiento conocido está junto al afloramiento de la formación TA1, pero las dos no están bien representadas en el área de la Hoja de Adra.

1.1.1.5. *Dolomías y Dolomías con "franciscana" Calizas* (T_{A22})

La formación T_{A22} está constituida mayormente por dolomías con algunas intercalaciones calcáreas.

La parte inferior se compone sobre todo de dolomicritas de color gris claro y de doloesparitas de grano fino a medio de color gris a gris oscuro. En los planos de estratificación se encuentran con frecuencia huellas de bioturbación (crustáceos, gusanos y otros de origen desconocido).

La parte superior es más oscura y muestra doloesparitas gris oscuras y negruzcas de grano medio a grueso. En ella se encuentra la estructura "franciscana": es una alternancia de bandas doloespatíticas 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 doloespatita 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 así una estructura geopetal cíclica que empieza en cada ciclo, en el muro, con doloesparita gris, 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.

En los afloramientos de la ventana del Cerrón-Alvarez y de las ventanas en la Rambla de Huarea apenas se encuentran estructuras "franciscana". En estos afloramientos se presenta la formación TA22 en una facies diferente. Son dolomías más claras, a veces detríticas y coloradas con una cierta influencia terrígena y también con fenómenos kársticos. El cambio de facies ya empieza en la parte occidental de la ventana de Turón.

El tramo superior de la formación TA22 está a veces mineralizado. Los minerales principales son galena y fluorita. Como accesorios muestran azurita, malaquita, cerusita y óxidos de hierro.

1.1.1.6. Calizas y margo-calizas. Dolomías (T_{A31})

La formación T_{A31} es la más homogénea del Manto de Lújar. Es una formación predominantemente calcárea pero existen en la parte inferior varios niveles dolomíticos 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. El afloramiento más típico de este nivel está situado a aproximadamente 800 m., al SE del Cerrón.

Las intercalaciones dolomíticas, que pueden tener potencias de más de 50 m., muestran una facies que recuerda a la facies de la parte superior de la formación T_{A22}. Son dolomicritas gris claras y, sobre todo, doloesparitas gris oscuras o negruzcas con estructura laminadas, estratificación gradada y con estructuras "franciscana".

Las mineralizaciones ligadas con estas dolomías son del mismo tipo que las de la formación T_{A22}.

Se encuentran los afloramientos de estas intercalaciones dolomíticas ligados a mineralizaciones solamente en la zona oriental de la Hoja de Adra.

Otro rasgo significativo de este tramo es la presencia de pliegues de "slumping" y de brechas sedimentarias en los afloramientos de la ventana de Albuñol y en la parte occidental de la Hoja.

El tramo medio de la formación presenta una facies más pura y está caracterizado por secuencias puramente calcáreas. Son calizas y calizas margosas bandeadas y tableadas de color gris a gris oscuro con estratos muy finos de margas rojizas, posiblemente procedentes -por transporte eólico- del continente remoto. En este tramo se encuentran algunos niveles con algas calcáreas, lamelibranquiatas y gasterópodos. Un afloramiento en la ventana del Cerrón/Alvarez muestra, además, crinoides y algunos corales (aproximadamente 500 m., al S del Cerro de los Alacranes.

El tramo superior contiene varias intercalaciones dolomíticas y margosas, sobre todo en los afloramientos orientales.

Las facies de las dolomías intercaladas cambian hacia el Oeste. En el Este son sobre todo dolomías grises y negruzcas con abundantes estructuras "franciscana", estructuras laminadas, pliegues de "slumping" y brechificaciones sinsedimentarias. Pero sin embargo no se encuentran apenas estas características en los afloramientos occidentales. Son más bien dolomías marrones,

a veces detríticas y desdolomitizadas y bancos dolomíticos gris oscuro de poca potencia que muestran con frecuencia restos de fósiles (aprox., 400 m., NNW Cerro Alvarez).

Los tramos margosos aparecen esquistosos, de color amarillento y con sericita en los planos de estratificación.

1.1.1.7. *Dolomías* (T_{A32})

Esta formación dolomítica tiene solamente dos afloramientos. En el área situada al SE del Cerro Alvarez alcanza su potencia máxima de algo más de 200 m. Otro afloramiento aún dudoso está situado en el Sur de la ventana más meridional en la Rambla de Huarea (Las Moras) y tiene una potencia de orden de 25 m. Las denominamos "Dolomías de Alvarez".

Es una formación dolomítica sin ninguna intercalación calcárea. Generalmente son doloesparitas negras, a veces gris oscuro, en bancos muy distintos y en masas que no contienen estructuras sedimentarias. Estas masas son "biohermes". Los fósiles más abundantes son: crinoideos, esquinodermos, braquiópodos y lamelibranquiatas. Son varios "biohermes" superpuestos y entre ellos se intercalan dolomías tableadas. Tanto los "biohermes" como las intercalaciones entre ellos tienen potencias muy variables y formas de lentejones.

1.1.1.8. *Calizas y calcosquistos. Dolomía detrítica* (T_{A32}^c)

La formación T_{A32}^c representa el techo de la serie calizo-dolomítica del Manto de Lújar y tiene un sólo afloramiento al SE del Cerro Alvarez.

Son calizas gris claras, calcoesquistos con sericita y bancos irregulares de dolomías detríticas de color marrón.

1.1.2. **Manto de Alcázar**

El Manto de Alcázar se sitúa sobre el de Lújar. Es discontinuo y de espesor muy variable. Alcanza potencias considerables en la mitad occidental de la Hoja, al Sur de una línea de dirección aproximada NNE-SSW que limita por el Sur los afloramientos del Manto de Lújar. Al Norte de esa línea se reduce muy rápidamente e incluso llega a desaparecer (en la esquina NW de la Hoja, p. ej.).

1.1.2.1. *Filitas y cuarcitas. Calcoesquistos. Localmente yeso* ($P-T_A^f$)

Es una formación constituida, cuando aparece bien representada, por una potente sucesión de filitas grises y azuladas con intercalaciones centimé-

tricas a decimétricas de cuarcitas más o menos micáceas y filitas cuarzosas. Asimismo contiene algunos paquetes discontinuos, de varias decenas de metros de potencia, de calcoesquistos y calizas amarillos y recrystalizados con intercalaciones de filitas verdes muy cloríticas. También contiene algún lentejón de yeso primario.

El aspecto en el paisaje es de un color netamente azulado, con tonalidades rojizas en laderas meteorizadas.

Las filitas y cuarcitas están constituidas por los siguientes minerales: cuarzo, moscovita, paragonita, clorita, albita, calcita; en menor cantidad, epidota (pistacita) y, esporádicamente, cloritoide. Han aparecido algunos cristales de biotita post-S₂, en relación, probablemente, con la última época, de mayor temperatura, del metamorfismo.

Esta formación puede atribuirse al Permotriás.

1.1.2.2. *Dolomías, calizas y mármoles. Calcoesquistos en la base (T_{A2-3Δ})*

La formación carbonatada del Manto de Alcázar aflora en un sólo punto en la Hoja de Adra. El afloramiento está situado al Norte del km., 32 de la carretera comarcal 331 de Puente del Río a Berja (cerca de Benegí). El afloramiento, situado a 2 km., al SSE del Cerro Alvarez, es de dudosa atribución.

La serie está compuesta por aproximadamente 2 m., de calcoesquistos con sericita de color amarillento. Encima están de orden de 20 m., de dolomías gris oscuras y negruzcas.

Por su posición y por correlación con formaciones equivalentes de otros mantos puede atribuirsele una edad triásica.

1.1.3. **Manto de Murta**

Se sitúa sobre el Manto de Alcázar y, en los sectores en que este falta, sobre el de Lújar. Es el único manto que, en el área de esta Hoja, muestra las cuatro formaciones que constituyen la sucesión alpujárride de esta región, si bien no existe ningún corte en que aparezcan estas cuatro formaciones; en efecto, las dos formaciones inferiores, bien representadas en la mitad occidental de la Hoja, van desapareciendo hacia el Este, al tiempo que van cobrando importancia las dos formaciones superiores, que llegan a aflorar ampliamente en la mitad oriental de la Hoja.

1.1.3.1. *Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita. Micasquistos granatíferos en la base, localmente estaurólita (CA.P)*

Este apartado incluye dos formaciones que no han sido separadas en cartografía:

a) *Micasquistos grafitosos con granate y, localmente, estaurólita.*

Es la más baja de las formaciones que constituyen este manto. Apenas aflora en el área de la Hoja, tan sólo junto a la esquina NW. Está compuesta por una monótona sucesión de micasquistos grafitosos con granate en la que se intercalan esquistosos cuarzosos y cuarcitas micáceas en niveles de uno a unos pocos decímetros de espesor que localmente pueden ser algo más potentes; dominan con mucho los micasquistos y micasquistos grafitosos sobre los demás tipos de rocas.

Son materiales de colores grises oscuros, parduzcos o negros; en el paisaje se distinguen por un característico relieve suave, alomado y redondeado, con tonos marrones oscuros a pardo-rojizos.

Están compuestos por cuarzo, mica blanca, biotita, clorita (se trata en general de biotita penninitizada), oligoclasa, granate (almandino-espessartita), óxidos de hierro, grafito y, esporádicamente, andalucita, cloritoide, y estaurólita en los niveles más bajos.

b) *Cuarcitas micáceas y esquistos con biotita.*

Se sitúa sobre la anterior en contacto aparentemente normal, con un tránsito bastante rápido. Es posible que este contacto esté, en general, tectonizado a causa de un despegue entre ambas formaciones, como ha sido puesto de manifiesto en otros puntos de esta región. Ello puede deberse a la diferencia de competencia entre ambas formaciones pues la que ahora nos ocupa es, en general, bastante más cuarcítica que la anterior.

Es una sucesión alternante de esquistos, más o menos cuarcíticos, micasquistos poco abundantes, y cuarcitas micáceas; no se han encontrado términos a los que se pueda denominar cuarcitas. El grosor de los bancos más cuarcíticos oscila entre unos pocos centímetros y algunos decímetros, excepcionalmente más de un metro.

Son de colores más claros que los de las descritas anteriormente. Dominan aquí las tonalidades grises, grises-rosadas o rojizas, marrones y, excepcionalmente, algún nivel oscuro. Su aspecto en el paisaje es también algo diferente, los colores son más claros y el relieve menos suave.

Se componen de cuarzo, mica blanca, biotita, clorita (en parte es biotita penninitizada), albita, cloritoide, óxidos de hierro, algo de calcita y, en mucha menor proporción, algunas epidotas y grafito; puede encontrarse andalucita esporádicamente.

Ambas formaciones deben ser de edad paleozóica pues, si bien no contienen fósiles ni es posible correlacionarlas con formaciones de edad conocida, se encuentran por debajo de las filitas y cuarcitas cuya atribución al Permo-Trías es verosímil.

1.1.3.2. *Cuarcitas y filitas. Calcoesquistos. Localmente yeso (P-T_{A1}^m)*

La formación anterior pasa gradualmente a la de filitas y cuarcitas; no se advierte un salto brusco ni en el campo ni bajo el microscopio. La biotita que se asocia a la S₁ y a la S₂, ya escasa en la parte alta de la formación anterior, desaparece al llegar a esta formación; el contenido en cuarzo disminuye también y van apareciendo las tonalidades azuladas características de las filitas.

Se compone de filitas con las que alternan cuarcitas más o menos micáceas, algún lentejón de yeso primario y algunos calcoesquistos, éstos últimos menos abundantes que en la formación equivalente del Manto de Alcázar.

Son de colores claros, azulados y grisáceos en general, con intercalaciones de tonos verdosos, más cloríticas, y rojizas a violáceas, más abundantes hacia la parte superior, y blancuzcos a rosados en intercalaciones cuarcíticas. El color en el paisaje es gris-azulado.

Estas rocas se componen de cuarzo, moscovita, paragonita, clorita, albita, calcita, algo de cloritoide y algunas escasas epidotas. Aparece algo de biotita post-S₂ que en varios casos se ha visto en relación con microfisuras tardías rellenas de óxidos de hierro y albita; también puede estar relacionada con la última etapa del metamorfismo, post-S₂, que da lugar a una asociación de mayor temperatura.

Al igual que a su equivalente del Manto de Alcázar, se le atribuye una edad permotriásica.

Sobre las calizas y dolomías triásicas del Manto de Murtas que afloran entre el N y el WNW de Adra (desde la cortijada de La Parra hasta las inmediaciones de la Aldea de La Alquería), se sitúa una escama de filitas y cuarcitas que han sido atribuidas al Manto de Murtas. Algo más oscuras, pero con un aspecto semejante, su mineralogía es también semejante salvo que contienen pistacita y biotita; la existencia de éste último mineral impide situarlas en continuidad estratigráfica sobre las calizas y dolomías triásicas, se trata sin duda de una repetición tectónica; probablemente esta escama procede de niveles bastante bajos de la formación de filitas y cuarcitas, y desde una posición más meridional ha cabalgado a las calizas y dolomías del mismo manto.

1.1.3.3. *Mármoles calizos y dolomíticos. Mármoles bandeados. Calcoesquistos en la base (T_{A2-3} Δ_D)*

Las calizas y dolomías del Manto tienen su mayor potencia, en la Hoja de Adra, entre el "Alto del Cerrón", y el "Cerro de Minas", al Este de la carretera comarcal 331 de Puente del Río a Berja.

Es un paquete compuesto por tres formaciones carbonatadas, no diferenciadas en cartografía, que alcanza una potencia aproximada de 600 m.

1.1.3.3.1. Formación basal

Aflora solamente, con una potencia de algunos metros en la transición de las filitas y cuarcitas permotriásicas a la sucesión carbonatada del Triásico medio y superior.

Son calcoesquistos, calizas arenosas e intercalaciones dolomíticas recristalizadas de color parduzco amarillento.

1.1.3.3.2 Formación del "Cerro de Minas"

Esta formación, la más potente del Manto de Murtas, alcanza unos 400 m. Es una formación preferentemente dolomítica con unos niveles calcáreos en la parte central de la misma.

El tramo inferior está compuesto por dolomicritas y doloesparitas grises. Son frecuentes los restos de fósiles y algas calcáreas indeterminables. En las láminas delgadas aparecen también sombras de "pellets" fósiles e intraclastos.

Una alternancia de dolomías y calizas caracteriza el tramo medio de la formación del "Cerro de Minas". En este tramo existen pliegues de "slumping", niveles poco potentes de brechas sedimentarias y en algún punto, en el Norte del mismo "Cerro de Minas", testigos de un paleokarst. Estos fenómenos podrían indicar una emersión pero aún no hay suficientes datos para una decisión definitiva.

El tramo superior de esta formación es exclusivamente dolomítico. Se encuentran dos tipos principales de dolomía: doloesparita gris oscura, negruzca, con estratificación gradada y estructuras laminadas atribuidas a la actividad biológica de algas verdeazuladas ("algal structure"); muestran texturas geopetales e indican una polaridad normal de la serie. El segundo tipo es una doloesparita gris de grano medio a grueso con estructuras "franciscana". En estas dolomías con "franciscana" se encuentran mineralizaciones de galena y de fluorita. Estas mineralizaciones son removilizaciones epigenéticas. El mineral primario no aflora en ninguna parte del Manto de Murtas.

1.1.3.3.3. Formación superior

En la formación superior predominan calizas y calizas margosas. Además existen intercalaciones de margas, dolomías margosas y niveles dolomíticos.

Las calizas son mayormente calizas de color gris oscuro, de grano fino, que contienen restos de fósiles y algas calcáreas. Las margas tienen colores amarillentos y rojizos y son ricas en cuarzo de grano muy fino. Las intercalaciones dolomíticas representan sobre todo dolomicritas y doloesparitas grises con estructuras laminadas.

Otro afloramiento importante está situado a unos 5 km., al NW de Adra en el Cerro Corrales; en este afloramiento se presenta la serie muy recrystalizada y metamorfizada. Son mármoles dolomíticos y mármoles calizos que alcanzan una potencia de aproximadamente 130 m. En las láminas delgadas se observan, como minerales metamórficos, mica blanca, alguna biotita y tremolita; también aparece algún cristal de yeso. La correlación estratigráfica de este afloramiento con el anterior aún no es posible.

Por correlación con otros mantos, en los que estas formaciones han podido ser datadas, se les puede asignar una edad de Triásico medio y superior, en su conjunto.

1.1.4. Manto de Adra

El Manto de Adra está situado sobre el Murtas. En el área que comprende esta Hoja se compone sólo de las dos formaciones inferiores atribuibles al Paleozóico. Estos materiales se encuentran dispuestos en varias unidades tectónicas, a modo de escamas; de estas escamas tan sólo una ha podido ser delimitada en cartografía: la Unidad de Melicena, que se continúa hacia el Oeste en la vecina Hoja de Albuñol (1.056); se encuentra situada sobre el resto del Manto de Adra. Al Oeste de la Rambla de Huarea, la parte alta de este manto está constituida por varias escamas que no han podido ser delimitadas, sino sólo en parte porque, hacia el Este, las superficies que las separan suben de nivel, dentro de la secuencia y determinan repeticiones sucesivas de la formación de cuarcitas y esquistos con biotita; a partir del momento en que los micasquistos grafitosos con granate dejan de estar sobre una de estas superficies tectónicas, el contacto llega a ser imposible de seguir en cartografía. Pero ello no significa que estas escamas no continúen hacia el Este. Deben ser, en este sector, un equivalente de la Unidad de Melicena. En todo caso no hay criterios para pensar que según estas superficies se hayan realizado grandes traslaciones.

En definitiva, se ha separado en cartografía sólo la Unidad de Melicena, porque se ha podido delimitar y el resto ha sido denominado Unidad de Adra, aún a sabiendas de que sobre una masa de micasquistos bastante potente se sitúan al menos cuatro unidades menores.

1.1.4.1. *Unidad de Melicena*

1.1.4.1.1. Micasquistos biotíticos con granate y cloritoide (ξ^3 G d)

Corresponde a la más baja de las cuatro formaciones de la sucesión alpujárride sin que lleguen a estar representados los términos más bajos con estauroлита. Está constituida por micasquistos grafitosos con intercalaciones de cuarcitas más o menos micáceas y esquistos cuarzosos. Su litología, colores y aspecto en el paisaje son similares a los de las formaciones equivalentes del Manto de Murtas o de la Unidad de Adra.

Los minerales que constituyen estas rocas son: cuarzo, mica blanca, biotita, plagioclasa, granate, clorita (en gran parte penninita que proviene del retrometamorfismo de biotita), cloritoide y óxidos de hierro.

La edad debe ser también paleozóica.

1.1.4.2. *Unidad de Adra*

1.1.4.2.1. Micasquistos gafitosos con granate y estauroлита. Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita (CAP-T_A)

Este signo comprende las dos formaciones más bajas de la sucesión alpujárride, que no han sido separadas en cartografía. Ambas son similares a sus equivalentes del Manto de Murtas.

a) *Micasquistos grafitosos con granate y, hacia la base, estauroлита.*

Afloran en la parte occidental de la Hoja; hacia el Este, tanto la superficie de corrimiento del Manto de Adra, como incluso las superficies tectónicas que delimitan las escamas, se van situando cada vez más próximas al techo de la formación de modo que ésta va siendo cada vez menos potente hasta llegar a desaparecer.

Se trata de una potente y monótona sucesión compuesta fundamentalmente por micasquistos y cuarzosquistos grafitosos con intercalaciones centimétricas a decimétricas de cuarcitas más o menos micáceas; en ocasiones estas intercalaciones pueden superar el metro de potencia. De estos tipos de rocas, son los micasquistos los más abundantes.

Son micasquistos negros u oscuros, con tonalidades doradas en las superficies de esquistosidad y normalmente con manchas rojizas de óxidos de hierro. Los niveles más cuarcíticos suelen ser más claros, en tonos marrones a grisáceos. En el paisaje dan tonos oscuros marrones o rojizos y un relieve suave y redondeado.

Están constituidos por cuarzo, mica blanca, biotita (en general biotita pennitizada), oligoclasa (muy raramente maclada, con formas siempre muy

irregulares y con abundantes inclusiones) granate (almandino-espessartita), óxidos de hierro, grafito, cloritoide y, de un modo esporádico, andalucita.

La estaurolita es muy escasa y, en el área de esta Hoja, coexiste siempre con cloritoide. El espesor de materiales con estaurolita es muy pequeño, quedan confinados a la parte más baja y normalmente suelen faltar.

b) *Cuarcitas micáceas y esquistos con biotita.*

Esta formación sigue a la anterior en aparente continuidad, sin que en el área de esta Hoja se haya detectado ningún cambio brusco ni litológico ni metamórfico. Pero este tránsito, si no brusco, si es bastante rápido. Es muy probable, que, al igual que ocurre en el Manto de Murtas en otras áreas (Hoja de Lanjarón, p. ej.), también aquí se hayan producido movimientos de despegue localizados en el contacto entre ambas formaciones.

Esta formación es una sucesión alternante de esquistos cuarzosos y cuarcitas más o menos micáceas con niveles de micasquistos, menos abundantes éstos últimos que en la formación anterior. Los bancos cuarcíticos son de espesor centimétrico a decimétrico, pudiendo llegar a superar el metro de potencia. En su conjunto, la formación es más cuarcítica que la descrita anteriormente.

Estos materiales son de tonalidades más claras: grisáceos, marrones, rojizos o rosados, con algún nivel más oscuro. En el paisaje dan tonalidades también más claras y un relieve menos redondeado; es de destacar la traza frecuentemente rectilínea de los barrancos.

Estas rocas se componen de cuarzo, mica blanca, biotita, clorita (en parte biotita penninitizada), albita, cloritoide, óxidos de hierro, algo de grafito y, esporádicamente, andalucita. Pueden aparecer granates en los niveles más bajos.

Al igual que en el Manto de Murtas y por los mismos criterios el conjunto de ambas formaciones debe ser atribuido al Paleozóico. No se puede excluir la posibilidad de que la parte más alta de la formación superior, ya de tonos grisáceos muy claros, pudiese contener términos permotriásicos, aunque desde luego en ningún caso han aparecido términos litológicos como los de las filitas.

1.2. NEOGENO Y CUATERNARIO

Sus afloramientos, se limitan a la zona costera oriental, entre Adra y Balerna, y desde el mar al borde alpujárride, excepto pequeños residuos de terrazas marinas cuaternarias situadas al Oeste de Adra.

1.2.1. Mioceno superior (Tortonense) (T₁₁^{Bc})

Tanto en el Cerro de la Aneca, como en las Lomas de las Pedrizas del Pardo, y apoyándose sobre dolomías o filitas alpujárrides, aparecen unas calizas o calcarenitas conglomeráticas, arenosas, que pueden alcanzar hasta 50-60 m., de potencia. En realidad se trata de "Biodolomicritas" o "Biomicritas" con cantos dolomíticos, que presentan una fauna poco característica con restos de Lamelibranquios, Equinodermos, Melobesias, Gasterópodos, etc.

Aunque su facies no sea muy distinta a la de las calcarenitas pliocenas, evidentemente existen diferencias, como son: la mayor dolomitización de estas calizas, al estar siempre encima de filitas o dolomías del alpujárride etc.

Más al Este, en la Hoja de Roquetas, en estas mismas calizas PERCONIG (1.976) encuentra una fauna perteneciente al Tortonense.

Además, FOURNIGUET (1.975) cita: *Echinolampos* cf. *deshayesi* (DE-SOR) y *Chlamys (Manupecten)* cf. *fasciculata* (MILLET), que indicarían el Mioceno.

Aunque algunos autores (FOURNIGUET, 1.975) duden mucho de la existencia de este Mioceno, es evidente que existe, sobre todo si se tiene en cuenta que en la vecina Hoja de Roquetas, todas las calcarenitas que se apoyan sobre las dolomías y filitas de la S^a de Gador lo son, y aún en esta Hoja, hay alguna lámina en las que aparece *Spiroplectammina carinata*, que podría indicarnos el Mioceno.

La tectónica en esta región ha dado lugar a que estas calizas, y sus afloramientos se localicen cada vez más bajos hacia el río Adra, y en muchos casos cubierta por las calcarenitas pliocenas, que las enmasacaran o hacen difícil su cartografía e identificación.

1.2.2. Plioceno inferior y medio (T₁₂^{B1-2})

Desde Adra hasta Balerma, y desde la montaña al mar, se presentan diversas facies de esta edad, que corresponden a distintas situaciones dentro del encuadre paleogeográfico. Comprenden, en resumen, las siguientes facies:

- Facies deltaicas
- Facies litoral
- Facies infralitoral
- Facies circolitoral
- Facies profunda

1.2.2.1. *La facies deltaica* (T₁₂^{B-1-2d})

Está representado perfectamente al Este de Adra, y al N del delta del Río del mismo nombre. Parece claro, que esta zona deltaica ha tenido continuidad como tal durante el Plioceno y Cuaternario.

Se apoya esta formación sobre micasquistos y filitas alpujárrides, y en la base comporta una delgada base marina, de 1 a 1,5 metros, con bolas de cuarzo, arena de playa, y algunos bloques perforados por litofagos.

Lo que podemos considerar propiamente como formación deltaica está constituida por una serie muy detrítica, que buza generalmente unos 10 a 15° hacia el SE. Los cantos, de variable naturaleza (micasquistos, filitas, dolomías, cuarzo, etc.) están poco rodados, y se incluyen en una matriz que está formada por una verdadera "papilla" de los mismos materiales. Son auténticos "fanglomerados".

La granulometría de sus componentes varía muchísimo, de milímetros a decímetros, y a veces, incluso llegan al metro, sobre todo hacia el Norte, cerca de la Sierra. Los cambios de facies son numerosos, aumentando la carga detrítica en la parte septentrional, mientras que más al Sur la serie contiene horizontes de margas arenosas finas, grises, vagamente estratificadas. Por cambios laterales y verticales se observa la mezcla de influencias marinas y continentales, con formaciones de aspecto fluvial o de estuario, con estratificaciones oblicuas y láminas que se recubren en progradación.

En los elementos groseros (grandes cantos de dolomías) hemos encontrado, a pesar de su aspecto continental, pruebas de la proximidad del mar, con ostras y balanús apoyadas sobre los mismos. Entre estas se han clasificado: *Ostrea (ostrea) lamellosa* BROCCHI, *Ostrea cf. digitalina* DUBOIS, *Balanus sulcatus* LAMARCK.

En la parte basal más meridional de esta formación, en el nuevo cauce del Río Adra, en unas margas arenosas hemos encontrado la siguiente microfauna: *Cibicides ungerianus*, *Bulimina aculeata*, *Nonion boueanum*, *Elphidium complanatum*, *Gyroidinoides crotoniensis*, *Globigerina* sp. que parecen indicarnos una edad pliocena para estos depósitos.

Resumiendo, estos depósitos constituyen un amplio cono aluvial, deltaico, correspondiente a un fuerte Río, establecido en el Plioceno, del que ha heredado su situación el delta actual.

1.2.2.2. *Las facies litorales* (T₁₂^{B1-2cg})

Se trata de una serie de areniscas groseras y conglomerados con bolas de cuarzo y cantos más o menos redondeados, con gran cantidad de conchas de Pectinidas, Ostreidos y Balanus. Se ha localizado *Chlamys latissima* (BROCCHI) que nos indica el Plioceno.

Esta facies, cuya potencia llega a los 40 m., se localiza preferentemente debajo de la facies deltaica, por lo que apenas aparece en la cartografía. Hacia el Este también aparece en algunos puntos sobre las calcarenitas del Mioceno. Su naturaleza llega a ser tan semejante, a veces a los materiales de la facies infralitoral, que resulta muy difícil delimitarlas, puesto que, en el fondo, existe un paso gradual.

1.2.2.3. *Facies infralitoral* (T₁₂^{B1-2}c)

Nos referimos aquí a los materiales que se depositaron a una profundidad entre 5 y 30 metros. Se trata de calcarenitas, "calclititas con cemento carbonatado" o "Litarenitas con cemento carbonatado", en los que aún existen cuarzoes rodados. Por lo general el tamaño de los detritos varía de arena media a grava.

Son abundantes los macrofósiles, sobre todo Ostreas y Pectinidos, entre las que destacamos: *Ostrea lamellosa* BROCCCHI, *Ostrea (picnodonta)* af. *cochlear* POLI, *Ostrea* cf. *digitalina* DUBOIS, *Ostrea* cf. *edulis* LINNE, *Pecten aduncus* FICHWALD, *Pecten jacobaeus* LINNE, *Chlamys latissima* (BROCCCHI), que nos definen el Plioceno. La microfauna está constituida por: *Elphidium crispum*, *Globigerinoides*, *Cibicides robertsonianus*, *Quinqueloculina*, *Nonion* etc.

La potencia de esta formación, como se puede deducir de los numerosos sondeos mecánicos existentes, es variable, pero llega a alcanzar los 100 metros.

1.2.2.4. *Las facies profundas* T₁₂^{B1-2}

El tránsito entre las facies "infralitoral" (calcarenita) y la profunda (margas) se realiza, como es natural, de un modo gradual, apareciendo entre ambas unas margas arenosas (facies circolitoral), cuya profundidad de sedimentación sería aproximadamente de 30 a 60 metros. De aquí en adelante se depositarían margas.

Las margas arenosas presentan una microfauna con: *Cibicides*, *Elphidium* cf. *crispum*, *Elphidium complanatum*, *Anomalinoidea*, *Nonion*, *Heterolepa mexicana*, *Globigerina*, etc.

La macrofauna es muy rica, y hemos encontrado numerosos ejemplares de: *Terebratula ampulla* BROCCCHI, *Abyssothyris wyvillei* DAVIDSON, *Chlamys boilenensis* (?) MAYER-EYMAR, *Chlamys clavata* POLI, *Chlamys clavata* var *almeriensis* POLI, *Chlamys scabrella* LAMARCK, *Ostrea (Pycnodonta) cochlear* POLI *navicularis* BRECCCHI, *Sphaeronassa* cf. *semistriata* GRATELOUP, *Balanus latiradiatus* MUNSTER, *Balanus tintinabulum* LINNE, *Stire-*

chinus scillae DESORMAIS, *Echinolampas* sp. etc., que nos dan una edad Plioceno para esta formación.

Unos metros más abajo, comienzan a existir margas con caracteres de depósitos más profundos, y con una rica microfauna entre la que destacamos: *Florilus boueanum*, *Ammonia beccarii inflata*, *Elphidium crispum*, *Globorotalia* aff. *crassofoerunis*, *Globorotalia puncticulata*, *Globorotalia hirsuta aemiliana* etc., que parecen definirnos una edad Plioceno inferior-medio.

La posición relativa, es de arriba a abajo: calcarenitas, margas arenosas y margas. Tal sucesión indica una disminución progresiva de la columna de agua en la deposición. Esto puede corresponder a una regresión, o a una colmatación de la cuenca.

1.2.3. Cuaternario

1.2.3.1. *Pleistoceno marino*

Está representado en gran parte, por una serie de terrazas marinas, situadas a distintas alturas. Al Oeste de Adra están representados cuatro de estos episodios. Igualmente se han identificado cuatro episodios en la vecina Hoja de Roquetas de Mar, y en la parte de la Hoja de Adra que limita con aquella.

El problema esencial, se localiza principalmente entre Adra y Balanegra, donde normalmente sólo se presenta un episodio, pero además a distintas cotas. Como la relación entre estos episodios sólo se puede establecer, por su posición relativa, y como la identificación, a falta de datos paleontológicos válidos, se realiza exclusivamente por su altura sobre el nivel del mar, ya que obviamente en el momento de la deposición la plataforma de abrasión marina presentaría cotas sensiblemente iguales, y como además ha existido una evidente neotectónica que lógicamente ha afectado a la altura de estos episodios, se comprenderá fácilmente la dificultad de identificar estos episodios, y relacionarlos con el resto de las zonas. Es por ello que a estos episodios les daremos una edad indeterminada, dentro del Pleistoceno marino, o en su caso la edad del más alto o más antiguo ya que al no existir ninguno superior a él, y sobre todo al tener pruebas (Geofísica de la Plataforma marina de Almería, realizada por ENADIMSA y U.S.G.S.) de que existen plataformas de abrasión hundidas en esta región, podemos suponer que los episodios más recientes están hoy bajo el mar, o cubiertos por el delta del río Adra, o formaciones más recientes.

En cuanto a la datación de estos episodios, nos hemos basado en las consideraciones de FOURNIGUET (1.975) y GIGOUT (1.957), que a la vez establecen unas relaciones con otras zonas mediterráneas y atlánticas. El dato concreto es la existencia, en la Hoja limítrofe de Roquetas de *Strombus bu-*

bonius, en el episodio más reciente, que según los especialistas parece indicar el Neotirreniense. Según esto los restantes episodios de abajo a arriba serán: el Eutirreniense, el Eotirreniense y el Siciliense.

1.2.3.1.1. Siciliense (Q₁₂T)

Al Oeste de Adra se pueden observar pequeños afloramientos de este episodio, situados siempre sobre los interfluvios, apoyados sobre micasquistos del Manto de Adra y recubiertos en muchos casos por depósitos detríticos de glaciais.

En ellos, sobre los micasquistos existe un conglomerado endurecido con bolas de cuarzo y cemento arenoso que contienen restos del sustrato aún angulosos y de tamaño variable.

Su potencia no sobrepasa 1 m.

En estos afloramientos sólo hemos encontrado *Ostrea lamellosa*. Normalmente están recubiertos por depósitos continentales detríticos, o por una costra calcárea de exhudación.

Normalmente el acantilado de esta plataforma de abrasión antigua, allí donde se puede observar está situado a 95 m., sobre el nivel del mar.

En la zona oriental este episodio se observa en la cuesta de los Alacranes, culminando la cuesta, y se extiende por gran parte de los llanos del Campo de Dalías, en la vecina Hoja de Roquetas.

En la Cuesta de los Alacranes (km., 73 de la CN 340) se localiza el siguiente corte, según FOURNIQUET (1.975):

- En la base, calcarenitas pliocenas con pendiente de 10° al SE.
- 50-60 cms., de un conglomerado marino con cantos rodados y bolas de cuarzo, con un cemento arenoso de tipo litoral endurecido.
- 1,20 m., de arena o margas-arenosas, con resedimentaciones del plioceno.
- 80 cm., a 1 m., de un conglomerado idéntico al primero.

Cubre esta serie unas arenas groseras continentales y una costra calcárea. En muchos puntos la existencia de cantos rodados enrojecidos denotan la presencia de este episodio.

El episodio se sitúa aquí a una cota de + 80 m., sin que se conozca la posición de la costa por estar recubierto el pie de la Sierra por potentes conos de deyección.

Entre Adra y Balanegra, este episodio también está representado, pero siempre a cotas más bajas, que en las zonas ya mencionadas (W de Adra y Campo de Dalías). A esta situación se ha llegado por una indudable influencia de la Neotectónica, y no es difícil observar como, no ya sólo este episodio,

sino los potentes glacis que lo cubren están flexionados y fallados. La fracturación en bloques que se van hundiendo hacia el Río de Adra, coincidiendo con la localización de los episodios marinos cada vez más bajos entre Balanegra y el Puente del Río, hace suponer que todos estos episodios puedan corresponder a uno mismo, y más concretamente al Siciliense. La dificultad de demostrar esto, en todos los casos, nos hace respetar la hipótesis de que existan episodios del Eotirreniense entre las Albuferas y el Puente del Río (FOURNIGUET, 1.975).

1.2.3.1.2. Eotirreniense (Q₁₂T)

Al Oeste de Adra, y a unos 25-30 m., sobre el nivel del mar, se localizan una serie de pequeños afloramientos, que atribuimos a este episodio. A veces constituyen verdaderas "muescas" en forma de nichos labrados en los micasquistos del Manto de Adra. Estas "muescas" que constituían el pie del escarpe que fue trabajado por el mar en esta época, tienen depósitos de gravas, cantos, arenas, granos de cuarzo y restos de fósiles. Se trataba de un litoral rocoso donde alternaban salientes y huecos, con escarpes marcados en la base de estas grutas.

En este episodio ha encontrado FOURNIGUET (1.975) una macrofauna con:

Patella coerolea LINNE

Patella Scutellastroni ferrudinea

Conus (chelyconus) mediterraneus BRUG.

Glyaymeris nummaria LINNE

Balanus sp.

Mytilus edulis

Ostrea sp.

En la Rambla que desemboca en el Faro de Adra se encuentra este episodio, y está integrado por:

— Un conglomerado de bolas de cuarzo y cantos en un cemento arenoso.

— Alternancia de lechos de cantos y de bolas con dos bancos de arenas pero consolidadas; raros restos de *Ostreas*, *Balanus* y *Patella*. Encima una formación muy detrítica de tipo fluvial.

En la zona oriental al Este de Balanegra este episodio se localiza con el escarpe de 60 a 65 m., de altura, sobre el nivel del mar. Constituye el Llano de los Alcores, que se continúa hasta Matagorda en la Hoja vecina de

Roquetas, y termina poco antes de la CN 340. En general está recubierta por una costra. Debajo de esta, y en cortes apropiados, se observa sobre el Plioceno:

- 60-80 cm., de un conglomerado con cantos rodados amarillos de todos los tamaños, con cemento arenoso-arenoso.
- 2 m., de arenas groseras con horizontes de bolas de cuarzo.
- Un potente conglomerado con cantos rodados en un cemento calizo-arenoso.
- Termina por 1 m., de depósitos continentales rojos y la costra. En estos depósitos se localiza *Glycymeris* sp. y *Mytilus* sp.

1.2.3.1.3. Eutirreniense (Q₁₄T)

Al Oeste de Adra, y en condiciones muy semejantes al episodio anterior, se localizan a 8-10 m., de altura, pequeños afloramientos de este episodio que contienen 50-80 cm., de cantos de esquistos bien rodados, arena de playa, bolas de cuarzo rodadas y elementos angulosos de micasquistos. Cubren a esta una formación detrítica rojiza con fracción limosa importante, de carácter continental.

En este episodio ha localizado FOURNIGUET (1.975) la siguiente macrofauna:

Thais (stramonita) haemostoma (LINNE)
Charomia nodifera (LAMARCK)
Patella caerulea (LINNE)
Patella (sculellostrom) ferruginea (G.M.)
Mytilus edulis
Balanus sp.

En la zona oriental este episodio está representado por una estrecha franja que va desde inmediatamente al NE de Balerna hasta la Casa Cuartel de la Guardia Civil, ya en la Hoja limítrofe de Roquetas. En general está situado de 15 a 30 m., sobre el nivel del mar. Sus cortes no se observan fácilmente, ya que suele estar muy cubierto, tanto por los limos rojos continentales de la regresión, como por arenas y dunas más actuales.

Su naturaleza es semejante a la descrita para todos los episodios anteriores de esta zona.

Entre Adra y Balanegra parece no existir, o al menos no aflora, pudiendo estar bajo depósitos más recientes y bajo el nivel del mar.

1.2.3.1.4. Neotirreniense (Q₁₅T)

Al Oeste de Adra se encuentra un número reducido de afloramientos de este episodio a 1 ó 3 metros sobre el nivel actual del mar. Uno de ellos se encuentra por debajo de la Aldea de la Alcazaba, y como casi todos se localizan en pequeñas muescas escurbadas en el escarpe rocoso.

Estas "muescas" están tapizadas por conglomerados con bolas de cuarzo y bloques de micasquistos en una matriz calcáreo-arenosa. En ellas se han encontrado:

Spondylus gadaeropus LINNE

Patella caerulea LINNE

Columbella rustica LINNE

Natica millepunctata LAMARCK

Thais haemostoma

Glycymeris sp.

Balanus sp.

En la zona oriental está representado en el pequeño escarpe casi ininterrumpido que domina la base plano costera entre Balanegra y el límite oriental de la costa, casi no se observa por estar recubierto por dunas y derrubios actuales. En este episodio, de igual naturaleza que los anteriores, y un poco más al Este, en la Hoja de Roquetas se ha recogido *Strombus bubonius*, que parece indicarnos el Neotirreniense. Se sitúa a una altura de 3 a 5 metros, aunque variable. En una costra que cubre a este episodio (al W de Adra), cita FOURNIQUET (1.975) una datación absoluta con C-14, que ha dado 35.000 años, lo que descarta una edad posterior para este episodio, y apoya su edad Neotirreniense.

1.2.3.2. *Pleistoceno continental*

1.2.3.2.1. Limos rojos Q₁₅₋₁₆

Consideramos en este apartado a unos limos rosas o rojos, muy finos, arcillosos, a veces con poca porción detrítica, y otras mezclado con arenas más recientes, que en gran parte rellenan las depresiones topográficas, suavizando la morfología.

Es una formación continental que parece posterior al último episodio marino, pero que en realidad está constituida por la removilización de los limos arenosos y las arcillas de descalcificación de las costras que forman parte de los depósitos que integran la parte superior de las terrazas marinas, y que se originaron durante las correspondientes regresiones.

Se localizan al pie de los taludes que marcan la litología, y a veces cubren por completo depósitos de terrazas marinas. Se le atribuye (apoyándose en el redondeamiento de los cuarzos) un transporte eólico.

1.2.3.2.2. Los glaciares Qc

Hemos distinguido tres glaciares, por estar situados a distinta altura y por la madurez de compactación de sus depósitos, así como por la relación con los episodios marinos cuaternarios que hemos descrito. La edad que le hemos atribuido, se basa precisamente en esa relación. Se trata siempre de glaciares de acumulación, con depósitos y una superficie labrada en estos depósitos.

Q₁₁G

Es un glaciar muy visible en el paisaje, situado a unos 200 m., de altura, alrededor de la Cota de Latoria. A veces se confunde con los flancos de la Sierra. Esta plataforma constituye en efecto el último nivel indiscutible de un glaciar antiguo. Más al Este también se encuentran vestigios del mismo.

Los depósitos sobre los que está modelado el glaciar, se apoyan sobre las filitas y dolomías alpujarrides, o sobre parte de la formación del plioceno deltaico. Estos depósitos, que pueden llegar a tener 40 m., de potencia están constituidos por grandes bloques dolomíticos en un cemento calizo de color amarillo-rojizo u ocre. En los últimos 15 ó 20 m., está muy endurecido.

Se ve perfectamente que está afectada la superficie de este glaciar por fallas más recientes de dirección N150° E a N160° E. Por su posición, muy por encima de las terrazas marinas, lo podemos considerar más antiguo que ellas, y por tanto Villafranquiense, con todas las reservas que las circunstancias indican.

Q₁₂G

Se localiza entre los 50 y 100 m., desde el pie mismo de la Sierra, ocupando mayor extensión que el anterior.

Parece observarse el paso de las formaciones marinas del supuesto Siciliense, a estas formaciones detríticas, que corresponderían a una etapa de regresión. Por esta razón se le da la misma edad (FOURNIGUET, 1.975).

Las superficies se establece sobre una formación continental detrítica, sin apenas estratificación, con aspecto, a veces fluidal, y a veces de "piedemonte". Los cantos son angulosos, y de variada naturaleza, cuarzo, esquís-

tos, filitas, cuarcitas, etc. La matriz es limosa, de color rosa o beige, al parecer constituida por los mismos materiales citados y con fuerte proporción de caliza pulverulenta. La potencia varía de 1 a varios metros. La parte superior está encostrada y endurecida.

Q₁₃₋₁₄G

Se suele localizar debajo del otro, sobre unos 20-40 m., de altura.

Sigue en continuidad al Eutirreniense, y debe de representar un episodio regresivo de esta edad o a lo sumo Eutirreniense, ya que al parecer los episodios regresivos del Neotirreniense lo recubre en parte.

Los materiales que lo constituyen son fluviales, arenosos. Los cantos angulosos y de variable naturaleza. La matriz es abundante, con gran proporción de caliza diseminada, y de color rojo vivo o rosado. El glaciis propiamente dicho corresponde a la superficie de esta formación endurecida y encostrada.

1.2.3.3. *Conos de deyección*

Se localizan en esta Hoja por los Llanos de Balanegra. Se trata de una formación con la característica forma de abanico aluvial constituida por gruesos bloques sin clasificar ni estratificar, envuelta en una matriz arcillo-arenosa. Su parte alta suele estar encostrada. Su color es rojizo y su potencia en esta Hoja puede llegar a 60 m., según datos geofísicos.

Cubre todos los depósitos anteriores, y aunque su edad es incierta puede que comenzaran a formarse en el Pleistoceno, continuando su actividad actualmente.

1.2.3.4. *Holoceno*

Q₂AL (DL) Aluvial

Se trata aquí de los depósitos que ocupan los lechos de los ríos o ramblas que atraviesan la Hoja. Son materiales muy detríticos de gran variedad de tamaños y naturaleza.

Incluimos también aquí los depósitos del delta que al fin y al cabo, proceden del aluvial del río Adra con algunas pequeñas variantes en las zonas costeras. La potencia de estos depósitos en el delta pueden llegar a ser importantes.

Q₂D Dunas

En la zona oriental, la movilización de las arenas de playa actual, o de otras más antiguas, por el viento de poniente que aquí domina, da lugar a dunas de pequeño desarrollo que llegan a saltar los pequeños escarpes de las terrazas marinas, e invadir algunas superficies ocupadas por estos.

QM Albuferas

Solamente incluimos aquí los depósitos limosos o fangosos ocupan las zonas ocupadas por las albuferas, donde la influencia de aguas salobres y dulces es muy clara.

Q. indiferenciado

Incluimos aquí grandes manchas de depósitos cuaternarios intramontañosos, cuyo origen es mixto, mezclándose pequeños conos de deyección con piedemontes, aluviones y alteraciones meteóricas "in situ".

2. METAMORFISMO

En los Mantos Alpujárrides, el metamorfismo aparece como un proceso contínuo sin que se puedan intercalar en él interrupciones en la blastesis, ni etapas de retrometamorfismo; tampoco se han encontrado indicios de que entre dos fases consecutivas de metamorfismo se intercalen movimientos generalizados de cizalla, como han propuesto en varias ocasiones los autores holandeses.

Al tiempo que se desarrolla el proceso metamórfico tiene lugar dos fases tectónicas, separadas por un periodo intercinemático, ambas dan lugar a pliegues menores y micropliegues y al desarrollo de sendas esquistosidades de flujo, S₁ y S₂. Estas esquistosidades nos servirán de hitos para establecer una cronología relativa de los sucesivos episodios de blastesis. La edad de ambas fases de deformación es también desconocida. Tanto el metamorfismo como las fases de deformación mencionadas son claramente anteriores a la tectónica de corrimiento que da lugar a las grandes cizallas actualmente visibles.

El metamorfismo ha afectado a los alpujárrides de esta región de modo que los materiales y el grado de recristalización son similares en los distintos mantos para un nivel determinado de la secuencia. Esto equivale a decir que la traza de las isogradas se separaría poco de la horizontal en el primitivo

vo edificio, antes de ser subdividido en las unidades que hoy constituyen los mantos.

El Manto de Lújar muestra un menor grado de recristalización en la secuencia metapelítica y sus calizas y dolomías casi se puede decir que no son metamórficas.

A causa de esta uniformidad, se puede describir el metamorfismo de la "sucesión alpujárride tipo", entendiéndose que este esquema varía muy poco de un manto a otro salvo, como hemos dicho, para el Manto de Lújar. Este tipo de tratamiento ya no es válido si nos extendemos a una región más amplia que incluya los mantos situados al Norte de Sierra Nevada y al Oeste del meridiano de Motril, pero sí lo es para el área de esta Hoja y de sus adyacentes; la exposición que sigue tiene un carácter general pues algunos de los hechos que se citan han sido obtenidos de áreas muy próximas (Hojas de Albuñol, Lanjarón y Ugíjar).

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 y 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 prealpídicos.

Empezaremos la descripción por la más baja de las formaciones, la que hemos denominado formación de micasquistos grafitosos con granate y estauroлита. Como dijimos en el capítulo de estratigrafía, los micasquistos con granate y estauroлита apenas están representados en el Manto de Murtas y no muy extensamente en el de Adra. Incluso en éste último, en todas las muestras estudiadas aparece la asociación estauroлита-cloritoide y no se llega, como en otras áreas, a la zona de desaparición del cloritoide.

La primera esquistosidad, S_1 , está marcada por la disposición paralela de mica blanca, biotita, óxido de hierro y grafito. Nada indica que el proceso térmico haya empezado antes del inicio de la deformación que ha originado la S_1 ; los óxidos de hierro y las micas 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, estauroлита.

La plagioclasa, muy raramente maclada, se forma también al principio del proceso, en granos informes, alargados, paralelos a la esquistosidad y, menos frecuentemente, en granos que encierran una textura rotacional.

El granate empieza a cristalizar en esta fase, frecuentemente con textura rotacional. La mayor parte de los granates parecen ser sin-fase 1, no de-

jan de formarse hasta incluso después de la fase 2, sin llegar a la última subida de temperatura, netamente post-fase 2.

En el área de esta Hoja no se han encontrado cristales de estaurolita sin-S₁, muy escasos incluso en otros lugares en donde este mineral es muy abundante. En los Alpujárrides del Sur de Sierra Nevada la estaurolita empieza a ser abundante en el periodo intercinemático entre las fases 1 y 2, y, a partir de este momento, el granate se va haciendo más esporádico.

Es posible que algunos cloritoides se hayan formado en esta fase, pero este punto no se ha podido determinar con seguridad.

Terminada la fase 1, la cristalización de los minerales antes citados prosigue, (no se han detectado procesos de retrometamorfismo intercinemáticos); además se forma cloritoide en niveles altos de esta formación. Aparecen ahora texturas helicíticas en el interior de cristales de granate, estaurolita y plagioclasa que, por otra parte, son claramente pre-S₂. En alguna lámina aparecen agregados de pequeños cristales de biotita, muy desorientados, que han crecido sobre lechos ricos en biotita determinados por S₁, y que están claramente cortados por la S₂. 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. Es posible que la relativa escasez de estaurolita sincinemática se deba a que, en este mineral, la formación de texturas rotacionales esté menos favorecida que en un mineral del sistema cúbico como es el granate; en cualquier caso ya hemos mencionado la escasez de estaurolita en esta Hoja.

Numerosos cristales de micas recrystalizan en las superficies de S₂ 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 S₂ que dibuja, alrededor de ellos, estructuras de aplastamiento ("flattening").

A esta fase se asocian fenómenos de disolución bajo presión. En general se manifiestan en los flancos de los micropliegues isoclinales o muy apretados de esta misma fase y de ello resulta un bandeado tectónico; es muy frecuente que en las metapelitas alpujárrides la S₂ se manifieste de esta forma. Además, se han encontrado algunos casos de granates sin-fase 1 flanqueados por dos superficies de S₂, según cada una de las cuales se ha producido una importante disolución, quedando dichas superficies jalonadas por óxidos de hierro; los granates quedan con formas más o menos rectangulares y con la S interna, sigmoidal, interrumpida en los bordes de disolución.

Como minerales tardicinemáticos aparecen micas, granate y estaurolita. La andalucita indica su cristalización en este momento, siendo aún muy escasa; estos minerales engloban a la S_2 , pero son sincinemáticos con respecto al final del aplastamiento debido a esta fase. En las sombras de presión se forman cuarzo, mica blanca y biotita.

Con posterioridad a este aplastamiento aparecen, muy esporádicamente, aureolas de recrecimiento en granates, estaurolita, plagioclasa y andalucita, así como algún cloritoide.

A partir de este momento termina la cristalización de granate y cloritoide y comienza una nueva generación de minerales de mayor tamaño, completamente desorientados y con frecuencia idiomorfos; se trata de cuarzo, mica blanca, biotita rojiza (hasta este momento era en general marrón, a veces verdosa), oligoclasa, andalucita y estaurolita, asociación esta que marca el máximo de T/P.

A partir de este punto baja la temperatura y aparecen fenómenos de retro metamorfismo. La biotita se transforma en mica blanca y penninita, sobre todo la biotita rojiza tardía; el granate se cloritiza y en muchos casos sólo queda al final del proceso una mancha de óxido de hierro; la andalucita y la estaurolita se alteran muy poco y la plagioclasa queda algo sericitizada.

No existen criterios para establecer la cronología relativa entre el retro metamorfismo y la tercera fase de deformación, que no está acompañada, en esta región, de neof ormación de minerales. Tan sólo se observan algunos óxidos de hierro en superficies de S_3 y, fuera del área de esta Hoja, y como hecho muy esporádico, se ha detectado algún cristal de biotita y cloritoide post-fase 3 que han crecido sobre micropliegues que deforman a la S_2 . Las relaciones metamorfismo-deformación aparecen de un modo más explícito en los términos más profundos, gracias a la existencia de porfiroblastos como granate y estaurolita, que no existen en las formaciones más altas y a la mayor abundancia de andalucita y de plagioclasa tardía.

Hacia arriba, en esta formación, desaparece la estaurolita y el granate llega al techo de la misma. Su desaparición es también gradual y parece ser que se produce a más altura en el Manto de Adra que en el de Murtas. Ni la isograda del granate ni el contacto entre las dos formaciones atribuibles al Paleozóico son superficies que se puedan definir con exactitud; es cierto que no coinciden, pero en general deben ser bastante próximas, de modo que se puede afirmar que, salvo en una zona basal no muy potente, la formación de cuarcitas micáceas y esquistos con biotita carece de granate.

En esta formación, los minerales de metamorfismo sin- S_1 son: cuarzo, albita, clorita, mica blanca, biotita, óxidos de hierro y algo de calcita. En la época intercinemática 1-2 se forman además, cloritoide y algunas epidotas. Estos minerales siguen formándose hasta la segunda fase de deforma-

ción y tras ella y, como respuesta a la subida final de la relación T/P, se forman cuarzo, mica blanca, biotita rojiza, oligoclasa (no se ha determinado si hacia arriba pasará a albita) y andalucita. Estos minerales aparecen desorientados, son de mayor tamaño que los formados hasta este momento y suelen ser idiomorfos. Esta asociación final se va perdiendo paulativamente al subir en la secuencia. El mismo proceso de retrometamorfismo a que aludíamos anteriormente, sigue manifestándose aquí aunque ya sólo se puede detectar por la alteración de la biotita y la plagioclasa.

En la formación de filitas y cuarcitas permotriásicas, los minerales sin-S₁, intercinemáticos, y sin-S₂ son: cuarzo, albita, mica blanca, (moscovita y paragonita), clorita, calcita y cloritoide. Este último no llega a la parte más alta de la formación, pues comienza a encontrarse a unas decenas de metros de las calizas y dolomías triásicas.

Al final del proceso se forman algunas escasas micas blancas y biotitas desorientadas. La biotita tardía, en el Manto de Murtas, llega a niveles muy altos de la formación, pues se ha encontrado, en la Rambla de Guainos, junto al contacto con las calizas y dolomías triásicas; ello podría deberse a que, en este punto, las filitas y cuarcitas están muy adelgazadas tectónicamente; pero su presencia, si bien muy esporádica, en las calizas y dolomías triásicas indica más bien que realmente este mineral llega en este manto a una posición muy alta.

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 periodo intercinemático 1-2. Los datos que se observan son congruentes con la evolución descrita. Se puede admitir que el metamorfismo se ha desarrollado en las formaciones metapelíticas superiores según el esquema propuesto para la más baja, 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 reconocerse ciertos elementos detríticos, pero los minerales son los mismos, salvo que el cloritoide y la biotita tardía no se han encontrado en este manto.

Las formaciones carbonatadas del Trías medio-superior sólo están representadas, en el área de esta Hoja, en los Mantos de Murtas y Lújar, si se exceptúan dos afloramientos muy pequeños del Manto de Alcázar, uno de los cuales, como ya dijimos, es de dudosa atribución.

En el Manto de Lújar, la recristalización de la secuencia carbonatada es nula o casi nula, sobre todo hacia la parte superior; quizás sea comprometido hablar de metamorfismo para la mayor parte de estas rocas.

En el Manto de Murtas la recristalización es notable; en varios sectores se trata de verdaderos mármoles. Sin embargo la aparición de minerales de metamorfismo, concretamente mica blanca, biotita y tremolita es muy espo-

rádica; son minerales difíciles de encontrar por su escasez y pequeño tamaño.

Es importante hacer notar que las sucesiones alpujárrides están metamorfizadas hasta la parte más alta, con la excepción del 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.

La comparación de los niveles que los minerales de metamorfismo alcanzan en las secuencias de los diferentes mantos es difícil a causa de las perturbaciones tectónicas postmetamórficas, de que los límites entre formaciones no siempre son netos y de la dificultad de fijar y definir las isogradas, sobre todo la de la biotita. No obstante, de lo que hemos expuesto (aparición de la biotita y de los granates, grado de recristalización de las formaciones carbonatadas triásicas, andalucita más alta en el Manto de Adra que en el de Murtas) y de la consideración de estos hechos en un área más amplia, al menos hasta el meridiano de Motril, parece desprenderse que, en la hipótesis de que la vergencia de los mantos sea hacia el Norte, las isogradas mostrarían un suave buzamiento hacia el Norte en el primitivo edificio con anterioridad a la tectónica de corrimiento. Este buzamiento habría de ser muy pequeño, dadas la extensión de los mantos y la cuantía de las traslaciones.

Filones de cuarzo

Se encuentran en todas las formaciones metapelíticas. Suelen disponerse paralela o suparalelamente con respecto a S_2 , o bien oblicuos a ella, formando un ángulo, en general pequeño.

También pueden ser subparalelos a S_1 , en cuyo caso suelen formar pliegues isoclinales de fase 2; en cualquiera de los casos anteriores, es frecuente que aparezcan budinados. Se componen mayoritariamente de cuarzo, frecuentemente acompañado de albita y, en mucha menor cantidad, óxidos de hierro clorita, mica blanca, calcita y epidota. Los que encajan en los niveles con granate y estaurrolita pueden contener algunos cristales de biotita.

3. TECTONICA

3.1. ACTIVIDAD TECTONICA TRIASICA

El primer indicio de actividad tectónica, en esta región, aparece en la serie carbonatada del Trias medio-superior (ALDAYA, 1.970 b,c; EWERT, 1.976).

Viene determinado por el siguiente hecho: una parte de la sucesión triásica del Manto de Lújar (términos P-T_{A1}, T_{A1}, T_{A 21-22}, T_{A 22} y la parte inferior de T_{A 31}) está afectada, en varios sectores, por pliegues kilométricos de dirección media N 40° E. Sobre estos términos se sitúa un nivel donde suelen aparecer brechas sedimentarias, pliegues de "slumping", discordancias locales y algún tipo de discordancia progresiva. Encima reposan, no afectados por dichos pliegues, los términos superiores de la serie (parte superior de T_{A 31}, T_{A 32} y T_{A 32}).

Dentro del área de esta Hoja, este tema está todavía en estudio por parte de uno de nosotros (K. EWERT), pero los resultados obtenidos hasta ahora autorizan a extender hasta aquí las primeras conclusiones obtenidas para la Sierra de Lújar (ALDAYA, 1.970 b).

Conviene hacer la aclaración de que el término "pliegue" se aplica aquí en sentido puramente geométrico, sin que ello implique su atribución a una tectónica comprensiva ni ningún otro tipo de hipótesis genética; tampoco se puede admitir ni descartar que pertenezca al ciclo alpídico. Sobre estos temas es preferible no pronunciarse en espera de los resultados que puedan aportar investigaciones posteriores.

3.2. TECTONICA ALPIDICA

Dejando aparte la actividad o, quizás mejor, inestabilidad tectónica triásica, cuya situación en el esquema tectónico de la cordillera no está clara aún, es obvio que toda la tectónica pertenece al ciclo alpídico.

Los hechos que en su momento se esgrimieron en favor de una tectónica pre-alpídica (ALDAYA, 1.969 b,c; 1.970 c) han sido reinterpretados; actualmente no se conocen, en esta región, indicios de fenómenos tectónicos o metamórficos prealpídicos.

3.2.1. Primera fase de deformación

Después del Triás, la actividad tectónica más antigua es la que ha originado la primera esquistosidad de flujo: la que hemos denominado S₁. Es una esquistosidad de flujo, penetrativa a escala microscópica, que afecta a

toda la sucesión alpujárride. En las rocas carbonatadas está en general, muy poco marcada.

En esta fase no se han formado pliegues mayores, o al menos no se han reconocido hasta ahora en ningún punto del dominio alpujárride. Los micropliegues son muy escasos. En esta región sólo se ha localizado uno, en la Rambla del Zapatero⁽¹⁾, que es isoclinal, del tamaño decimétrico, de 1 m., de amplitud y no más de 1 dm., de semilongitud de onda, y cuya esquistosidad de plano axial es la S_1 . En la región situada al W del meridiano de Motril, algunos escasos pliegues de esta fase son del mismo tipo.

Puede pensarse que los pliegues menores de esta fase han sido enmascarados por la propia S_1 y por el plegamiento y esquistosidad de segunda fase. En afloramientos cuarcíticos, en los que la S_2 está menos desarrollada, se puede también observar el paralelismo entre S_0 y S_1 . Es verosímil que el ángulo entre ambas superficies haya disminuído por aplastamiento durante la segunda fase. En materiales muy micáceos, la S_1 suele estar totalmente borrada por la S_2 .

3.2.2. Segunda fase

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

La segunda fase de deformación da lugar a la segunda esquistosidad, S_2 ; también afecta a las secuencias metapelíticas y es, en general, muy poco perceptible en los materiales carbonatados. Suele estar peor desarrollada en las rocas más cuarcíticas.

Es de plano axial de pliegues menores y micropliegues isoclinales o muy apretados, también de gran amplitud y pequeña longitud de onda. No se observan estos pliegues con mucha frecuencia ni tampoco se han visto pliegues mayores.

(1) Este lugar es de gran interés tectónico y será mencionado de nuevo más adelante.

Las coordenadas Lambert del punto de mayor interés son: X: 654.350, Y: 247.450. El acceso es difícil; se puede llegar a sus inmediaciones en coche pequeño, bien desde la carretera de la Parra, que arranca de la N-340 a unos 800 m., al W del faro de Adra, bien desde una pista que sale de la carretera de Murtas a Turón (Hoja de Ugíjar, 1.043), unos 3 km., al SW de Turón, junto al Cerro del Portachuelo.

Esta esquistosidad crenula a la S_1 ; en general es penetrativa a la escala de la lámina delgada, pero su grado de penetratividad es variable, dependiendo principalmente de la litología. Es la esquistosidad que se suele observar sobre el terreno y la más aparente, a veces la única visible, al microscopio. Está señalada por micas, óxidos de hierro, y, a veces, grafito. Al microscopio puede presentarse con tal grado de desarrollo y penetratividad que no queden restos de S_1 ; puede también aparecer algo espaciada, en cuyo caso afecta con preferencia a los flancos de los micropliegues de fase 2, que resultan empobrecidos en cuarzo quedando, entre estas bandas muy micáceas, otras bandas ricas en cuarzo, que corresponden a las zonas de charnela, en cuyo interior es visible la S_1 , de esta forma se llega a desarrollar un típico bandeado tectónico. Puede ocurrir también, localmente, que no se observen 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, únicamente señalada por óxidos de hierro.

Estas son las formas en que aparece la S_2 y es de notar que de una a otra puede pasarse en unos milímetros.

3.2.3. Otras deformaciones post- S_2

Con frecuencia se encuentra, bien en el campo, bien en el microscopio, que la S_2 está deformada, dibujando pliegues poco apretados, con mucha frecuencia monoclinicos, que suelen asociar una esquistosidad de crenulación o bien que se aproximan a los tipos concéntrico o angular; en el primer caso suelen mostrar línearción de crenulación. Sus tamaño oscilan desde décimas de mm., a uno dos dm. En esta región, se agrupan según cuatro direcciones de ejes:

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

No se han encontrado interferencias entre ellos, lo que hace imposible su ordenación cronológica relativa. Puede ser que algunos de ellos se puedan agrupar en lotes conjugados.

De entre todos, los de dirección N 70° - 90° E presentan la particularidad de que son siempre vergentes⁽¹⁾ al Norte; los de otras direcciones son vergentes hacia ambos lados indistintamente.

(1) El término vergencia no implica aquí polaridad estratigráfica. Son pliegues asimétricos cuyo plano axial buza hacia el Sur.

La presencia sistemática, en toda la secuencia de cada manto, de pliegues asimétricos 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, como hemos dicho, son anteriores. Pero no es difícil que exista una 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 se han asociado a la tercera fase de deformación, lo que no pasará de ser una suposición hasta que no se conozcan las relaciones cronológicas entre todos los pliegues post-S₂.

3.2.4. Tectónica de corrimiento

3.2.4.1. *Sobre las superficies de corrimiento*

Como quedó indicado en el apartado 1.1, las formaciones equivalentes en cuanto a posición, edad y litología que constituyen las sucesiones litológicas de los distintos mantos son muy semejantes entre sí. Por tanto, la individualización de los mantos a partir de un primitivo conjunto no debió estar controlada, ni siquiera influída, por características litológicas o paleogeográficas; la posición y la geometría de las superficies de corrimiento debió ser el resultado de un proceso mecánico (ALDAYA, 1.969, b,c); además la geometría de las distintas superficies es muy parecida cuando se comparan entre sí (ALDAYA, 1.970 a). Estos hechos ponen en tela de juicio la utilidad 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 Manto Alpujárrides, véase ALDAYA, GARCIA DUENAS y NAVARRO-VILA, en prensa).

Tampoco existen, en el seno de los mantos, ni formaciones ni contactos litológicos que controlen la posición de las superficies de corrimiento; en todo caso, los contactos entre formaciones de diferente competencia localizan movimientos de despegue, pero no la posición de superficies según las cuales se produzca 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, 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 es-

pesor, 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 de vergencia Norte. La dirección media de las estrías de fricción es N 160°-170° E. Las estructuras de las superficies (como escalones o formas disimétricas en las estrías) indican también vergencia Norte.

Si se considera un área suficientemente amplia (Hojas de Lanjarón, Ugíjar, Albuñol y Adra) y se prescinde del efecto de los suaves plegamientos post-mantos, se puede comprobar que las superficies de corrimiento tienden a adoptar una forma determinada; 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, al tiempo que se hacen divergentes, de ello resulta que desde dicha línea hacia el Norte la separación entre las superficies es del orden de magnitud de la centena de metros; hacia el Sur, las superficies se hacen divergentes de tal modo que la separación entre ellas aumenta y puede alcanzar varios kilómetros (ALDAYA, 1.970 a⁽²⁾).

En la zona donde los mantos son delgados, bastan pequeñas variaciones en el buzamiento para que dos superficies consecutivas se unan, con lo que un manto determinado puede faltar 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 trataremos más adelante.

(1) Es especialmente notable la superficie estirada que se encuentra a 4 km., de Berja, en la trinchera W de la carretera de Berja a Ugíjar (Hoja de Ugíjar, 1.043); esta superficie está basculada por una de las fallas que, con dirección NNW-SSE, levantan hacia el Este la Sierra de Gador.

(2) Algunos de los cortes publicados en el mencionado trabajo han sido parcialmente corregidos, pero ello no ha supuesto una variación sustancial de esta geometría.

El Manto de Alcázar es el que experimenta mayores variaciones de espesor y también el que falta con más frecuencia. Además, en muchos sectores muestra un espesor muy reducido y sólo conserva, salvo escasas excepciones. El Manto de Murtas es más continuo y su espesor es, en promedio, mucho mayor que el de Alcázar, pero también queda muy reducido localmente (parte occidental de la Hoja) o incluso llega a faltar (parte meridional de la ventana tectónica de Albuñol).

Un corte realizado por la Rambla de Huarea (corte V-V') muestra como las superficies de corrimiento que separan los mantos de Alcázar y Murtas y los de Murtas y Adra son cortadas por la superficie que limita por arriba al de Lújar. Este tipo de intersecciones entre superficies se observa en otros muchos puntos de la región y permite deducir que, en primer lugar, el Manto de Adra se ha superpuesto sobre el de Murtas, después han cabalgado ambos sobre el de Alcázar y, finalmente todo este conjunto se ha trasladado sobre el Manto de Lújar⁽¹⁾.

(1) No es posible entrar, por ahora, en el papel que haya jugado la superficie basal del Manto de Lújar. Elementos tectónicos correlacionables con el Manto de Lújar afloran al N y NW de Sierra Nevada (NAVARRO-VILA, 1.976; EWERT y NAVARRO-VILA, 1.979; ALDAYA, GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, en prensa); para establecer las relaciones geométricas implicadas en esta correlación es necesario un mejor conocimiento del borde occidental de Sierra Nevada. Puede ser que la continuidad que parece presentar el Manto de Lújar por debajo del resto de los alpujárrides venga determinada, al menos en parte, por el gran espesor de su secuencia calizo-dolomítica, lo que podría interpretarse como una excepción al hecho de que las características litológicas no han influido en el trazado de las superficies de corrimiento. Pero esta objeción es también dudosa por cuanto que esta secuencia calizo-dolomítica aparece con frecuencia limpiamente cizallada por la superficie que la limita por arriba (cortes III-III' y V-V', por ejemplo).

Así se explicarían las discontinuidades y adelgazamientos de los mantos de Alcázar y Murtas, que serían más acusados para el que sería el elemento más bajo de la pila antes de la traslación de dicha pila sobre el Manto de Lújar.

En efecto, después de que los mantos de Murtas y Adra han cabalgado sobre el dominio de lo que hoy es el Manto de Alcázar, se produciría una nueva superficie, según se van a trasladar todos ellos sobre el de Lújar. El espesor del Manto de Alcázar en cada punto vendrá deter-

minado por el nivel al que esta última superficie corte a la pila formada por los tres mantos.

De este modo se resuelve el problema mecánico que supondría la traslación de un manto (Alcázar) de poco espesor y constituido por materiales incompetentes, pues no se ha trasladado él solo, sino pegado, a modo de "suela", a la base de un elemento más potente constituido por los mantos de Murtas y Adra.

Las superficies de corrimiento, que generalmente buzanan al Sur de un modo relativamente regular y uniforme, experimentan, en algunos sectores, importantes cambios de posición, mostrando localmente buzamientos con fuerte componente hacia el Oeste. Por ejemplo, la superficie que separa los mantos de Murtas y Adra discurre sobre las calizas y dolomías del Manto de Murtas desde la Alquería (Río Grande de Adra) hasta la Rambla de Guainos; desde aquí hacia el Oeste, esta superficie corta a la sucesión del Manto de Murtas de un modo descendente y va afectando sucesivamente a las filitas y cuarcitas, a los esquistos con biotita y después a los micasquistos grafitosos con granate (ya junto a la ventana de Albuñol). Durante una parte del recorrido de esta superficie, se ponen en contacto las formaciones de cuarcitas y esquistos con biotita de ambos mantos (En este trayecto, el contacto es de posición dudosa y se ha marcado con trazo discontinuo). Similar comportamiento se observa en la superficie basal del Manto de Murtas al Sur del Cerrón.

Por otra parte, en el Manto de Adra y en el sector situado desde Adra hasta la Rambla de Huarea, existe una estructura en escamas, su composición y los problemas cartográficos que plantean han sido tratados en el apartado 1.1.4.

No aparecen en ningún punto criterios que permitan suponer la existencia, dentro de esta estructura, de series invertidas. En ellas están representadas las dos formaciones metapelíticas atribuidas al Paleozóico. Las superficies que las limitan buzanan hacia el Sur y cortan a la S_2 , que también buza hacia el Sur pero con un ángulo mayor; en cuanto a su aspecto y estructuras asociadas no hay diferencia con las superficies de corrimiento principales.

Parece claro que se produce una subida general de las superficies hacia el Este y por ello los mantos de Murtas y Adra van perdiendo hacia el Este los términos más bajos, tal como había afirmado JACQUIN (1.970) para su Manto de Félix (equivalente al de Murtas, ALDAYA y EWERT, 1.979).

Este comportamiento lo muestran, tanto las superficies de corrimiento que limitan los mantos como las superficies que limitan las escamas del Manto de Adra, como ya dijimos. Por esta razón, por la propia posición de las superficies que limitan las escamas, por la relación entre ellas y las superficies de esquistosidad, y por las estructuras menores asociadas, se puede pensar que las superficies de las escamas sean coetáneas a las de corrimiento.

Al Norte de Adra, entre La Alquería y la Rambla de Guainos, los materiales del Manto de Adra se superponen a una delgada lámina de filitas y cuarcitas que, a su vez, se sitúa sobre las calizas y dolomías triásicas del Manto de Murtas, según quedó dicho en el apartado 1.1.3.2.

Es obvio que se trata de una intercalación tectónica porque contiene una cierta cantidad de biotita, con lo que resulta ser algo más metamórfica que las filitas situadas bajo dichas calizas y dolomías. Por ello no resulta sostenible las interpretaciones de WESTERVELD (1.929) y JACQUIN (1.970) sobre esta estructura. Además, las filitas de esta lámina contienen un cierta cantidad de epidota, lo que también contribuye a diferenciarlas de las situadas bajo las calizas y dolomías. Estos materiales son pues cabalgantes sobre la secuencia carbonatada del Manto de Murtas y están cabalgados por el de Adra. Se trata, muy probablemente, de un retazo de filitas y cuarcitas del Manto de Murtas (procedente de un nivel bastante bajo de esta formación) que, pegado a la base del Manto de Adra, se ha trasladado desde una posición más meridional.

Una estructura que puede ser semejante, aunque implica menor salto y menor traslación, se encuentra a 1,5 km., al WNW de La Alquería. Allí, una superficie de cizalla secundaria ha producido una duplicación local de los términos superiores del Manto de Murtas; hacia el Oeste, esta superficie se pierde en el seno de la formación de filitas y cuarcitas.

Existe otra superficie según la cual se ha producido una traslación nada despreciable, cuya relación con la tectónica de corrimiento no está nada clara. Ofrece la particularidad de que es la única que se asocia a series invertidas.

Se ha incluido en este apartado porque es una superficie importante, pero bien pudiera ser relativamente tardía; en la zona del Cerro Balsanueva (unos 7 km., al SW de Dalías) existe un pliegue bastante cerrado con un flanco invertido; este pliegue que tiene un eje de aproximadamente N 80° E está cortado por una superficie de cizalla. Los materiales situados encima de la superficie muestran una polaridad normal. Los mismos materiales, también limitados por una cizalla, afloran en forma de klippe en "Cerro Marcos".

Para terminar con las superficies, se puede aventurar la hipótesis de que los cambios laterales de espesor que hemos descrito anteriormente no se produzcan de un modo anárquico pues, de la observación del conjunto de la región comprendida entre Adra y Motril, parece desprenderse que el espesor de materiales sobre el Manto de Lújar tiende a aproximarse a un valor constante. Este tema deberá ser considerado con más detenimiento en investigaciones posteriores.

3.2.4.2. *Estructura interna de los mantos*

Desde este punto de vista se pueden distinguir dos conjuntos: la secuencia carbonatada del Trías medio-superior (en los casos en que existe) y la secuencia constituida por las formaciones metapelíticas.

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 siempre 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 y no tienen microfracturas o lamelas; los granos de calcita son frecuentemente equidimensionales y, si muestran elongación o existe orientación de las pocas micas que contienen, se debe más bien a las fases que dan lugar a las dos primeras esquistosidades.

Inmediatamente por debajo de la secuencia carbonatada se sitúa 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 de este movimiento de despegue. Esta superficie suele cortar a la esquistosidad de las filitas. En algunos casos, en sus proximidades aparecen los materiales algo brechificados y con frecuencia faltan los calcoesquistos que representan la transición normal entre ambas secuencias. Es verosímil suponer que el despegue existe 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. El movimiento se realiza paralelamente al contacto entre ambas formaciones y nunca da lugar a cabalgamientos.

Este despegue es un hecho general en todo el dominio alpujárride y puede localizar traslaciones de considerable magnitud. Puede suponerse que las calizas y dolomías que actualmente vemos sobre un punto cualquiera de la formación de filitas y cuarcitas no son las que originariamente se depositaron

sobre este punto. Otra superficie de despegue se localiza entre las dos formaciones atribuibles al Paleozóico, debido a la misma causa, si bien la diferencia de competencia es menor aquí que en el caso anterior. En cuanto a las formaciones metapelíticas, no existen entre ellas diferencias sensibles de comportamiento o de estilo tectónico.

En el ámbito de esta Hoja, la esquistosidad más visible, la S_2 , muestra una dirección media WSW-ENE, con buzamientos hacia el Sur de mayor valor que los de las superficies de corrimiento, de modo que la S_2 es cortada por ellas. Es la situación característica de la región situada al Sur de la línea que pasa por las sierras de Lújar, La Contraviesa, Cerrón y Calares de Turón que mencionábamos en el apartado anterior. Desde esta línea hacia el Norte, los mantos se hacen más delgados y la S_2 tiende a ser paralela a los contactos de corrimiento.

Un elemento importante de la estructura interna de los mantos es esta disposición de la S_2 en toda la secuencia metapelítica. Sobre ella, las calizas y dolomías constituyen, como hemos dicho, una losa que se mantiene paralela a la superficie de corrimiento situada encima de ella y su base corta a la S_2 , (ALDAYA, 1.970 c). En adelante nos referimos a las estructuras internas de la sucesión metapelítica.

En el seno de las formaciones metapelíticas se detectan numerosas superficies de cizalla que podríamos considerar como superficies secundarias de traslación; son 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 algunos puntos aparece, entre los dos bloques que se sitúan encima y debajo de una cizalla, y una lámina de unos cm., a un par de dm., de espesor de material muy triturado, en el que en ocasiones se desarrolla una esquistosidad grosera que buza hacia el Sur y que forma un ángulo pequeño con dichas superficies, o algún pliegue de arrastre de vergencia Norte. Otras veces esta lámina no está triturada y en ella se conserva la S_2 que muestra una geometría sigmoidal que también indica vergencia Norte.

En contadas ocasiones estas cizallas cortan niveles que son identificables a uno y otro lado. En estos casos la traslación es hacia el Norte, lo que viene corroborado también por estructuras de arrastre en estos niveles. Existen buenos ejemplos de cizallas en la Rambla del Zapatero (el punto mencionado anteriormente), en la margen derecha de la Rambla de Huarea, allí donde ésta describe una brusca curva hacia el Este, según se sube a unos 3 km., de su desembocadura y en la rambla de La Alcazaba, a algo más de 1,5 km., de su desembocadura (estos dos últimos lugares son de fácil acceso).

En la proximidad de las superficies de corrimiento o de las que limitan las escamas, se suelen concentrar otras superficies de cizalla asociadas a las

principales y subparalelas a ellas (en la Rambla de La Alcazaba son muy numerosas). Probablemente representan una situación intermedia entre una traslación resuelta por una única cizalla y una traslación sobre una zona de cizalla dúctil; estas superficies asociadas presentan las características ya descritas (estrías, milonitas, etc.) Además ocurre, sobre todo en la inmediata vecindad de las cizallas más importantes, que se han localizado movimientos según las superficies de S_2 cuando éstas presentan posiciones próximas a las de las cizallas; en estos casos pueden aparecer estrías de fricción, con la dirección ya mencionada, sobre las superficies de S_2 .

Otra estructura interna característica viene determinada por la intersección de familias de pequeñas cizallas, que buzcan al Sur, con un espaciado de milimétrico a centimétrico, con la S_2 , cuyo buzamiento es también hacia el Sur pero de mayor valor. Entre ambas quedan cuerpos romboides, de forma sigmoidal a almendrada, cuya diagonal mayor buza hacia el Sur. Es el tipo de roca que ha sido denominado "augenschist". Estos cuerpos, a modo de "almendras", pueden alcanzar un tamaño métrico, pero esto es más bien excepcional; se desarrollan en los materiales micáceos sin que los niveles más cuarcíticos muestren esta estructura. Algunas de estas "almendras" que se han conseguido extraer, muestran estrías de fricción de dirección $N 160^\circ-170^\circ E$ en todo su perímetro, evidenciando movimientos relativos entre ellas. En su interior, la S_2 , con forma sigmoidal, no aparece muy trastornada, pero los granates aparecen fracturados y triturados, constituyendo en casos extremos alineaciones de pequeños trozos (50-100 micras) muy bien redondeados, en muchos casos esféricos⁽¹⁾.

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, estas disminuciones de espesor no pueden deberse a que la formación afectada haya sido cortada por una superficie de corrimiento. Un caso de laminación sería la disminución de potencia, hacia el Oeste, de las filitas y cuarcitas del Manto de Murtas desde La Alquería a la Rambla de Guainos.

El mecanismo que ha dado lugar a las laminaciones no está claro; que ahora no hay evidencias de deformaciones plásticas generalizadas asociadas a la tectónica de corrimiento. Es posible que los movimientos relativos que

(1) Son precisamente estos fragmentos los que en su día fueron confundidos con granates rodados (ALDAYA, 1.969 b,c; 1.970 c).

tuvieron lugar durante la formación de los "augenschists" hayan podido colaborar en este proceso. Pero este tema está aún pendiente de estudio. Hay que advertir que aún no se ha realizado el estudio microtectónico de esta región.

3.2.4.3. *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 el mismo sentido.

Ciertamente las estrías de fricción que ya hemos mencionado varias veces arrojan direcciones que se agrupan alrededor de la $N 160^{\circ}-170^{\circ} E$; pero no sabemos si hubo movimientos anteriores a ellas.

En la hipótesis de que los pliegues que hemos asignado a la fase 3 representasen un estadio precoz de la tectónica de corrimiento, anterior al funcionamiento de las cizallas, la normal a la dirección media de sus ejes ($N 70^{\circ}-90^{\circ} E$) sería justamente paralela a las estrías, pero esto no pasa de ser una hipótesis.

La dirección media de las trazas cartográficas de los contactos de corrimiento buzan hacia el Sur, es congruente con la dirección indicada, (véase también la Hoja de Albuñol, 1.056). Es posible que otros mantos en otras áreas de la cordillera puedan haberse trasladado con direcciones algo diferentes.

El sentido de los corrimientos es un tema que está aún en discusión. 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 los movimientos de las superficies principales y secundarias de cizalla, los desplazamientos de ciertos niveles guía provocados por éstas últimas y la geometría de los "augenschists", indican una vergencia hacia el Norte. La vergencia sistemática hacia el Norte de los pliegues menores de dirección $N 70^{\circ}-90^{\circ} E$ apoyaría esta hipótesis, pero no es argumento de mucho valor 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, por estos criterios se obtienen del análisis de hechos que ocurren en una región más amplia; el área de una sola Hoja no es suficiente para ello; la discusión de estos aspectos sale fuera, por tanto, del alcance de esta memoria.

En todo caso se puede recordar que la curvatura de las superficies, con un aumento de buzamiento hacia el Sur es una forma originaria y no adquirida (quizás sólo acentuada) por plegamientos post-manto, que los mantos más potentes y con sucesiones más completas son los más meridionales, que en los mantos más meridionales, los que ocupan la posición más alta de la pila, son los que presentan en su base los materiales más antiguos, que las superficies que más buzanan son las situadas más al Sur y que dentro de cada manto se observa un mayor espesor de la secuencia hacia el Sur.

La edad de las traslaciones de los Alpujárrides del Sur de Sierra Nevada es imposible de determinar con los datos actualmente disponibles. Los materiales más recientes afectados por la tectónica de corrimiento pertenecen al Triás superior, sin que se hayan encontrado en ningún punto del dominio Nevado-Filábride o Alpujárride materiales que puedan con seguridad ser dados como post-triásicos. Los materiales más antiguos de entre los que fosilizan al edificio de los mantos pertenecen en esta región al Burdigaliense (Hoja 1.042, 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, o a datos obtenidos de áreas relativamente lejanas. Todo ello conduce a importantes precisiones sobre traslaciones que afectan a un edificio alpujárride ya formado (veáse, por ejemplo, GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, en prensa y 1.976), pero no a precisar la edad de las traslaciones que ahora vemos en el ámbito de esta Hoja.

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: Nevado-Filábrides, Lújar, Cástaras, Alcázar, Murtas, Adra y Maláguides. (Los Nevado-Filábrides y el Manto de Cástaras afloran en la vecinas hojas de Lanjarón y Ugíjar; los Maláguides, en la de Ugíjar, sin mencionar hojas situadas más al Este).

3.3. TECTONICA POST-MANTOS

Al principio de los tiempos miocenos el edificio alpujárride estaba profundamente 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 de edad Tortoniense descansan sobre el Manto de Lújar y en la vecina Hoja de Ugíjar llegan a situarse a muy poca distancia del Complejo Nevado-Filábride, conteniendo en

sus conglomerados basales cantos que provienen de dicho complejo. Es posible que esta erosión viniese determinada por causas tectónicas con anterioridad al Mioceno superior (las deformaciones posteriores a esta época serán objeto del apartado siguiente, dedicado a la neotectónica). Estas causas tectónicas son difíciles de determinar, si es que existieron. Puede que el plegamiento de dirección N 80°-90° E, que afecta a Sierra Nevada y que ha afectado a los materiales neógenos hubiese comenzado su actuación en tiempos pre-tortonenses. Y también es posible aventurar, a modo de hipótesis, que el suave plegamiento de dirección N-S que afecta a toda la región fuera, al menos en parte responsable, de esta erosión; resulta llamativo que, fuera de la cuenca neógena de Ugíjar, los conglomerados basales tortonenses sólo se encuentran a lo largo del valle del Río de Darrícal (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 es, sin duda, parcialmente debida a fallas recientes de esta dirección o próximas a ella); parece, pues, que el actual valle se iniciase aprovechando una antigua sinforma que tuviese ya una cierta expresión morfológica antes del depósito de los conglomerados.

Este plegamiento resulta difícil de percibir si se considera el área de una sólo Hoja. Observando una región más amplia, los contactos de corrimiento y las formaciones calizo-dolomíticas de los mantos de Alcázar y Murtas pueden servir de superficies de referencia; así se observan buzamientos al Oeste en los bordes occidentales de las Sierras de Lújar y Gádor y de la ventana del manto de Lújar y de Cerrón-Alvarez, y buzamientos al Este en la parte oriental de Sierra de Lújar, de los Calares de Turón, etc.

3.4. NEOTECTONICA

En este apartado nos referiremos a todas aquellas fallas y fracturas que han funcionado desde el Mioceno superior hasta nuestros días. Ellas son las que han condicionado en gran parte las formas de las costas, el encajamiento de los valles, escarpes, etc., junto con el plegamiento de fondo (de dirección N 80°-90° E), que afecta a Sierra Nevada.

Al final del Mioceno superior, la parte oriental de la Hoja constituía un bajo fondo, mientras que la occidental (al W del Río Grande de Adra) estaba emergido. Es en este momento cuando parece producirse una fracturación (o rejuvenecimiento), con fallas normales de gran salto según direcciones sensiblemente paralelas a las laderas y escarpes marinos actuales de las formaciones alpujárrides, N 70° E ó N 90° E. Estas fallas, aunque hoy prácticamente están fosilizadas por depósitos más recientes, se han podido detectar por métodos geofísicos, sobre todo en la zona oriental, donde dan lugar a un pequeño "graben" de dirección aproximada N 70° E, con eje a

la altura de Balerna. Más al Sur existe una elevación del sustrato que llega a florar en el Castillo de Guardias Viejas (Hoja de Roquetas). Estas estructuras se han detectado en estudios geofísicos, tanto en tierra como en la plataforma marina (realizados por ENADIMSA y U.S.G.S.). Estas fallas se han reactivado en distintos momentos afectando al Plioceno y Cuaternario.

Después de esta fase distensiva de gran importancia se produjo la transgresión y regresión pliocena, que fosilizó los anteriores accidentes.

Ya en el Pleistoceno (aunque no muy seguro) se instala sobre los materiales del Plioceno una playa marina siciliense. Después de esto se produjo una nueva fase de fracturación, con falla de dirección desde casi N-S a N 20° E (A). Estas fracturas que se observan bien entre la Venta de Tarambana y Balerna, llegan a tener saltos de 25 a 30 m. Posiblemente se reactiven las de dirección N 90° E, ya mencionadas.

Otro sistema de fallas notablemente importante, y muy fácil de observar es el que tiene dirección N 150° E a N 160° E. (B) afecta al Plioceno, a los glaciares villafranquienses, al Siciliense, y posiblemente al Eutirreniense. Estas fallas probablemente sean las que condicionaron parcialmente la forma de la costa. Son también muy visibles en las formaciones alpujárrides. Estas fallas parecen estar fosilizadas por el glacis de probable edad Eutirreniense.

Finalmente, existen otras fallas más recientes que afectan prácticamente a todos los glaciares y terrazas, y que se observan al Norte de las Albuferas (donde afectan a ese glacis y a conos de deyección). Estas fallas son de direcciones tan cercanas a las descritas anteriormente, que podrían llegar a coincidir. Normalmente tienen dirección N 140° E, pero pueden inflexionarse hasta N 170° E. (C) Son, junto con los anteriores (B) los que dieron lugar al hundimiento escalonado desde los llanos del Campo de Dalías hasta el delta del Río Adra, y configuraron definitivamente la costa de Balanegra y Balerna.

Igualmente son responsables de que varios episodios de cuaternario marino, con su consiguiente plataforma de abrasión, se localicen hoy debajo del nivel del mar (según datos del estudio de la Plataforma marina, ENADIMSA y U.S.G.S.).

4. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de las rocas que hoy ocupan esta región puede resumirse brevemente como sigue:

En algún momento, presumiblemente dentro del Paleozóico, se depositan los materiales que constituyen la parte más baja de la sucesión alpujárride.

de que hoy observamos sobre las superficies de corrimiento de los mantos más altos. Sería una sedimentación arcilloso-arenosa, de tipo alternante, probablemente con bastante materia orgánica.

En una época no determinada, probablemente dentro también del Paleozoico, cambia la naturaleza del depósito que se hace más arenoso y mucho menos rico en materia orgánica; sigue el carácter alternante. No hay razones para suponer una discontinuidad en este tránsito.

Durante el Trías inferior y quizás durante el Pérmico, se deposita, al parecer en continuidad con los materiales anteriores, una serie alternante arcilloso-arenosa con episodios de evaporitas y carbonatos.

Este depósito, hacia principios del Trías medio (esta época puede variar ligeramente de un sector a otro) pasa gradualmente, por intermedio de materiales carbonatados con bastante contenido en elementos detríticos, a una sucesión de plataforma carbonatada. En el dominio del Manto de Lújar, la sucesión es especialmente potente y debieron quedar cuencas restringidas con sedimentación precaria donde se depositó yeso y otras en que unas especiales condiciones pH/eH favorecieron localmente la concentración de fluorita y sulfuros. En algunos puntos se debió llegar a la emergencia.

Hacia el Anisiense superior-Carniense inferior tuvo lugar una actividad tectónica de cierta importancia y durante el Noriense inferior ocurrieron intrusiones básicas. Estos fenómenos afectaron más intensamente al dominio del Manto de Lújar.

El siguiente acontecimiento, que no se puede situar en el tiempo, es el inicio de la fase tectónica que da lugar a la primera esquistosidad, S_1 , que coincide con el principio del metamorfismo; el proceso metamórfico continúa sin interrupción durante el periodo intercinemático 1-2 y durante la fase que da lugar a la segunda esquistosidad, S_2 . Con posterioridad tiene lugar un aumento de la relación T/P con aparición de minerales crecidos en medio estático. La tercera fase de deformación es ya post-metamórfica, si bien parece que su inicio o quizás su desarrollo pudo coincidir con el final del proceso metamórfico. No ha sido posible situar las restantes deformaciones post- S_2 .

Con posterioridad tiene lugar la tectónica de corrimiento cuya duración tampoco se puede estimar.

Un acontecimiento post-mantos pero cuya edad no se puede acotar hacia tiempos más modernos es el plegamiento de gran radio de dirección aproximada N-S.

El plegamiento, también de gran radio, de dirección aproximada E-W podría ser posterior; parece ser el último de los que han afectado a la región y está acompañado de fracturas y fallas de la misma dirección.

Después de los depósitos calcareníticos del Mioceno superior de la zona oriental (Sierra de Gádor), vuelven a funcionar las fallas E-W, o N 70-80° E, y se produce el hundimiento de los bloques alpujárrides. Entonces, la transgresión pliocena ocupa la parte meridional hasta el Río de Adra, que en ese momento ya aportaba depósitos deltaicos.

Después de la regresión pliocena que deposita calcarenitas (bien visibles en la Cuesta de los Alacranes), se instalan en relación con movimientos isostáticos pleistocenos diversos episodios marinos poco potentes.

Tanto el Plioceno como estos depósitos cuaternarios, y aún los glaciares, están afectados por fallas recientes, tal y como se describe en el apartado de Neotectónica.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

5.1.1. Minería y metalogenia

En el área de la Hoja de Adra existen varios yacimientos de galena y fluorita pero ninguno de ellos está en explotación. Se puede distinguir dos tipos principales de fluorita:

A) Espato negro

El espato negro proviene de un sedimento compuesto por espato flúor, dolomita y cuarzo y representa el mineral primario. Un afloramiento típico de este mineral está situado aproximadamente a 500 m., SW del Cerro "Buena Vista": Es un sólo banco con un espesor de orden de 60 cm. La ley de F_2Ca varía mucho y llega hasta un máximo de 60 ‰. Este tipo se conoce solamente del Manto de Lújar.

B) Fluorita removilizada

La fluorita removilizada representa un mineral epigenético procedente de los yacimientos sedimentarios del tipo A. Es un espato flúor generalmente blanco, a veces un poco morado. Se encuentra este mineral en diaclasas, fracturas y en brechas tectónicas. El afloramiento más importante está a aproximadamente 500 m., al Este del "Cerro de Minas". Otros afloramientos insignificantes existen en la zona entre el "Cerro Alberquilla" y el Cerro "Buena Vista". Este tipo de fluorita aflora o bien en el Manto de Lújar o bien en el Manto de Murtas.

Las mineralizaciones de galena se encuentran en las mismas posiciones estratigráficas que las de fluorita. Hay también dos tipos de mineral:

A) Galena diseminada en pequeños puntos en los bancos mineralizados. Es el mineral primario. Yacimientos de este tipo de galena están situados en la zona entre el Cerro "Alberquilla" y el Cerro "Buena Vista", además en el "Barranco de los Infantes" y en área situada al NW de Dalias.

B) Removilizaciones de galena en diaclasas, fracturas, brechas tectónicas y en los centros de las doloespatitas blancas de las dolomías con "franciscana" caracterizan el segundo tipo de galena. Son removilizaciones epigenéticas que se efectuaron en los horizontes primariamente mineralizados.

El yacimiento más importante de la galena removilizada es el "Cerro de Minas". Allí se encuentra la galena sobre todo como relleno de fracturas y de huecos centrales de las dolomías con "franciscana".

Los dos tipos de galena se encuentran tanto en el Manto de Lújar como en el Manto de Murtas. Respecto a la posición estratigráfica, es decir que las mineralizaciones están situadas en el tramo superior de la formación TA22 y en el tramo inferior de la formación TA31 del Manto de Lújar. En el Manto de Murtas, están situadas en el tramo superior de la formación del "Cerro de Minas". Cabe la posibilidad de una correlación estratigráfica de esta formación con la TA22 del Manto de Lújar, pero aún es dudosa.

5.1.2. Canteras

En el ámbito de esta Hoja existen pocas canteras dignas de mención.

Existe actualmente (1.976) una sola cantera en explotación. Es una cantera de falsa ágata que está situada a aproximadamente 900 m., NE del Cerro "Balsa Nueva".

Hay muchas canteras abandonadas de dolomías. Así por ejemplo cerca del "Cortijo Capilla" (km., 40 de la carretera comarcal Adra-La Parra (entre 600 y 650 m.). Se aprovecharon estas piedras para la construcción de carreteras y diques (Río Chico).

Se pueden mencionar una cantidad de depósitos aluviales situados en las ramblas y las arenas de playa.

Se explotan las arenas para la construcción y para los bancales de la vega de Adra y el campo de Dalías.

5.2. HIDROLOGIA

Hidrogeológicamente en la Hoja de Adra se pueden distinguir dos zonas, "la zona alta" y los llanos litorales con el delta del Río.

a) En la "zona alta" los acuíferos principales son las dolomías triásicas distribuidas en distintos mantos o escamas cabalgantes. Entre estos mantos existen "ventanas tectónicas", importantes desde el punto de vista hidrogeológico, en cuanto suponen la zona de recarga y descarga de las dolomías.

Evidentemente la posición de las dolomías de los distintos mantos, influye mucho en cuanto a la alimentación, escurrimiento y drenaje. Los mantos superiores (Murtas, Alcázar, etc.) suelen presentar las dolomías colgadas, con descargas rápidas mediante manantiales que no superan los 2 l/seg. Entre Berja y Adra, no existen emergencias importantes de este tipo, lo que parece indicar que la infiltración pase a la zona costera o al delta.

Las dolomías del Manto de Lújar forman el substrato permeable de la cuenca y deben presentar gran continuidad entre las Sierras de Lújar y Gádor, ya que de otra manera no es posible explicar con la infiltración "in situ" de esta región (y la de Berja) la existencia de las Fuentes de Marbella, con un caudal en estiaje de 700 l/seg., en el cauce del Río Grande, en la cota más baja de las dolomías de la ventana tectónica de Turón.

b) *Zona litoral*. El aluvial con superficie de unos 22 km², y con gran potencia debe estar alimentado por la infiltración en el de las lluvias, y por el río (tanto superficial como subterráneamente). Además puede recibir aportes de las dolomías triásicas y de las calcarenitas terciarias.

Existen puntos que explotan los 40 l/seg. Hacia el Este, los sondeos de las calcarenitas y dolomías triásicas, obtienen aún mayores caudales.

Los pozos y sondeos explotan del Cuaternario y Plioceno 11,5 Hm³/año, a pesar de que el caudal del río es muy superior al consumo.

Para más detalle sobre este aspecto se debe consultar el "Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur Almería", Cuenca de Adra, realizado por ENADIMSA, para el IGME y el IRYDA.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. (1.967).— "Nuevas observaciones en las calizas triásicas de la ventana tectónica de Albuñol (Zona Bética, Prov. Granada)". *Not y Com. I.G.M.E.* n. 101-102 pp. 101-106.
- (1.968).— "Sobre la posición de la Sierra de Lújar (Prov. de Granada)". *Acta Geol. Hisp.* III pp. 87-92.
- (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. LXXXIII 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. de Granada.* 527 pp. mem. inéd.
- (1.970a).— "Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los mantos alpujárrides del S. de Sierra Nevada (Zona Bét. prov. Granda)". *Cuad. Geol. Univ. Granada.* 1 pp. 35/37.
- (1.970b).— "Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar, Zona Bét. 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 Bét. prov. Granada)". *Cuad. Geol. Univ. Granada.* 1 pp. 159-181.
- ALDAYA, F. (en prensa) Albuñol (1.056). *Mapa Geológico de España 1:50.000* (2ª serie). I.G.M.E., Madrid.
- ALDAYA, F., DIAZ DE FEDERICO, A., GARCIA-DUEÑAS, V., MARTINEZ GARCIA, E., NAVARRO-VILA, F. y PUGA, E. (1.979). Lanjarón (1.042): *Mapa Geológico de España 1:50.000* (2ª serie) I.G.M.E., Madrid.
- ALDAYA, F., BAENA, J. y EWERT, K. (en prensa) Ugíjar (1.043) *Mapa Geológico de España 1:50.000* (2ª serie) I.G.M.E., Madrid.
- ALDAYA, F., GARCIA-DUEÑAS, V. (1.976).— "Les séquences lithologiques des nappes alpujárrides au Sud et aud Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Cordilleres Bétiques, Andalousie)". *Bull. Soc. Geol. France* (7). T. XVIII, nº 3 pp. 635-639.
(en prensa) "Hoja de Albuñol (20-44)" *Mapa Geol. de España 1:50.000* IGME.
- ALDAYA, F. y EWERT, K. (1.979): El Manto de Murtas al Sur de Sierra Nevada (Alpujárrides, Cordilleras Béticas) *Bol. Geol. Min.* 90, p. 124-131, Madrid.
- ALDAYA, F., GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, F. (en prensa) Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. *Tomo Homenaje al Prof. Solé Sabaris.*

- ARANA, R. (1.973).— "Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada (Cordilleras Bét. Esp.)". *Tesis Doc. Univ. Granada* 27-633 pp.
- BAENA, J. y EWERT, K. (en prensa) Roquetas de Mar (1.058). *Mapa Geológico de España 1:50.000* (2ª serie) I.G.M.E., Madrid.
- BANTING, A.H. (1.933).— "Sur le pli-nappe de Lújar-Gádor (Cord. Bét.)" *Proc. Konn. Ned. Akad. v. Wetensch* vol XXXVI pp. 96-108.
- BARROIS, Ch. y OFFERT, A. (1.889).— "Memoire sur la constitution geologique du sud de l'Andalusie, de la Sierra Tejeda a la Sierra Nevada". *Mem. Ac. Sc. Inst. Nat. France* vol. XXX, n° 279-169.
- BEMMELEN, R.W. van (1.927).— "Brijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in de prov. Granada". *Proefschrift zdelft.* 176 pgs.
- BLUMENTHAL, M.M. (1.935).— "Reliefuberschiebungen in den westlichen Betischen Cordilleren". *Geol. Med. Occ.* v. IV n° 8 3-28 pp.
- BROUWER, H.A. (1.926).— "The structure of the Sierra Nevada". *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.* V XXIX pp. 678-682.
- EGELER, C.G. & SIMON, O.J. (1.969) " Sur la tectonique de la zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)" *Verh. der Kom Ned. Akad van Wetenschappen* v, XXV, n° 3 90 pp.
- EWERT, K. (1.976).— "Estratigrafía, litología y mineralizaciones del Manto de Lújar (Zona Bética)". *Studia Geol. Univ. Salamanca* n° XI.
- EWERT, K. y NAVARRO-VILA, F. (1.979): La correlación estratigráfica entre los Mantos de Lújar y del Zujéric definidos al S y al N de Sierra Nevada (Alpujárrides, Cordilleras Béticas) *Bol. Geol. Min.* 90 p. 115-123, Madrid.
- FALLOT, P. (1.930).— "Etat de nos connaissances sur la structure des chaines bétiques et subbetiques Livre Jubilaire". *Soc. Geol. France*, pp. 279-305.
- (1.948).— "Les Cordilleres Bétiques". *Estudios Geológicos* n° 8, pp. 83-172.
- FOURNIGUET, J. (1.975).— "Neotectonique et Quaternaire Marin sur le littoral de la Sierra Nevada, Andalousie (Espagne)" *These Univ. Orleans.* 230 pp.
- GARCIA-DUEÑAS, V y NAVARRO-VILA, F (1.976): Alpujárrides, Maláguides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). *Bull. Soc. géol. France* (7), 18, p. 641-648. Paris.
- (en prensa) La Peza
(1.010) *Mapa Geológico de España 1:50.000* (2ª serie) I.G.M.E., Madrid.
- GONZALO y TARIN, J. (1.881).— "Descripción geológica de la prov. de Granada". *Bol. Com. Map. Geol. Esp.* T. VIII pp. 131.
- GUARDIOLA, R. y SIERRA, A. (1.925-1.928).— "Criadero de hierro de España". T. V. Hierros de Almería y Granada N.1. (1.925).— Genera-

- lidades 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. S.G.F.* Fasc. 8 pp. 265.
- (1.966).— "La "franciscana" un probleme de petrogenese dans les dolomies du Trias Alpujárride de la Sierra de Gádor (Almerie, Espagne)". *Ann. Centre Enseig. Sup. Brazzaville*, t. II, pp. 79-90.
 - (1.968a).— "Repartition géographique et lithostratigraphique des mineralisations de la Sierra de Gádor (Alm. Espag.)". *Chron. Mines et Res. Min.* n° 376 pp. 230-243.
 - (1.968b).— "Données nouvelles sur la géologie de la Sierra de Gádor". *Bull. Fed. Soc. d'Hist. Nat. France. Ampt.* T. LXX n° 4, pp. 1-6.
 - (1.970).— "Contribution a l'étude géologique et minere de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne)". *Tesis Nantes*, 501 pp.
- NAVARRO-VILA, F. (1.976).— "Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al N de Sierra Nevada". *Tesis Doc. Univ. Bilbao*. pp. 288.
- 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).— "Los Alpujárrides en Sierra de Gádor occidental". *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 1 fasc. 1 pp. 61-63 (Not. Prelim).
 - (1.970).— "Los Alpujárrides en la Sierra de Gádor occidental (prov. Granada)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*. T. 1 fasc. 2 103-115 pp.
 - (1.970).— "Sobre la zona de contacto entre Sierra Nevada y Sierra de Gádor comprendida entre Laujar de Andarax y Canjáyar (prov. Alm.)". *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 Publicaciones*.
- OVEJERO, G. y ZAZO, C. (1.971).— "Niveles marinos pleistocenos en Almería (SE Spain)". *Quaternaria XV, VIII Cong. INQVA, Roma* pp. 145-159.
- 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, España)". *Jor. min. metal Bilbao* T. IX, p. 83-119.
- SCHWERD, K. (1.974).— "Stratigraphie, Fazies und Lagerstätten in triassischen Karbonatgesteinen der alpujárridischen Decken in der westlichen Sierra de Gádor (Betische Kordillere. Provinz Almer. Esp.)". *Res. Tesis Univ. Munchen*.

- STAUB, R. (1.934).— "Der Deckenbau Sudspaniens in den betischen Cordilleren". *Vierteljahresschrift. d. Nat. Gesell. Zurich.* vol. LXXIX, pp. 271-332.
- WESTERVELD, J. (1.929).— "De bouw der Alpujarras en her tektonisch verband der oostelijke betische ketens". *Tesis Delft.* 120 pp.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA