



IGME

994

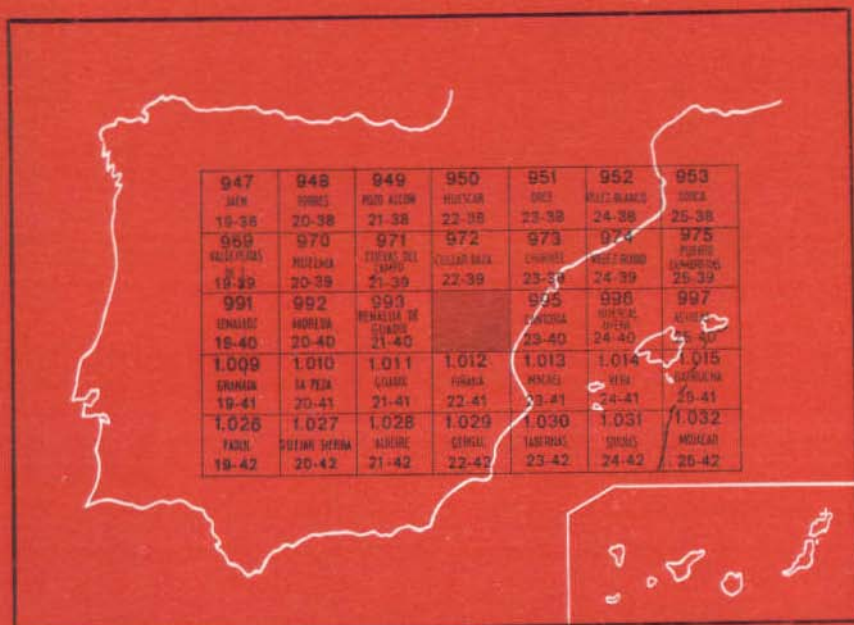
22-40

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BAZA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

BAZA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional ADARO, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía y Memoria*: F. Delgado Salazar, J. A. Gómez Prieto y L. Martín García, Licenciados en Ciencias Geológicas.

En *Petrografía*: A. Argüelles Alvarez y A. de las Heras Fernández, Licenciados en Ciencias Geológicas.

En *Sedimentología*: F. Delgado Salazar, L. Martín García y J. U. Martínez Martínez, Licenciados en Ciencias Geológicas.

En *Micropaleontología*: E. Perconig Genzo, Dr. en Geología; C. Martínez Díaz, Dr. Ingeniero de Minas; J. Borragán, Lic. en Ciencias Naturales, y L. F. Granados Granados, Lic. en Ciencias Geológicas.

En *Macropaleontología*: T. del Pan Arana, Dra. en Ciencias Naturales.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M - 31.066 - 1980

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

INTRODUCCION

La Hoja de Baza (núm. 994) se sitúa en el SE de España, dentro de las provincias de Granada y Almería. Forma parte de las Cordilleras Béticas, cadena montañosa alpina del Sur de España.

En las Cordilleras Béticas pueden distinguirse dos grandes zonas estructurales: La zona Externa al Norte, y la zona Interna o zona Bética al Sur. Los materiales que afloran en la Hoja de Baza pertenecen a la zona Bética, cuya estructura es el resultado de cabalgamientos de gran escala, que pueden asemejarse a las estructuras de tipo alpino (BROUWER & ZEYLMANS VAN EMMICHOVEN, 1924; EGELER & SIMON, 1969).

De las cuatro Unidades principales (Complejos Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón, Alpujárride y Maláguide) que se pueden distinguir en la parte central y oriental de la zona Bética, en la Hoja de Baza solamente están representados los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride.

El Complejo Alpujárride es el mejor representado, teniendo que hacerse una separación entre el sector de la Sierra de Baza y el de la Sierra de las Estancias, borde norte de la Sierra de los Filabres.

En la Sierra de Baza se han podido distinguir cuatro unidades tectónicamente superpuestas con características estratigráficas similares aunque distintas en detalles. De arriba a abajo son:

- Unidad de los Blanquizaes
- Unidad de Quintana
- Unidad de Santa Bárbara
- Unidad de la Tetica

En la Sierra de las Estancias se distinguen tres unidades tecto-estratigráficas:

Unidad de Hernán Valle-Montroy
Unidad de los Blanquizaes-Oría
Unidad de Partalao

Además de los materiales de los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride, están muy bien representados los depósitos Neógeno-Cuaternarios que rellenan la depresión entre las Sierras de Baza, Estancias y Filabres.

La geología de la Sierra de Baza ha sido realizada por F. DELGADO, de la Universidad de Granada. Para el estudio de los materiales Neógeno-Cuaternarios se ha contado, como base, con el trabajo estratigráfico sobre la Depresión de Guadix-Baza de J. A. VERA, de la Universidad de Granada, y con el estudio geológico del sector Serón-Caniles de A. MALDONADO.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

Dentro del Complejo Nevado-Filábride se han distinguido las unidades siguientes:

Unidad superior Manto del Mulhacén
Unidad de Abla

En la denominación de las unidades se ha mantenido la terminología usada en las Hojas de Gergal y Fiñana.

Las intensas deformaciones que presentan los materiales Nevado-Filábrides, unido a su naturaleza metamórfica impide, por lo general, reconocer la estratificación, y esto unido a la superposición de pliegues hace que los datos sobre potencias reales se alejen de la realidad.

1.1.1 MANTO DEL MULHACEN

Dentro de esta Hoja no se encuentra representada la Unidad Inferior (Manto del Veleta). Sin embargo, más al Sur (Hoja de Fiñana) si lo está, siendo la relación entre la Unidad Inferior y los materiales del Manto del Mulhacén de naturaleza tectónica.

En cartografía se han distinguido los tramos siguientes, de muro a techo:

- Micasquistos y micacitas grafitosos con granate y cloritoide. La base de este tramo está formada por micasquistos con grafito corneánicos. Este tramo se le conoce como Unidad de Abla ($\xi K \gamma$).
- Micasquistos con grafito y micasquistos epidótico-feldespáticos ($\xi V Z$).
- Mármoles cipolínicos (Δm).

Los tramos *b*) y *c*) forman la Unidad Superior del Manto del Mulhacén.

1.1.1.1 Unidad de Abla (ΞΚγ)

Comprende micasquistos corneánicos de la base, seguidos por micasquistos grafitosos con granate, cloritoide y biotita. Los micasquistos corneánicos, de elevada dureza y densidad, presentan cristales de gran tamaño y sin orientación preferencial.

Petrográficamente los *micasquistos corneánicos* muestran una matriz de grano muy fino, formada por mica blanca, cuarzo y grafito, sobre la que destacan porfidoblastos de antigua andalucita, sustituidos por un agregado de cristales fibrosos y haces de distena, cristales de estaurolita y escasos granates.

La potencia máxima estimada para este conjunto es de unos 20 metros.

Micasquistos y micacitas grafitosos con granate y cloritoide. La mayoría contienen granate y cloritoide juntos, existiendo en otros uno solo de estos minerales, acompañado siempre de clorita-biotita. Como minerales principales se tienen: cuarzo, moscovita, granate, cloritoide y grafito. Como accesorios: clorita, biotita, óxidos de hierro, sericita, opacos, turmalina, rutilo, apatito, circón y esfena. La textura es porfidogranolepidoblástica.

El cuarzo presenta estructura en mortero, extinción ondulante y orientación óptica preferencial. Granates en grandes porfidoblastos, idio o subidiomórficos, con abundantes inclusiones de cuarzo y en menor proporción de grafito y rutilo. Cloritoide abundante en prismas idiomorfos, ocasionalmente maclados, incluyendo abundante grafito pulverulento y escaso cuarzo.

La biotita y clorita se presentan en grandes láminas postcinemáticas y frecuentemente con las líneas de exfoliación perpendiculares a la esquistosidad principal. En ocasiones parecen haber sustituido por completo a cristales de granate, ya que se trata de agregados polilaminares de contorno poligonal.

La sericita se presenta en algunos niveles en forma de láminas blanquecinas, que proceden de la transformación final de antiguos cristales de andalucita y estaurolita.

Las micacitas, presentan las mismas características de los micasquistos, pero con menor proporción de cuarzo y un aumento de la mica blanca, impregnada de abundante grafito pulverulento.

Micasquistos y micacitas grafitosos con granate y albita. Son semejantes a los anteriores, pero con abundante albita y mineral de epidota. La textura es porfidogranolepidoblástica.

Como minerales principales se presentan: cuarzo, mica blanca, albita, y unas veces como fundamentales y otras como accesorios: clorita, biotita, granate y grafito. Los accesorios son: minerales opacos, epidota, turmalina, óxidos de hierro, rutilo, circón, apatito y carbonato.

Intercalados entre los micasquistos se encuentran algunos niveles de cuarcitas oscuras, que tienen como minerales principales: cuarzo y mica blanca, y como accesorios: granate, grafito, clorita, biotita, esfena, turmalina y circón.

1.1.1.2 Unidad superior

Se han distinguido dos formaciones: a) micasquistos, cuarcitas micáceas; b) mármoles cipolínicos.

- a) Los micasquistos se componen principalmente de cuarzo y mica blanca con algunos de los siguientes minerales: albita, epidota, granate, cloritoide, biotita, clorita, anfíbol y carbonatos. Como accesorios se presentan: turmalina, mineral metálico, apatito, rutilo y circón.

A veces, presentan un bandeado debido a la alternancia de lechos micáceos y cuarzosos, que en algunos casos han heredado de la alternancia litológica original y en otros puede deberse a segregación metamórfica. En bastantes muestras se han observado efectos de filonitización, con granulación de cuarzo y mica, discontinuidades y roturas en el bandeado.

Los diferentes tipos de micasquistos y cuarcitas, basándose en la presencia de los minerales citados anteriormente, son: micasquistos y cuarcitas micáceas feldespáticas, granatíferas, grafitosas y con anfíbol, pudiendo existir todos los tipos transicionales.

Mármoles cipolínicos y calcoesquistos

Se presentan como mármoles amarillentos de gran dureza, con algunos niveles blancos, o bien como mármoles fajeados (alternancia de bandas claras y oscuras, que posiblemente respondan a variaciones en las condiciones de sedimentación).

Al microscopio están formadas por carbonatos con cantidades variables de minerales subordinados, como mica blanca, albita, cuarzo, mineral de hierro y ocasionalmente biotita, clorita, esfena, epidota, rutilo y apatito.

La textura más frecuente es la granoblástica desde equigranular a heterométrica, normalmente orientada debido a la disposición paralela de las pautas de mica y al alargamiento de los cristales de carbonato. El mineral de hierro es intergranular o sigue las líneas de fractura.

1.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

En sentido amplio, consideramos incluidos dentro de este Complejo los materiales pertenecientes al Complejo Ballabona-Cucharón, definido por los

autores holandeses en el sector oriental de la cadena. Así, la Unidad de Tetica, perteneciente a este último complejo, la incluimos dentro del Complejo Alpujárride en sentido amplio.

Los materiales de este complejo descansan directamente sobre las del Complejo Nevado-Filábride. Dos son los afloramientos más importantes de los materiales del Complejo Alpujárride en el área de esta Hoja: La Sierra de Baza y la Sierra de las Estancias.

En la Sierra de las Estancias existen representadas tres unidades tectonoestratigráficas bien diferenciadas. En la Sierra de Baza son cuatro las unidades distinguidas, si bien, en la contigua Hoja de Gor (en la misma sierra) aflora una quinta unidad de posición tectónica más elevada que estas cuatro.

Sierra de Baza

- Unidad de Hernán Valle (Hojas de Gor y Guadix)
- Unidad de los Blanquizaes
- Unidad de Quintana
- Unidad de Santa Bárbara
- Unidad de Tetica

Sierra de las Estancias

- Unidad de Hernán Valle-Montroy
- Unidad de los Blanquizaes-Oria
- Unidad de Partalao

En el mapa, la unidad tectónicamente más alta se ha denominado Unidad de Hernán Valle-Montroy y a la de posición tectónica, inmediatamente inferior, Unidad de los Blanquizaes-Oria.

Cada una de las unidades distinguidas consta de, al menos, dos formaciones, una inferior detrítica y otra superior carbonatada.

1.2.1 UNIDAD DE TETICA

Descansa directamente sobre los mármoles y micaesquistos del Complejo Nevado-Filábride tan sólo en las proximidades de la aldea de Bodurria. Está constituida por dos paquetes netamente diferenciables: no inferior, formado por unas típicas brechas de colores amarillentos (claramente identificables, con lo que en la literatura de la región se conoce con el nombre de «Konglomeratische mergels») y otro superior, formado por calizas y dolomías.

El paquete inferior se trata de una masa más o menos caótica de clastos extraordinariamente heterométricos (tamaños desde el orden milimétrico hasta el métrico), y de diferente naturaleza, aglomerados por una matriz fun-

damentalmente carbonatada, de color amarillento, a veces con algo de yeso. Dentro de esta masa aparecen aisladamente pequeños «afloramientos» de filitas y metaarcillitas, que bien podrían tratarse de cantos de gran dimensión, de colores violáceos y verdosos y morados pálidos, respectivamente.

También se reconocen bloques de «rocas verdes» (doleritas?), mármoles, micaesquistos, cuarcitas, etc.

En este sector parece indudable el carácter tectónico de estas brechas, tanto por su heterometría como por la angulosidad de muchos de los cantos. En muchos casos, el escaso porcentaje de clastos, la finura de la matriz y la disposición bandeada de los materiales, permiten reconocer auténticas milonitas.

El carácter polimixto de estas rocas se observa especialmente en las proximidades del contacto con los materiales nevado-filábrides. Conforme se sube en la serie, este carácter desaparece gradualmente y empiezan a aparecer brechas y carniolas monomixtas (en el sentido de LEINE, L., 1968) derivadas de las calizas y dolomías del paquete superior.

Estas rocas parecen ser el producto de una intensa cataclasis a nivel del contacto entre las calizas de la Unidad de Tetica y los mármoles y micaesquistos nevado-filábrides. Deben su origen, casi sin duda, a las últimas etapas de corrimientos que dan lugar a desplazamientos relativos de materiales, entre los cuales falta un «colchón lubricante», como son las filitas del resto de los mantos.

El paquete superior es lo que podemos denominar propiamente Formación Carbonatada de la Unidad de Tetica. Comienza por un delgado tramo de dolomías y calizas amarillentas, brechoides, que alternan con dolomías grises más o menos recristalizadas. El resto de la serie es una monótona sucesión de paquetes de calizas marmóreas grises claras y niveles de calizas más o menos margosas, tableadas, marmóreas, de colores grises amarillentos. En la mitad superior aparecen algunos depósitos ricos en óxidos de Fe, ligados a una estrecha red de filoncillos que se concentran a un determinado nivel de la serie (hasta el punto de parecer un yacimiento estratiforme).

La potencia total de esta formación carbonatada es de 450 m. en el punto de máximo espesor, si bien al O llega a desaparecer por completo en menos de 1 Km. por causas tectónicas.

1.2.2 UNIDAD DE SANTA BARBARA

En la mayoría de los puntos, esta unidad se encuentra descansando directamente sobre los mármoles y micaesquistos superiores del Complejo Nevado-Filábride.

Una de las características estratigráficas más llamativas es la enorme potencia de su formación carbonatada, que en algunos puntos alcanza los 2.800 ó 3.000 m.

Por otra parte, dicha formación es la menos afectada por los fenómenos de metamorfismo del conjunto de los Alpujarrides de esta Hoja, hasta el punto que en un importante número de muestras se puede reconocer aún la textura primitiva, apenas retocada por una recristalización variable.

Estratigráficamente es la que mejor se ha llegado a conocer, a pesar de la apretada red de fracturas, que afecta a la serie y que dificulta sobremanera el reconocimiento.

No obstante el conocimiento de la edad de esta formación, proporcionado por los estudios de FALLOT, P.; SOLE-SABARIS, L., y LEMOINE, N (1954) sobre las algas calcáreas, no se tiene un criterio adecuado como para establecer de una forma precisa los límites de los diferentes pisos presentes. Por esto, la distinción de tramos hecha en dicha formación está basada únicamente en la litología.

1.2.2.1 Formación detrítica ($P^{sb} - TA_1^f$)

Está formada por una monótona sucesión de filitas con algunos, muy escasos, episodios cuarcíticos. Al contrario de lo observado en la Hoja de Gor, no aparecen aquí niveles conglomeráticos o, al menos, no se han reconocido.

El color de las filitas es variable desde violeta rojizo a gris azulado, con tonos cambiantes de verdes, grises y amarillentos, aunque el conjunto es de una neta coloración gris acero, a veces algo violáceo.

El estudio petrológico de estas rocas revela el bajo grado de metamorfismo que alcanzan, el cual disminuye de forma patente hacia la parte alta de la serie.

Los minerales que se encuentran con mayor frecuencia en estas rocas son, por orden de abundancia: moscovita-sericita, cuarzo, clorita, albita, turmalina y circón. En cantidades variables: grafito, carbonatos y óxidos de Fe están generalmente presentes.

Estos materiales provienen, sin duda, del metamorfismo de una serie fundamentalmente limoso-arcillosa, con eventuales episodios arenosos. No se puede descartar la posibilidad de existencia de algún nivel piroclástico tal como cineritas, especialmente en el caso de las filitas extremadamente ricas en clorita.

La potencia exhibida por esta formación es variable, no sólo espacialmente, sino también según el criterio que se adopte para medirla. En efecto, es diferente la potencia si se mide perpendicularmente a la esquistosidad que si se mide perpendicularmente a los contactos superior e inferior de la formación. En el primer caso, suele ser ligeramente superior que en el segundo. A ello hay que añadir los brutales cambios debidos a causas tectónicas. Por ello, no se puede dar una cifra ni siquiera orientativa que tenga validez general y sólo se está en condiciones de decir que el espesor visible, medido perpendicularmente a los contactos superior e inferior, varía desde 0 a 400 m.

Por su posición estratigráfica esta formación podría corresponder a un Triás Inferior (Werfenense), e incluso a parte del Pérmico, por lo cual en la leyenda se da como Permo-Werfenense.

1.2.2.2 Formación carbonatada

Como ya se ha dicho, esta es la formación de la que mayor número de datos estratigráficos se ha podido recoger. En primer lugar, su grado de recristalización es tan bajo en la mayor parte de la formación, que permite reconocer texturas y estructuras sedimentarias. En segundo lugar, su estratificación es muy patente, por lo que es relativamente fácil conocer las características geométricas de los cuerpos sedimentarios. Sin embargo, debido a la tectónica, las estructuras son excesivamente complejas en determinados puntos, donde es preciso utilizar la interpretación para trazar los contactos, que en este caso se figuran como dudosos.

Uno de los aspectos de mayor interés económico es la existencia de mineralizaciones que arman en esta formación, especialmente las del tramo 7.

El paso de la formación detrítica a la carbonatada se hace de una manera relativamente brusca, aunque si bien es de notar la existencia de importantes episodios detríticos en los dos tramos inferiores. Lo más característico de la zona de tránsito son las margocalizas y dolomías arcillosas amarillentas intercaladas con arcillas verdosas y violáceas.

Con frecuencia los fenómenos de despegue que se localizan a este nivel dan lugar a cepillamientos basales, que originan, comúnmente, brechas tectónicas e incluso milonitas cuando la formación detrítica es escasa o falta.

Un importante aspecto, que no debe pasar inadvertido, es la importancia de los cambios de facies que da lugar a complejas situaciones geométricas cuando se le suman los efectos de la tectónica.

sb

1.2.2.2.1 Tramo 1 (T₁₂₋₃^a)

Es el primer tramo distinguido dentro de esta formación. Está constituido por una sucesión alternante de calizas grises azuladas y dolomías grises y beige de diversos tonos, a veces algo arcillosas. El rasgo más característico de este tramo es que dentro de él aparecen con bastante frecuencia niveles de arcillas pardo amarillentas y negras. El grado de recristalización de las rocas de este tramo es ligeramente superior a las del resto de la formación.

Su potencia es muy variable, aunque se estima un espesor mínimo visible en este sector de 245 a 255 m. De hecho, en un gran número de puntos la potencia disminuye hasta casi faltar, debido a los fenómenos de despegue a los que se aludía anteriormente.

1.2.2.2 Tramo 2 (T_{A2-3}^{sb})

Descansa sobre el anterior en contacto muy frecuentemente mecanizado, como se desprende de la neta diferencia de comportamiento mecánico de ambos.

Está constituido por filitas rojas y cuarcitas rosadas y blancas, con algunas pasadas de filitas verdes. A veces el aplicar el término de filitas a estas rocas es impropio, dado su escaso o nulo metamorfismo, que sólo llega a reorientar de forma parcial los minerales planares (especialmente sericita), dándole el aspecto esquistoso y satinado.

Los niveles más cuarcíticos muestran la existencia de granos de micas detriticas, que también se orientan según la única superficie de esquistosidad visible.

La potencia de este tramo es, asimismo, muy variable, hasta el punto de que puede llegar a desaparecer en algunos puntos y en otros llegar a alcanzar hasta un mínimo de 200 m., tal como en los alrededores del cortijo de la Fuente del Pino. A este respecto conviene hacer notar que algunos autores han confundido este tramo con la base de la formación carbonatada. Sin embargo, la diferencia entre este tramo y la formación detrítica es muy patente, tanto en el campo como al microscopio.

Sobre este punto se insistirá en el capítulo de tectónica.

1.2.2.3 Tramo 2' (T_{A2-3}^{sb})

Este tramo no está presentado en todo el sector cartografiado, debido, sin duda, a causas tectónicas. En efecto, el contacto entre este tramo y el infrayacente está muy frecuentemente marcado por una alineación de brechas tectónicas de color amarillento.

Está constituido por una alternancia de niveles margosos y margocalizos amarillentos con una extremada abundancia de pistas de Fucoides. Estas estructuras orgánicas se disponen, de modo preferente, paralelas a la estratificación y muestran signos evidentes de aplastamiento. Nunca se encuentran ramificadas pero sí anastomosadas. Se pueden distinguir hasta seis de estas alternancias, a las que acompañan algunos niveles de dolomías beige de grano grueso. En la base, los niveles margosos y dolomíticos se intercalan con niveles de pelitas rojas y verdes, representando un tránsito del tramo 2 al 3.

No obstante su irregularidad en cuanto a potencia se refiere (de 0 a 40-45 m.), constituye un nivel guía.

1.2.2.4 Tramo 3 (T_{A2-3}^{sb})

Este tramo es de diferente litología según los puntos que se considere, ya

que cambia de facies con manifiesta brusquedad. Su rastro más característico es la abundancia de dolomías, que en unos puntos son las únicas rocas que lo componen, mientras que en otros alternan con calizas grises negras y claras, que pueden llegar a predominar, como por ejemplo al NE del Cortijo del Cortezudo.

Las dolomías de este tramo son de diversos tipos, que en esencia se pueden agrupar en tres:

Dolomías grises, más o menos recristalizadas.

Dolomías grises claras y oscuras de grano fino y con laminaciones.

Dolomías negras y grises oscuras de grano grueso y gran cantidad de algas calcáreas.

Por su parte las calizas, todas ellas micríticas, presentan a veces restos de fósiles indeterminables y son de colores grises más o menos oscuras.

En el sector del Poyo de la Tejera, este tramo viene representado por una alternancia rítmica de dolomías grises de grano fino y calizas grises negras. El predominio es de los niveles dolomíticos, que alcanzan potencias del orden de los 70 m., mientras que los calizos sólo llegan a 25-30 m. y a veces desaparecen.

Al NO del Cortijo del Cortezudo ya no existen las calizas más que hacia la parte alta del tramo, donde se asocian a algún filón de rocas verdes. En este sector, las dolomías son principalmente de grano grueso y en el techo del tramo aparecen más dolomías negras con gran cantidad de algas.

Hacia el NE, y de una forma brutal, las dolomías desaparecen y quedan reducidas a algunos metros en la base del tramo, mientras que el resto lo constituye un potente paquete de calizas grises con una estratificación marcadamente regular. A veces, entre estas calizas aparece algún nivel más margoso amarillento, con fósiles o bien con pistas de fucoïdes. A modo de paréntesis, resulta curioso constatar a este respecto la aparente incompatibilidad que existe entre las pistas de fucoïdes y los fósiles, hecho que se observa a lo largo de toda la serie.

Hacia el techo del tramo se observa la existencia de filones capa de doleritas (NO del Cortijo de Cortezudo) y de fenómenos de silicificación (E del Poyo de la Tejera), hechos que están seguramente conectados y que se manifiestan sólo cuando el predominio es de dolomías, como ocurre en las proximidades del Pico de Gor, en la Hoja de Gor.

La potencia del tramo en cuestión se estima en unos 390 a 400 m., aunque en los cortes llega a aparecer con una potencia de hasta 550 m. Esto último se debe a la existencia de multitud de pequeñas fallas que dislocan la estratificación y repiten términos, las cuales no aparecen representadas por su escasa importancia.

sb

1.2.2.2.5 *Tramo 4* (T_{A2-3}^c)

Está representado en este sector por una monótona sucesión de calizas grises, a veces algo margosas, en cuya base aparecen intercalados algunos niveles dolomíticos beige de grano muy grueso y mineralizados en galena en forma de pequeños cantos.

Hacia la parte alta comienzan a aparecer algunos niveles de calizas margosas grises azuladas oscuras, amarillentas en superficie, que presentan gran cantidad de fósiles.

La potencia del tramo varía desde 180 m. a 225 m.

sb
cm

1.2.2.2.6 *Tramo 5* (T_{A2-3}^{cm})

Es el de mayor interés desde el punto de vista paleontológico dada su riqueza en restos fósiles. No obstante, la dificultad de su extracción no ha permitido, por el momento, reconocer especies de valor estratigráfico (1).

Está constituido por margas y margocalizas grises azuladas y amarillentas con gran cantidad de fósiles, hasta el punto de llegar a ser una verdadera lumaquela en ocasiones, especialmente en el muro, donde aparecen también algunos niveles de calizas oolíticas. Es notable su gran continuidad, que llega al punto de poderlo considerar un nivel guía en el área de la Sierra de Baza, por lo menos.

Intercalados entre los niveles margosos, existen, a veces, niveles de dolomías beige de grano grueso.

La potencia de este tramo se estima en un máximo de 80 a 100 m., aunque los afloramientos pueden alcanzar una extensión superficial considerable.

sb
cx

1.2.2.2.7 *Tramo 6* (T_{A2-3}^{cx})

Comienzan con un paquete de calizas grises azuladas con sílex de color blanco en superficie, que suele dar un resalte en el terreno. Hacia arriba pasan a ser unas calizas grises de estratificación patente, a veces algo margosas. Su aspecto es el común en las series alpujárrides inferiores. En la parte superior se indentan con algunos niveles de dolomías grises y comienzan a existir algunas mineralizaciones en galena y fluorita que anuncian, en cierto modo, los yacimientos del tramo inmediatamente superior.

La potencia alcanzada por este tramo varía de 250 a 300 m.

(1) En este sentido se están realizando investigaciones por parte del Instituto Geológico de Amsterdam en colaboración con la Universidad de Granada, encaminadas al estudio de la microfauna y cuyos resultados serán objeto de una próxima publicación.

1.2.2.2.8 Tramo 7 ($T_{A2-3}^{sb,dc}$)

Está constituido por una alternancia de calizas grises, algo margosas a veces, y dolomías grises de grano fino.

En las calizas, especialmente, es frecuente encontrar finas películas de arcillas rojas. Las dolomías suelen presentar una estructura laminar, que se desorganiza progresivamente presentando fenómenos de «slumping» y brechas intraformacionales.

Algunos niveles dolomíticos presentan una mineralización en galena y fluorita que es objeto de explotación, especialmente en el Calar de Santa Bárbara. En este caso, las dolomías son de grano más grueso y de colores más claros, siendo frecuente observar niveles de Franciscana e Indiana (en el sentido de JACQUIN, J. P., 1970), en el muro de los paquetes. Igualmente, se encuentran algunos accidentes silíceos detríticos en forma de lente biconvexa, cuyo tamaño oscila entre algunos decímetros y el metro, con bordes de aspecto ameboide.

El tramo en cuestión cambia de facies hacia el NE pasando a ser cada vez más margoso, en especial en el techo, donde se pasa insensiblemente al tramo superior.

La potencia es difícil de calcular, al igual que en el tramo siguiente, debido a los fuertes repliegues que presenta. Se estima, con las dudas propias, que el espesor mínimo es del orden de los 250 m. y el máximo de 450 m.

1.2.2.2.9 Tramo 8 ($T_{A2-3}^{sb,md}$)

Como se ha dicho anteriormente, los materiales de este tramo se indentan con los del anterior en su parte alta. Se trata de una sucesión de calizas grises amarillentas, margosas, dolomías grises y negras, margas y arcillas, en la que la estratificación, suele ser fina, lo cual es característico de todo el tramo. La alternancia de estos materiales es totalmente irregular y no obedece a leyes de ritmicidad en ningún momento, contrariamente a lo que se percibe a grandes rasgos en los tramos anteriores.

La característica más notable, que diferencia a este tramo de los demás, es su alto contenido en arcillas. Además, existen algunos niveles, muy irregulares también, de carniolas grises, negras y rojizo-amarillentas, que son frecuentes especialmente en la parte baja.

En el tránsito del tramo anterior a éste se observa la existencia de ligeras manifestaciones volcánicas básicas. También en su techo, muy próximo al contacto con el tramo siguiente, existen rocas volcánicas a las que acompaña una mineralización en Fe y Mn (?).

En cuanto a la potencia, a lo sumo se puede dar el espesor de materiales existentes entre el muro y el techo, no sin inconvenientes; pero hay que tener en cuenta que esta medida, realizada sobre la cartografía, al contrario de las anteriores, no puede responder a la realidad, ya que el intenso replegamiento que muestra hace suponer que la potencia es inferior a la que se estima, que es del orden de los 300 a 350 m.

1.2.2.2.10 Tramo 9 ($T_{A2-3}^{sb, cd}$)

Es el último representado en la serie. Está constituido por una monótona sucesión de dolomías y calizas grises claras y oscuras. En general, las calizas son bastante dolomíticas. En ellas suelen ser muy abundantes las algas calcáreas y, a veces, existen estructuras laminares debidas a mallas de algas. En la base aparecen algunos niveles de alrededor de 1 m. de espesor de arcillas rojas y/o amarillentas.

No aflora el techo del tramo, que aparece truncado por una superficie de corrimiento, a su vez afectada por una falla normal. Por ello, la potencia dada es una potencia mínima, que corresponde al máximo espesor observado, el cual se estima en 500 a 530 m.

1.2.3 UNIDAD DE QUINTANA

Aflora únicamente en la parte más occidental de la Hoja. Está constituida, como el resto de las unidades alpujarrides, por una base de filitas y una formación carbonatada superior.

1.2.3.1 Formación detrítica ($P^q - T_{A1}^q$)

Está formada por filitas rojas y rojo-violáceas («liéde vin») y cuarcitas rosadas y blancas. La estratigrafía detallada de esta formación es difícil de conocer, debido a la intensa tectonización que sufre. Sin embargo, se ha de destacar que el predominio corresponde a las filitas, quedando las cuarcitas limitadas a algunos afloramientos irregularmente distribuidos y sin continuación lateral.

Un punto importante de señalar es el gran parecido de estos materiales con los del tramo de pelitas intercalado en la formación carbonatada de la Unidad de Santa Bárbara. En este sentido, se destaca su suave o nulo metamorfismo, que sólo da lugar a una ligera recristalización de los minerales laminares, representados fundamentalmente por sericita, que se orienta según superficies de esquistosidad. Su composición mineralógica es muy simple: cuarzo, sericita, moscovita (?), óxidos de Fe y minerales de las arcillas. Las

cuarcitas presentan a veces gran cantidad de micas blancas, detríticas, que también se orientan durante el metamorfismo. Están compuestas por cuarzo y algunos granos de albita.

1.2.3.2 Formación carbonatada

El contacto de esta formación con la anterior está siempre mecanizado, como cabría esperar por su diferente comportamiento tectónico. Por ello es difícil el tránsito de una a otra, que según se desprende de las observaciones realizadas, debe estar constituido por una alternancia de filitas rojas, dolomías arcillosas amarillentas y arcillas amarillas.

Esta formación presenta un grado de recristalización mayor que su correspondiente en la Unidad de Santa Bárbara, lo cual permite diferenciarlas, pero dificulta el estudio sedimentológico.

1.2.3.2.1 Tramo 1 (T_{A2-3}^q)

Está formado por un paquete de dolomías grises de características bastante constantes. Son de color gris y gris negro, de grano fino y estratificación regular y patente. En ellas se observan, a veces, restos de algas y rocas de aspecto franciscanoide. En las proximidades del contacto con el tramo superior, las dolomías se tornan beige y de grano grueso.

Su potencia es de 150 m. a lo sumo, aunque hacia el S y O existen afloramientos que alcanzan hasta 300 m.

1.2.3.2.2 Tramo 2 (T_{A2-3}^m)

Está formado por un potente paquete de calizas más o menos margosas, de carácter alternante. Las calizas menos margosas son de colores grises puros y las margocalizas grises amarillentas, y presentan, a veces, gran cantidad de pistas de fucoïdes. Existen algunos niveles de dolomías beige, especialmente en la base, y de calizas beige amarillentas, de aspecto sacaroïde, hacia la mitad del tramo.

La potencia mínima visible es de 500-550 m.

No se observa en esta Hoja la existencia del tramo de dolomías brechoïdes, margas y pelitas, intercalados entre estos dos y que aflora en la Hoja de Gor.

1.2.4 UNIDAD DE PARTALOA

Regionalmente, se distinguen tres formaciones dentro de esta unidad, que de techo a muro son:

- Formación carbonatada.
- Formación de filitas y cuarcitas.
- Formación de micasquistos.

En la Hoja de Baza sólo se encuentran representadas la Formación carbonatada y la Formación de filitas y cuarcitas.

1.2.4.1 Formación de filitas y cuarcitas

Está representada en el borde SE de la Hoja, al sur del Río Almanzora. Debido a la fuerte tectonización y a la ausencia de niveles guías, no puede hacerse un estudio estratigráfico detallado.

Litológicamente está constituida por filitas y cuarcitas, con materiales de naturaleza intermedia entre ambos. Las cuarcitas predominan en la parte basal de la formación, mientras que las filitas abundan sobre todo en la parte más alta de dicha formación.

Las filitas son los materiales más representativos de esta formación, presentándose con colores azulados fundamentalmente, siendo subordinados los colores grisáceos, verdosos y rojizos. Intercalados en la serie, existen niveles muy delgados de rocas carbonatadas, que hacia la parte superior aumentan en número, indicando un paso a la formación carbonatada suprayacente, cuyo contacto, por lo general, se ve afectado por fuertes movimientos diferenciales que producen la tectonización del mismo. Localmente, en el límite entre las dos formaciones se presentan pequeñas masas irregulares de yeso.

La potencia máxima estimada es de 150 metros.

1.2.4.2 Formación carbonatada

Regionalmente pueden distinguirse tres tramos dentro de esta formación. Uno inferior, dolomítico; el intermedio, constituido fundamentalmente por calizas, y el tramo superior, de dolomías.

El tramo inferior dolomítico está constituido por dolomías de bien estratificadas a masivas con algunos niveles de dolomías brechoides. El color dominante es el marrón.

El tramo intermedio está formado por una alternancia de series calcáreas separadas unas de otras por materiales pelíticos y psamíticos.

El tramo superior dolomítico está constituido por dolomías de masivas a bien estratificadas, con intercalaciones de calizas. Las dolomías masivas están atravesadas por numerosas venas de calcita y de cuarzo. A veces, este tramo, muestra un alto grado de recristalización, tomando las rocas carbonatadas un aspecto marmóreo, mientras las intercalaciones pelíticas presentan esquistosidad.

1.2.5 UNIDAD DE LOS BLANQUIZARES-ORIA

1.2.5.1 Formación Tonosa ($P-T_{A1}^b$)

Aunque se han cartografiado juntas, en esta formación se distinguen los siguientes tramos de (VRIES y ZWAAN, 1967):

- 1) Tramo de cuarcitas abigarradas. Las rocas de este tramo afloran principalmente en el sector NE de la Hoja. Es un hecho característico la existencia de capas gradadas. Estas capas muestran una parte inferior de grano grueso (colores claros), una parte de grano más fino (colores verde y azul), y una parte más alta de filitas grisáceas. A veces, la parte superior de la capa contiene rocas carbonatadas de color naranja. La potencia total de estas capas, en general, es inferior a un metro. Este tramo pasa de una forma gradual al tramo suprayacente.
La potencia visible de este tramo es de alrededor de 350 metros.
- 2) Tramos de filitas gris aceradas y púrpura. Está constituido casi totalmente por filitas de color gris acerado y púrpura con algunas intercalaciones delgadas de lechos cuarcíticos de color verdoso. Las filitas de color púrpura las encontramos en la parte superior del tramo. La potencia para este tramo es de alrededor de 400 metros, de los cuales las filitas púrpura sólo abarcan unos 40 metros.
- 3) Tramo de cuarcitas blancas. El contacto con el tramo infrayacente está, por lo general, bien definido.
Está este tramo formado por cuarcitas de color blanco, grisáceas, amarillas y verdosas con una estratificación bien desarrollada. Es frecuente encontrar en los planos de estratificación pátinas de óxidos de hierro, lo que le da un típico color rojo. Hay algunas intercalaciones de filitas de colores claros.
La potencia para este tramo es de unos 80 m.
El contacto entre este tramo y el suprayacente es bastante nítido en general.
- 4) Tramo de filitas gris azuladas. Constituye el tramo más superior de la formación Tonosa y está formada por filitas de color gris claro y grises azuladas, con un matiz verdoso o púrpura.

En el techo de este tramo hay intercalaciones de calcoesquistos y de calizas amarillentas, donde se marca la transición a la formación Estancias suprayacente.

Aunque aquí no se ha encontrado yeso en grandes cantidades, en el contacto entre la formación Tonosa y los carbonatos de la formación Estancias, en la vecina Hoja de Cantoria (23-40) sí se encontró cerca de la población de este mismo nombre.

La potencia de este tramo es muy variable debido a la tectonización. En algunos puntos llega a alcanzar 20-25 metros.

El contacto con la formación Estancias es gradual, pues del mismo modo que se encuentran delgadas intercalaciones carbonatadas en la parte superior de la serie filítica, en la parte basal de la formación Estancias se encuentran intercalaciones filíticas. Lógicamente cuando el contacto está tectonizado, éste es muy neto.

En los afloramientos de esta formación en el sector de la Sierra de Baza, no aparecen representados todos los tramos, por lo que aparecen algunas diferencias, sin duda atribuibles a causas tectónicas (y/o estratigráficas). El tramo mejor representado es el 2 y una parte del 3, y por otra parte, no se observan con claridad las intercalaciones carbonatadas de la parte superior, sino que el contacto, en general, es bastante brusco y, sin duda, afectado por fenómenos de cepillamiento basal.

1.2.5.2 Formación Estancias ($T\Delta_{A2-3}^3$)

Está constituida esencialmente por calizas y dolomías.

Forma la gran masa que da el relieve y el típico color grisáceo-amarillento de las Sierras de las Estancias y de la mayoría de la Sierra de Baza vistas desde lejos.

En la parte inferior de la formación, hay unos pocos metros de calcoesquistos y de calizas en lechos muy finos amarillos y marrones (calizas hojosas) con algunas intercalaciones de filitas de color gris metálico a azulados. Tanto las filitas como los calcoesquistos y calizas hojosas están fuertemente fracturados.

Encima tenemos unas calizas de colores grisáceos y rojizos (localmente rosas). La serie tiende gradualmente y hacia arriba a dolomías en bancos muy gruesos y a dolomías masivas de color gris claro y amarillentos que constituyen la mayor parte de la formación Estancias.

Hay veces en que se han notado cambios netos de calizas a dolomías, tanto en sentido vertical como en sentido horizontal.

Hay mármoles con cristales de gran tamaño que son de colores blancos y azulados.

La potencia de esta formación varía de unos puntos a otros, debido en gran parte a distorsiones tectónicas. En el sector de la Sierra de las Estan-

cias, el máximo espesor es de alrededor de los trescientos metros, mientras que en la Sierra de Baza puede alcanzar hasta 1.000 a 1.500 m.

Por otra parte, son muy frecuentes las kakiritas, irregularmente distribuidas en la serie, aunque con frecuencia se sitúan en la parte inferior.

1.2.6 UNIDAD DE HERNAN VALLE-MONTROY

La Unidad de Hernán Valle-Montroy se encuentra representada dentro de la Hoja en el borde SO de la Sierra de las Estancias. Desde un punto de vista regional, se encuentra encima de la Unidad de los Blanquizares-Oria. De techo a muro se distinguen tres formaciones:

- Formación carbonatada.
- Formación de filitas y cuarcitas.
- Formación de micasquistos.

1.2.6.1 Formación de micasquistos (PC-Hξ^h)

Está formada por una alternancia de micasquistos de color oscuro y cuarcitas. Debido a la fuerte tectonización y a la ausencia de niveles guías, es prácticamente imposible el estudio estratigráfico detallado de esta formación. En la parte inferior es de color azulada pasando hacia arriba a micasquistos de color negruzco a negro azulado y cuarcitas grises oscuras. Estos materiales están cortados por numerosos lentejones y venas de cuarzo, subparalelas y oblicuas a los planos de esquistosidad. De «visu», los minerales más abundantes son: granates (de hasta varios milímetros), andalucita, epidota y mica negra. La mayor parte de las cuarcitas presentan granates, andalucita y epidota.

La potencia de esta formación alcanza varios cientos de metros.

1.2.6.2 Formación de filitas y cuarcitas (P-T_{A-1}^h)

En varios puntos esta formación se encuentra entre la formación de micasquistos (infrayacente) y la formación carbonatada (suprayacente). En otros sectores, la formación de filitas y cuarcitas no está representada, o bien lo está, pero muy reducida, probablemente debido a causas tectónicas. Litológicamente está constituida por filitas de color azul, verdoso, grisáceo y rojizas, alternando con cuarcitas.

Localmente, en la parte superior de esta formación, se presentan intercalaciones carbonatadas, que indican el tránsito a la formación carbonatada suprayacente. Estos materiales están dotados por numerosas venas de cuarzo.

El contacto con la «formación carbonatada» suprayacente, es generalmente

tectónico, debido a la gran diferencia de competencia entre los materiales de ambas formaciones. En algunos puntos puede observarse que este contacto es fundamentalmente estratigráfico. El espesor de la formación de filitas y cuarcitas alcanza varias decenas de metros.

1.2.6.3 Formación carbonatada (T_{A2-A3}^h)

La formación carbonatada está constituida fundamentalmente por dolomías masivas de color oscuro, por lo general muy brechoides, con aspecto «ruidoso». Localmente, en la parte basal, se presentan delgadas capas de calizas. La cristalinidad de las rocas carbonatadas varía considerablemente, existiendo todos los tránsitos desde rocas marmóreas a poco recristalizadas. En algunos puntos, estas rocas presentan mineralizaciones de hierro.

La potencia estimada para esta formación es de varias decenas de metros.

1.2.7 EDAD DE LOS MATERIALES DEL COMPLEJO ALPUJARRIDE

Este es uno de los sectores mejor conocidos en lo que se refiere a la edad de los materiales alpujárrides. En un trabajo publicado en 1954, FALLOT, SOLE SABARIS y LEMOINE describen un corte realizado en esta Hoja, en la Unidad de Santa Bárbara, en el que encuentran varios yacimientos fosilíferos que permiten la datación de la formación carbonatada de dicha unidad. Con la base de este trabajo, se le puede asignar una edad Triásico Medio y Superior a todo el paquete carbonatado, y Triásico Inferior, y probablemente parte del Pérmico, a la formación de filitas.

Los micasquitos y cuarcitas de la formación de micasquitos y filitas de la Unidad de Hernán Valle-Montroy es probable que tengan una edad Devono-Carbonífero, según se desprende de las correlaciones con series del basamento del Complejo Maláguide. Queda abierta la posibilidad de que estén representados materiales más recientes (p. ej., Pérmico) y más antiguos (predevónicos).

Dada la similitud de las formaciones entre las distintas unidades, se puede inferir que todas ellas serán de una edad más o menos equivalente, con las reservas propias del caso. Así, es posible que la formación detrítica alcance en algunas unidades una edad Anisiense (como, por ejemplo, Quintana).

Dentro de la Unidad de los Blanquizares-Oria se han encontrado fósiles en un solo punto (Sierra de Baza, 2 Km al N del Cortijo Balsillas) en muy mal estado de conservación y fuertemente tectonizados, que no permiten precisiones estratigráficas. No obstante, en áreas próximas (sector de Vélez Rubio) se ha podido comprobar la existencia de una Ladiniense, dentro de la formación Estancias. Dada la posición estratigráfica del yacimiento que permitió

la datación (en mitad de la serie) no se excluye la posibilidad de que esta formación llegue a alcanzar una edad Triásico Superior (¿y más moderno?).

A la formación Tonosa se le atribuye una edad Permotriásica basándonos en correlaciones con otras series.

En lo que respecta a la Unidad de Santa Bárbara, debido a que su columna se ha podido establecer de una forma más fina, se pueden hacer algunas precisiones. Así, según se desprende del trabajo citado, se puede considerar que la formación detrítica pertenece a un Permo-Werfenense. En la formación carbonatada, los tramos 1 al 5 inclusive representarían un Anisiense y, probablemente, parte del Ladiniense. Los tramos 6, 7 y parte inferior del 8, corresponderían a un Ladiniense Medio y Superior. El Noriense estaría representado por el tramo 9, en su totalidad. En lo que respecta al Carniense, no existen criterios paleontológicos para asegurar su existencia en esta serie, pero, de acuerdo con los autores mencionados, se podría asociar la parte media superior del tramo 8 a esta edad.

Dada la potencia del tramo 9, se podría pensar en la posibilidad de que estuviera representado igualmente el Retiense e incluso parte del Jurásico Inferior. En este sentido merece destacarse el hecho de que algunas muestras de la parte superior de dicho tramo presentan una microfacies muy parecida a la de las típicas calizas blancas del Jurásico Inferior Subbético.

1.2.8 CONSIDERACIONES ESTRATIGRAFICAS DE CONJUNTO

Las observaciones de campo y el estudio sedimentológico de las muestras de las diferentes unidades, especialmente de las formaciones carbonatadas, muestran una estrecha semejanza entre ellas. Sin embargo, los diferentes grados de recristalización de las distintas unidades, debido sin duda a una diferente evolución tectónica, prohíben hacer correlaciones de valor estratigráfico entre ellas. Pero, a grandes rasgos, se puede concluir que todas estas formaciones se han depositado en medios someros, como se infiere de las texturas observadas al microscopio.

La gran frecuencia de cambios de facies en medios de este tipo es un punto más a añadir a la dificultad de establecer correlaciones.

Admitida la semejanza, no sólo litológica sino además en cuanto a medios de depósito, existen otros hechos que destacan por su significado.

En primer lugar, es remarcable el considerable espesor que alcanzan algunas formaciones carbonatadas, especialmente la de Santa Bárbara, que llega a los 2.500 m de potencia. Si se tiene en cuenta que las condiciones de sedimentación se mantienen más o menos constantes casi a lo largo de todo el depósito, hemos de concluir que la subsidencia es asimismo casi constante a lo largo del Triásico Medio y Superior, por lo menos. Los valores medios de sedimentación señalan medios de plataforma y llanuras de marea y dada la relativa escasez de material terrígeno, es presumible que

el depósito se realizara alejado de costas y en aguas limpias. Esta continuidad del medio sedimentario hace pensar en zonas de subsidencia rápida, del orden de varios centímetros cada 1.000 años. Esto es, evidentemente, un valor elevado de la subsidencia, que puede explicar los numerosos indicios de una inestabilidad tectónica de la cuenca (rocas verdes, brechas intraformacionales, «slumpings», etc.).

1.3 SEDIMENTOS POST-OROGENICOS

Ocupan una gran extensión dentro de la Hoja, formando parte de una de las cuencas intramontañosas más características de las Cordilleras Béticas: la Depresión de Guadix-Baza. Comprende sedimentos que varían en edad desde el Tortonense Superior-Cuaternario con predominio de los materiales detríticos.

Esta depresión ha sido estudiada recientemente por J. A. VERA (1970); los datos obtenidos por este autor han sido de una gran ayuda para la realización de esta Hoja; asimismo hay que destacar los trabajos de MALDONADO, A. (1969) en el sector de Serón-Caniles.

1.3.1 NEOGENO

Dentro del Neógeno se han distinguido las siguientes formaciones:

- Formación margosa-areniscosa inferior.
- Formación de conglomerados y arenas (Formación Serón-Caniles).
- Formación margosa superior (Formación de Baza).

1.3.1.1 Formación margosa-areniscosa inferior (T₁₁₋₁₂^{Ec3-Bc})

Dentro del ámbito de la Hoja de Baza, solamente encontramos dos importantes afloramientos localizados en las proximidades de la localidad de Bodurria y en la rambla de Valcabra, próximo a la aldea de Rejano.

El primero de estos afloramientos ha sido descrito por J. A. VERA (1970), asignándole una edad Tortonense. La serie comienza por un conjunto de conglomerados de matriz arcillosa con Ostreas y en contacto con los materiales del Complejo Alpujárride. La potencia para este nivel varía alrededor de 4 metros, pero en algunos puntos llega a faltar.

Continúa la serie con conglomerados de naturaleza calizo-dolomítico y matriz arenosa; hay fauna de Ostreas. El tramo final de la serie está constituido por un potente conjunto (30-100 m) de arenas, limos y margas con abundante fauna.

Se han podido determinar: *Ortomorphina tenuicostata*, *Globorotalia plesiotumida*, *G. acostaensis*, *G. cf. conomiozea*, *G. scitula ventriosa*, *G. gavalae*,

G. incompta, *G. cf. mayeri*, *Ammonia beccarii*, *Nonion boneanum*, *Elphidium crispum*, *Planulina ariminensis*, *Globigerina bulloides*, etc., que nos datan un Andaluciense para este afloramiento, en lugar del Tortoniense atribuido por otros autores. El medio ambiente de depósito es marino cercano a costas.

En el afloramiento de la Rambla de Valcabra la serie es menos completa; sólo está representada la parte superior de la serie de Bodurria. Los microfósiles encontrados son idénticos a los ya citados en el afloramiento anterior.

Esta formación Neógena, netamente marina, se correspondería con toda la serie descrita para la Hoja de Cantoria, y por tanto con la formación «Tierras Blancas» descrita por uno de los presentes autores, MARTIN, L. (1972).

1.3.1.2 Formación de conglomerados y arenas (T_{11-2}^{Bc3-B} ; T_{12-2}^{Bc3-B})

Constituye la formación de borde de la Sierra de los Filabres y Sierra de Baza. Ha sido descrita por J. A. VERA (1970) como Formación de Serón-Caniles. Su posición con relación a la formación anterior no es demasiado clara, ya que en los afloramientos de Bodurria y Rejano, si bien aparecen los conglomerados en discordancia sobre la «Formación margosa inferior», hay que pensar que dentro de estos conglomerados deben existir dos formaciones imposibles de separar en cartografía; una, que estaría bajo la «formación de margas inferiores», y que constituye la serie de bordes del Neógeno marino representado en la cuenca de Albox-Vera y corredor del Almanzora, y otra, que estaría encima y discordante sobre el Andaluciense que forma parte de la Serie de Baza. Creemos, pues, que la descrita como Formación de Serón-Caniles comprendería estas dos hipotéticas formaciones; así se ha señalado en el mapa dándole una edad que abarca desde el Tortoniense Superior al Plioceno.

La Formación de Serón-Caniles está constituida por una potente serie del orden de 100-200 metros de conglomerados de matriz lutítico-arenosa, con colores que varían del rojizo a gris. Los cantos son, fundamentalmente de fragmentos de rocas metamórficas (micasquistos grafitosos con granates, cuarcitas, mármoles, etc.). Los cantos varían desde angulares a subangulares, presentando una gran heterometría en tamaño, ya que coexisten grandes bloques que llegan a sobrepasar el metro de diámetro con otros de tamaño grava; naturalmente, el tamaño viene condicionado por la distancia al área de aportes.

Hacia el centro de la depresión pasan por cambio de facies a arenas (Ts_{12-2}^{Bc-B}), representados en el mapa y separados de los conglomerados mediante un contacto supuesto.

La naturaleza de los cantos varía claramente hacia el Oeste, zona de Caniles, en donde son casi exclusivamente calizo-dolomíticos.

Se han estudiado, con cierto detalle, las arenas que forman matriz y ni-

veles intercalados dentro de esta formación conglomerática, desde un punto de vista mineralógico y granulométrico.

En el cuadro y figura núm. 1 se representan en un resumen los diferentes análisis granulométricos y curvas acumulativas representativas. Como puede observarse corresponden a depósitos que varían desde fluviales a arenas de playa. Idéntico resultado ha obtenido con la representación del sorting (S_1) y skewness (SK_1) de MASON y FOLKS, en diagramas según G. FRIEDMAN (1961) (fig. 4).

En la figura 3 se muestra un diagrama CM de PASSEGA, para distintas muestras de esta formación. Corresponde a un depósito mixto de medios turbulentos posiblemente, ligados a corrientes de turbidez (envolvente de puntos paralelos a la línea CM) y otra de playa. Las corrientes de turbidez aquí hay que entenderlas en el sentido de grandes deslizamientos gravitatorios de los aportes procedentes de los relieves de Sierra de Filabres y de Baza, mediante corrientes que transportaron gran cantidad de materiales que desembocarían en un medio acuoso.

Mineralógicamente, las arenas corresponden al grupo de las litarenitas, tipo filarenitas (FOLKS), es decir, predominio de los fragmentos de rocas metamórficas, que se encuentran en proporción del 50-80 por 100, cuarzo 20-25 por 100, los feldspatos están fuertemente subordinados 1-5 por 100. Como accesorios tenemos: mica blanca, minerales metálicos, granates, clorita, biotita, zircón, turmalina y epidota.

Dentro de esta formación existen intercalaciones de calizas organógenas. Los mejores niveles cortan la carretera de Baza - Huercal-Overa alrededor del kilómetro 26. Corresponden a un biolito de algas y corales, generalmente coronados por una lumaquela de Ostreas.

El medio ambiente de depósito para la Formación Serón-Caniles, según se desprende de todo lo expresado anteriormente, es muy complejo, con depósitos fluviales, corrientes turbulentas y marino-costera, según las distancias al área fuente. La existencia de niveles arrecifales, intercalados en conglomerados, incompatibles con regímenes turbulentos, implica la existencia de períodos de calma, sin aportes, en los que se desarrollarían las calizas organógenas.

1.3.1.3 Formación margosa superior (Formación de Baza) (Tm_{12-2}^{Bc3-B})

Se considera esta formación como cambio lateral de facies de la de Serón-Caniles hacia el centro de la depresión. Litológicamente está constituida por margas margocalizas entre las que se intercalan niveles de yeso, existiendo también concentraciones de yesos en punta de flecha.

Existen niveles de yeso muy replegados, cuyo origen puede deberse al aumento de volumen al paso de anhidrita-yeso. También algunos niveles margosos muestran repliegues semejantes cuyo origen hay que buscarlo en deslizamientos contemporáneos con la sedimentación.

DATOS DE LAS CURVAS GRANULOMETRICAS-ACUMULATIVAS

N.º muestra	C(μ)m	Md(μ)m	Q ₁ (μ)m	Q ₃ (μ)m	Qd ϕ	He	Q ₃ (ϕ)	Q ₁₆ (ϕ)	Q ₂₅ (ϕ)	Q ₅₀ (ϕ)	Q ₇₅ (ϕ)	Q ₈₄ (ϕ)	Q ₉₅ (ϕ)	SK ₁	S ₁	K ₁	Md ϕ
UM/1015	3.100	810	1.470	370	0,95	0,78	0,00	0,00	-0,29	0,78	0,70	1,72	2,63	3,84	1,23	0,78	0,64
UM/1016	2.200	310	620	170	0,90	0,85	-0,30	0,68	0,77	1,77	2,79	3,68	0,00	-4,252	0,79	0,061	1,73
UM/1017	3.000	360	740	180	0,99	0,95	-0,33	0,66	0,74	1,73	2,73	2,83	3,85	1,38	1,17	0,864	1,68
UM/1019	2.500	260	420	150	0,72	0,60	-0,14	0,82	1,67	1,86	2,82	3,68	0,00	-11,22	0,73	0,05	2,11
UM/1021	3.000	190	280	120	0,60	0,55	-0,15	1,68	1,80	2,75	3,68	3,78	0,00	-11,58	0,54	0,03	2,56
UM/1022	2.500	240	350	150	0,60	0,55	0,68	1,66	1,73	2,67	2,80	2,85	3,81	2,39	0,77	1,20	2,34
UM/1023	900	220	280	170	0,35	0,30	0,83	1,71	1,79	2,70	2,82	2,86	3,87	2,45	0,74	1,21	2,52
UM/1024	1.250	300	420	220	0,48	0,41	0,65	0,79	1,64	1,78	2,71	2,79	3,78	1,31	0,97	1,19	1,96
UM/1026	2.500	170	350	84	0,10	0,99	-0,17	0,83	1,72	2,76	3,77	3,87	0,00	-14,78	0,78	0,03	2,40
UM/1028	2.700	360	1.050	105	1,60	1,40	0,00	-0,25	-0,14	1,72	3,71	0,00	0,00	3,84	0,06	0,00	1,34
UM/1029	4.200	500	970	250	0,95	0,90	0,00	-0,25	0,63	0,85	2,64	2,79	3,86	1,05	1,34	0,78	1,24
UM/1032	2.600	220	375	135	0,75	0,70	-0,21	0,83	1,69	2,67	2,86	3,75	0,00	-10,80	0,76	0,074	2,23
UM/1033	4.200	620	1.370	310	1,05	1,00	0,00	0,00	-0,24	0,80	1,82	2,69	2,84	1,01	1,10	0,56	0,93
UM/1034	4.000	450	820	240	0,90	0,75	-0,36	-0,18	0,67	1,64	2,65	2,79	3,82	1,159	1,37	0,86	1,44
UM/1035	3.500	580	1.150	220	1,18	0,95	0,00	-0,27	-0,17	0,81	2,74	3,69	0,00	-0,924	0,992	0,00	1,19
UM/1055	1.800	350	770	115	1,35	1,10	-0,28	0,66	0,74	1,75	3,63	3,81	0,00	-4,62	0,83	0,04	1,71
UM/1056	1.500	130	250	69	0,90	0,80	0,68	1,68	1,86	3,63	3,85	0,00	0,00	4,20	-0,52	-0,13	2,68
UM/1057	1.200	180	400	78	1,15	1,10	0,00	0,79	1,67	2,75	3,83	0,00	0,00	-8,50	-0,19	0,00	2,26

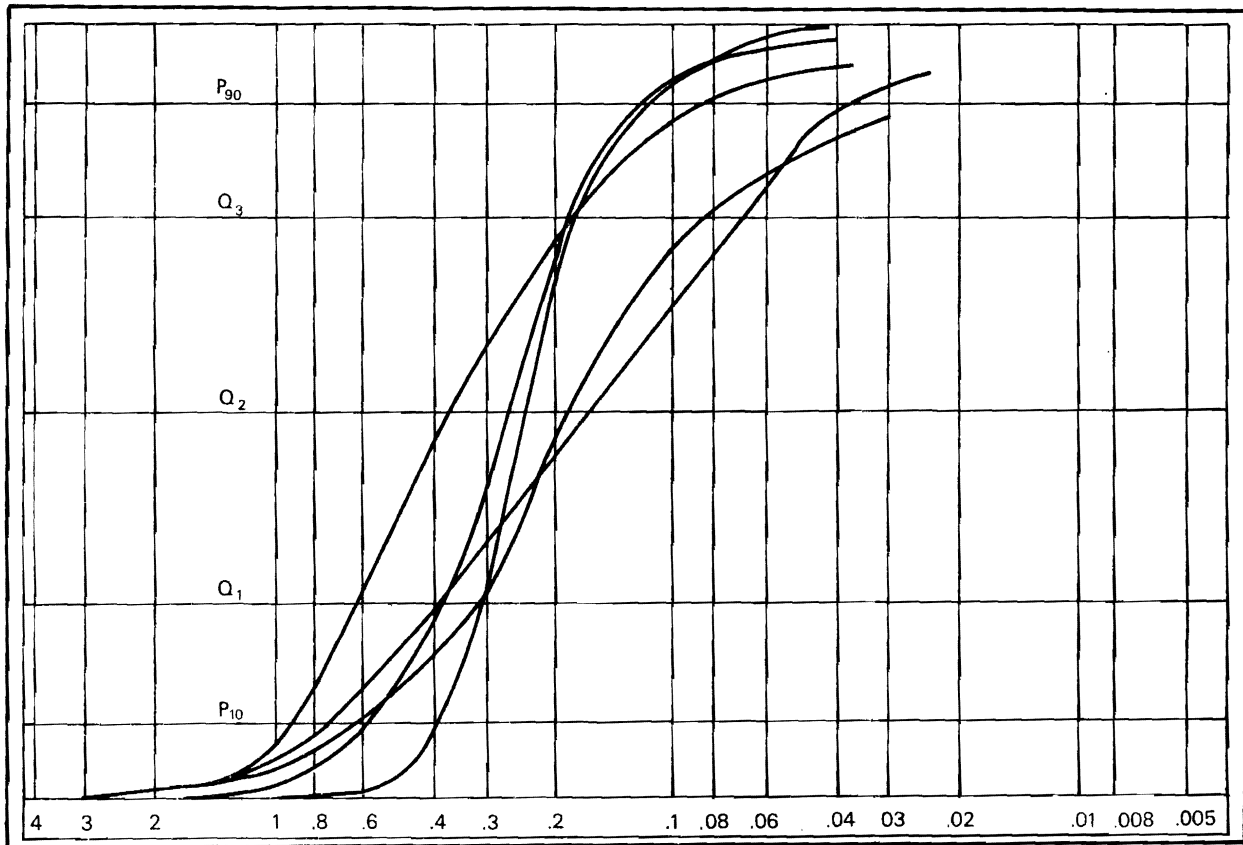


Figura 2

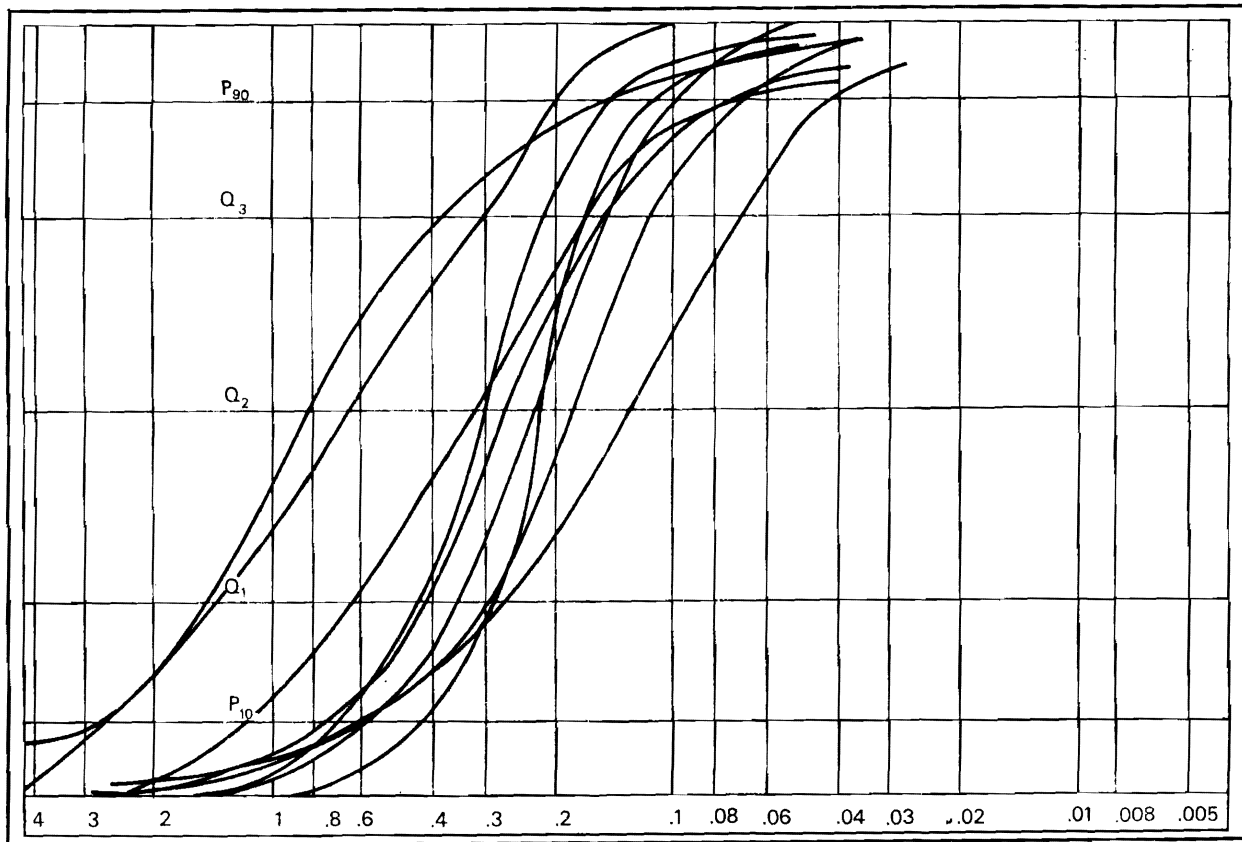


Figura 1

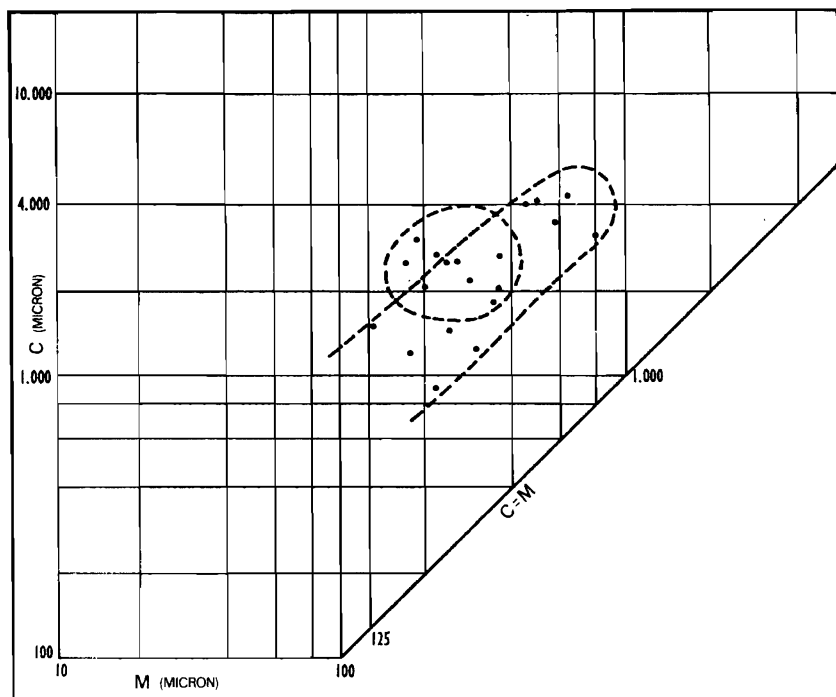


Figura 3

Es muy difícil saber la potencia de esta formación; las condiciones de observación son nulas y nunca se ve la base. Por datos de geofísica (ESTEBAN, 1962), se calcula alrededor de 1.000 metros para dicha serie.

Los resultados del estudio micropaleontológico para las muestras de esta formación, permiten datarla como Mioceno Superior (Andaluciense)-Plioceno.

El medio ambiente de depósito sería una albufera poco profunda con aguas salobres y con eventuales comunicaciones con el mar abierto (Cuenca de Albox-Vera). En efecto, mientras que la fauna encontrada hacia el centro de la Hoja viene dada casi exclusivamente por Characeas y Ostrácodos, entre los que se clasifica una asociación monogenérica con: *Ciprideis torosa*, *C. juveniles*, *C. macrostigma*, *C. heterotigma*, *Limnocytere* gr. *inopinata*, etc. atribuida al Panoniense (Plioceno Inferior), en las zonas más orientales de la Hoja se encuentran niveles marinos con *Cibicides pseudo-ungarianus*, *Ammonia beccarii*, *Globigerina ex grege bulloides*, *G. picassiann*, *Ammonia beccarii*, *Globigerina ex grege bulloides*, *G. picassiann*, etc., que nos marcan un Mioceno Superior-Plioceno.

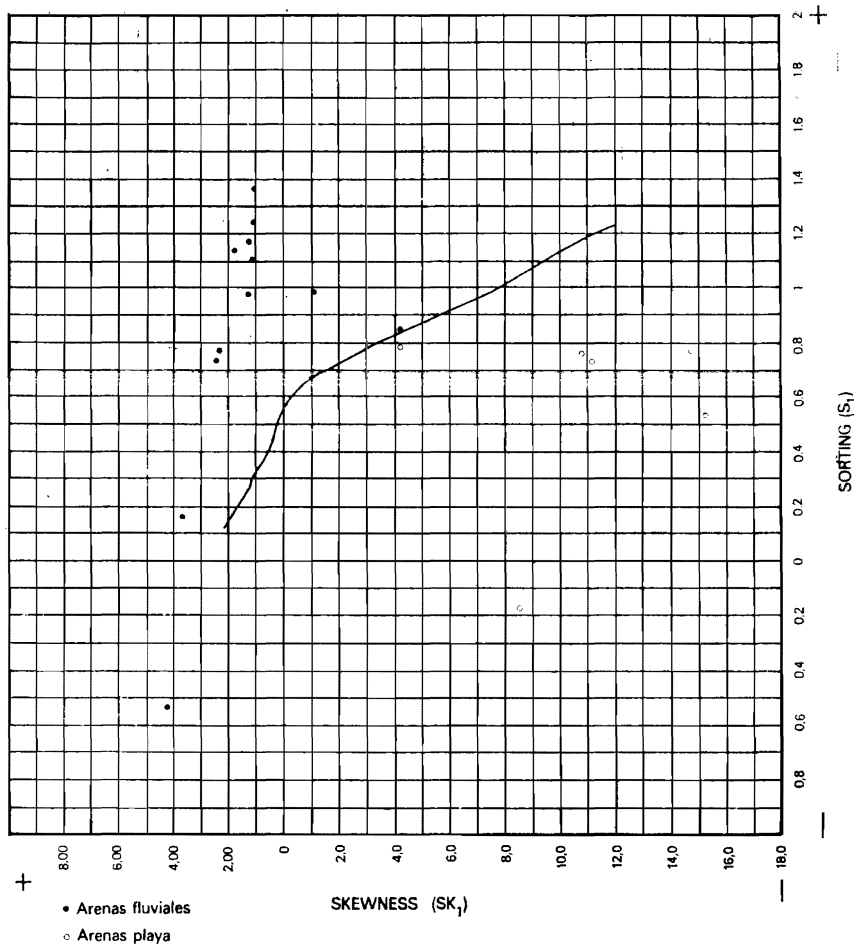


Figura 4

1.4 DEPOSITOS CUATERNARIOS (QG_1 , QG_2 , OK , Qc , QTr , QL , QAL , QT , Q)

Dentro de estos hemos distinguido:

(QG_1). *Glacis*. (Nivel de colmatación del Cuaternario antiguo). Constituido por conglomerados de matriz arcillosa con tintes rojizos, cuya naturaleza de cantos es idéntica a las de las formaciones de conglomerados Neógenos.

[QG₂]. *Glacis*. Ligados a la red fluvial actual. Ocupan una gran extensión dentro de la Hoja. En el mapa se marca el sentido de inclinación, así como algunos resaltes como consecuencia de los distintos niveles de glacis, que se establecieron en virtud del descenso relativo del nivel de base.

La superficie externa de los glacis está formada por conglomerados y arcillas de color rojizo.

[Qk]. *Brechas*. Conglomerados de cemento calcáreo, algo arcillosos y de color rojizo, con cantos generalmente calizos y dolomíticos, con tamaños variables de bloques a gravas, bastante angulosos, en ocasiones. Se localizan muy frecuentemente en los contactos entre calizas y filitas de la Sierra de Baza.

[Qc]. *Canchales*. Conglomerados calizo-dolomíticos angulosos, producto de la rotura de los afloramientos del Complejo Alpujárride en Sierra de Baza, por erosión de tipo periglacial.

[Qtr]. *Travertinos*. Depósitos de tobas calizas o travertinos formados por calizas de crecimiento sobre restos vegetales.

[QL]. *Pie de monte y derrubios de ladera*. Constituidos por arenas, brechas y cantos sueltos procedentes de los relieves de la Sierra de Baza, Estancias y Filabres.

[QAL]. *Depósitos aluviales*. Constituidos por bloques, cantos, gravas y arenas producto de la erosión de los relieves circundantes y materiales de relleno que ocupan las ramblas y lechos de los ríos actuales.

[QT]. *Terrazas fluviales*. Constituidas por materiales de idénticas características a los anteriores y asociados al río Almanzora y Gállego y a las numerosas ramblas que desembocan en éstos.

[Q]. *Cuaternario indiferenciado*. Formado por derrubios que se localizan próximos a los relieves montañosos y en donde la erosión ha sido más intensa. Está constituido por bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas.

2 TECTONICA

2.1 SECTOR DE SIERRA DE BAZA

El rasgo tectónico más característico del área estudiada es la estructura en mantos de corrimiento. En la Sierra de Baza se han distinguido cuatro mantos alpujárrides. Coinciden con las unidades estratigráficas distinguidas en el capítulo de Estratigrafía, los cuales, según su orden de colocación, son:

- Manto de los Blanquizaes
- Manto de Quintana
- Manto de Santa Bárbara
- Manto de Tetica

siendo el más elevado, en cuanto a posición tectónica se refiere, el de los Blanquizares y el más inferior el de Tetica, que descansa directamente sobre el Complejo Nevado-Filábride, con el que se complica en estructuras de retrocabalgamiento de direcciones aparentemente anómalas.

2.1.1 EL CONTACTO ENTRE EL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE Y EL ALPUJARRIDE

Este contacto se realiza, salvo en el sector oriental, a nivel de la formación de filitas de la Unidad de Santa Bárbara, que descansan, generalmente, sobre los mármoles de la formación de mármoles bandeados y la formación esquistosa superior. En el sector más oriental, el contacto tiene lugar con materiales del manto de Tetica. Así, en las proximidades de Bodurria, sobre los mármoles nevado-filábrides, descansa, por contacto con manto, la típica «konglomeratische mergel», en la base del Manto de Tetica.

Esta superficie de contacto entre el Alpujarride y el Nevado-Filábride, tiene una dirección aproximada en la Sierra de Baza de N 75° E y buzamiento de 20 a 25° hacia el N. Corta estructuras del Nevado-Filábride y, a su vez, está afectada por otras superficies de menor envergadura. La más notable de estas últimas es la falla inversa, cuyo trazado atraviesa la carretera de Caniles a Abla, en el collado situado aproximadamente a 1 Km. al SE de la cortijada de La Golfá, en las proximidades del borde inferior de la Hoja. La dirección de esta falla no se ha podido medir sobre el terreno, pero según se estima de su trazado en cartografía es aproximadamente N 120° E, con un buzamiento de unos 30-35° hacia el N.

Se la sigue bien en el terreno debido a que viene marcada por una serie de afloramientos de filitas pellizcados entre materiales Nevado-Filábrides. Su importancia estriba en que prueba la existencia de importantes cabalgamientos hacia el Sur posteriores al emplazamiento de los mantos. Su continuación hacia el NO es problemática, perdiéndose, lo más probablemente, entre las filitas de la Unidad de Santa Bárbara, entre las que se llega a observar una pequeña ventana tectónica al O del río Bodurria. En este sector, las observaciones realizadas nos inclinan a pensar que importantes deslizamientos de ladera enmascaran las estructuras anteriores, aunque se ha de admitir, de cualquier forma, la oblicuidad del contacto entre Alpujarride y Nevado-Filábride y las estructuras de este último, incluida la falla inversa en cuestión.

Esta disposición puede ser debida a deslizamientos gravitatorios más o menos recientes. Sin embargo, no se puede descartar la posibilidad de la existencia de movimientos en masa, posteriores a la actuación de la falla inversa.

2.1.2 MANTO DE TETICA

Como hemos dicho anteriormente, aparece representado en esta Hoja solamente en un afloramiento de pequeña extensión localizado en las proximidades de la aldea de Bodurria.

El contacto de este manto con el Complejo Nevado-Filábride está marcado por un paquete de milonitas de espesor irregular, que corta la disposición general de los materiales nevado-filábrides. De aquí que las brechas de posición más cercana a estos materiales tengan carácter polimixto.

A juzgar por lo observado en el campo, esta unidad se acuña rápidamente hacia el O y, según se desprende de la cartografía, también hacia el E. Sin embargo, mientras que al O no vuelve a aparecer, y si lo hace es en pequeños afloramientos de dudosa atribución, al E reaparece y alcanza gran desarrollo fuera de la Hoja de Baza, en las Hojas de Fiñana, Macael, etc.

Su estructura interna es muy simple, al menos a escala macro y megascópica, tratándose de una disposición homoclinal buzando al N un promedio de 60 a 70°. Tan sólo en los niveles margosos es dado observar una esquisititud de fractura, paralela a la S_0 , a grandes rasgos, con ligera orientación de las micas, cuando existen.

Lo único reseñable, desde el punto de vista tectónico, dentro de esta unidad es el gran desarrollo que llegan a alcanzar las brechas tectónicas y milonitas del contacto con el Complejo Nevado-Filábride. Su formación tiene lugar, al parecer, durante las últimas etapas de corrimiento, por efecto de los desplazamientos relativos de los materiales de ambos complejos, y a falta de niveles que permitan una «lubricación» del contacto, tal como los paquetes metapelíticos del resto de los mantos. El hecho de que en el caso del Manto de Santa Bárbara, con una base de filitas bien desarrollada, no existan estas brechas salvo en casos excepcionales, al nivel del contacto con los materiales nevado-filábrides, parece apoyar esta idea.

2.1.3 MANTO DE SANTA BARBARA

Juntamente con el Manto de los Blanquizaes ocupa la mayor parte del área de Sierra de Baza, incluida en esta Hoja. Una de sus características más acusadas es el espesor de su formación carbonatada, que le confiere un especial comportamiento frente a los esfuerzos.

Su base de filitas es de espesor muy irregular, pudiendo faltar en algunos puntos, en cuyo caso aparecen milonitas en el contacto con los materiales nevado-filábrides.

2.1.3.1 Estructura interna

El contacto entre la formación carbonatada y la detrítica es siempre tectónico, al menos en este sector. Sin embargo, es posible que no falte una

considerable cantidad de material, limitándose el fenómeno a un ligero despegue a nivel del contacto entre dos formaciones de muy distinto comportamiento mecánico.

Dado el espesor de la formación carbonatada, se comporta de una forma particular, ya que, a pesar de la compleja historia tectónica, presenta una estructura prácticamente homoclinal, excepto allí donde existen niveles a favor de los cuales puede haber un despegue. Tal es el caso del tramo 2 de pelitas y cuarcitas rojas, que, por su posición entre niveles de filitas es prácticamente independiente del resto de la formación.

Más arriba en la serie, nuevos niveles de naturaleza margosa dan lugar a fenómenos de disarmonía. De esta forma, los tramos 7, en su parte superior, y 8, aparecen intensamente plegados en clara diferencia con el resto de la serie, que, como se ha dicho, presenta una suave estructura monoclinial buzando hacia el N, sólo afectada por pliegues muy suaves y de amplio radio, de dirección apenas perceptible ni siquiera en cartografía.

La vertiente N del Calar de Santa Bárbara está ocupada por los tramos 7 y 8 antes mencionados. Presenta una estructura extremadamente compleja, de la que cabe destacar, en el conjunto, un gran anticlinal tumbado, vergente al N, cuyo eje tiene una dirección N 95-110° E y un buzamiento de unos 5 a 10° hacia el O. La superficie axial buza a veces menos de 30° hacia el S. En el detalle, este pliegue está acompañado por varios pliegues de menor envergadura y fallas inversas muy tendidas. El flanco invertido llega, a veces, a estar horizontal. El núcleo del sinclinal, que continúa al N la estructura, está ocupado principalmente por los materiales del tramo 8, que dada su litología presenta una estructura interna casi caótica.

Sin embargo, en un punto se observa un dispositivo geométrico de especial significado. Está situado en la ladera O del Calar de Santa Bárbara, a 1 Km. al ONO del vértice del mismo nombre, bajo la pista forestal. Allí se observa la existencia de un sinclinal vergente al N, de dirección aproximadamente paralela a la del anticlinal mencionado, cuyos flancos y superficie axial aparecen a su vez deformados según un sistema de pliegues vergentes al S, de menor envergadura, y dirección N 70-90° E. Esta disposición implica la existencia de una fase de plegamiento con vergencia al S posterior a otra de vergencia N.

Estas estructuras vergentes al S podrían estar ligadas a retrocabalgamiento que se observa en otros puntos del área, como se ha visto en el apartado anterior. Otra estructura vergente al S observada dentro de esta formación, aunque de dirección anómala respecto a las anteriores, es la falla inversa que da lugar al cabalgamiento del tramo 8 sobre el 9 en los alrededores de la Canaleja, en el extremo NO del afloramiento de la Unidad.

Otras estructuras de especial mención son el pliegue del Cerro El Calar, 1,5 Km. al SSE del Calar de Santa Bárbara, y la ligera dobladura del Cortejo del Cortezudo. La primera es un anticlinal volcado al N, de direc-

ción 65-75° E y buzamiento del eje 35° hacia el O. Puede estar asociado a los pliegues de igual vergencia de la ladera N del Calar de Santa Bárbara.

El rasgo más característico es su amortiguamiento, tanto hacia arriba en la serie, como en profundidad. La segunda es un amplio pliegue de pequeña cuerda y apenas perceptible más que en cartografía. Tiene una dirección aproximada N-S y eje buzando ligeramente al N. Da lugar a un suave cambio de dirección de las capas a uno y otro lado del collado del Cortezudo y provoca el hundimiento de las capas hacia el NE en el sector al E del Complejo del mismo nombre.

2.1.3.2 El contacto Manto de Santa Bárbara - Manto de Quintana

El principal argumento para diferenciar la Unidad de Quintana como un manto de corrimiento y no como una superposición estratigráfica normal perteneciente, en este caso, a la Unidad de Santa Bárbara, reside precisamente en la geometría de este contacto.

En efecto, la superficie de contacto, aparte de ser una superficie ondulada, afectada por pliegues posteriores, es una superficie que corta oblicuamente a la Unidad de Santa Bárbara, de tal forma que, mientras en el sector N descansa sobre los materiales más altos de la serie, en el sector S se llega a poner en contacto con el tramo 1, y casi lo hace con las filitas. Ello implica la desaparición de unos 2.500 metros de espesor de materiales en menos de 10 Km. Esta situación no se puede explicar si no es por mecanismos tectónicos, tal como una superficie de cizalla, o bien mediante la existencia de importantes episodios de erosión inter o pre-corrimientos. Se podrían invocar, asimismo, deslizamientos de ladera gravitatorios, hecho que, por lo demás, está comprobada su existencia (por ejemplo, en el área del Cerro de los Corzos, al E del Calar de Rapa y San Sebastián). Sin embargo, el análisis geométrico de esta posibilidad, de resultados extremadamente forzados, que hacen descartar la hipótesis, al menos si se pretende explicar con ella como único mecanismo, la actual posición.

De todas formas, parece evidente que dicha posición es el resultado de una secuencia de procesos, entre los cuales es posible que existan deslizamientos gravitatorios, aunque de no mucha importancia. En nuestra opinión, se trata de una superficie de cizalla, afectada por fases de deformación posteriores. Si esto es así, una tal superficie, aún buzando actualmente hacia el N, sólo sería compatible con un sistema de esfuerzos que diera lugar a corrimientos de S a N, lo cual equivale a suponer una posición meridional de la Unidad de Quintana respecto a la de Santa Bárbara. Estos movimientos precederían a los de vergencia S, ya que según se desprende de la cartografía —en especial en la Hoja de Gor, al E de la que tratamos— dicha superficie aparece plegada siguiendo la dirección de los pliegues vergentes al S que encontramos inmediatamente sobre ella en los materiales del Manto de Quintana.

Otra estructura perceptible en esta superficie son los pliegues de dirección N 155-165 E, que dan lugar a la disposición alargada en esa dirección de los afloramientos del Manto de Quintana, observable en la ya citada Hoja de Gor.

2.1.4 MANTO DE QUINTANA

Este manto está escasamente representado en esta Hoja. El afloramiento de mayor extensión es el correspondiente al del Calar de San Sebastián y Rapa. Por otra parte, sufre una importante laminación, hasta el punto de llegar a desaparecer y, de esta forma, ponerse en contacto directo el Manto de los Blanquizares sobre el de Santa Bárbara al E de la alineación de Canaleja-Cerro de los Corzos.

Su individualización como unidad tectónica queda justificada en el apartado anterior.

2.1.4.1 Estructura interna

El rasgo estructural más notable de este manto es la abundancia de pliegues de dirección N 70-80 E, vergentes al S. Son más especialmente observables en su formación carbonatada, que se conserva en el núcleo de sinclinales, mientras que los anticlinales, generalmente acompañados por fallas inversas, están ocupados por filitas. Ello da lugar a que, en cierta forma, presente una estructura en escamas, aunque ligeramente imbricadas.

La mayor parte de estos pliegues caen fuera de la Hoja, quedando sólo el extremo oriental de uno de ellos al O del Puerto de Las Palomas. Otro posible pliegue de este estilo ocupa probablemente parte del Calar de San Sebastián; sin embargo, no se ha podido observar con seguridad y, a pesar de que en su ladera NO aparecen estratos verticales y, a veces, invertidos, se da como hipotético.

En el primero de estos afloramientos (O de Puerto de Las Palomas) se han hecho una serie de medidas de microestructuras, en niveles margocalizos esquistosos, que han puesto de manifiesto la existencia de varias fases de deformación. Una de ellas da lugar a pliegues de dirección N 65-70 E extremadamente apretados, a los cuales se asocia una esquistosidad de fractura con dirección N 75-80 E y buzamiento 75° hacia el N, con clara vergencia al S.

Otra fase de deformación provoca la formación de un sistema de pliegues oblicuos al anterior de dirección N 30-40 E, también con tendencia isoclinal y esquistosidad asociada. No podemos, por el momento, saber cuál de las dos es anterior y cuál posterior.

Otros pliegues, que afectan a estas dos superficies, son de dirección N 85-95 E y N 155-165 E. La aparente dispersión mostrada por los ejes de

estos pliegues en el campo, viene determinada por el hecho de que afectan a varias superficies anteriores. De esta forma, las medidas realizadas según distintas superficies de referencia dan diferentes direcciones para un mismo sistema. De aquí la dificultad de decidir sobre cuál de los dos sistemas es anterior. No obstante, en algunos puntos, los primeros citados, parecen estar afectados por los segundos.

Otras estructuras de especial interés se observan en el borde S de la Hoja, donde existe una duplicación parcial de la Unidad debida a una falla inversa de dirección casi N-S o N 170 E y buzamiento hacia el O. Se interpreta como una pequeña falla inversa que monta las filitas sobre parte de los materiales de la formación carbonatada, producida durante la fase que da los pliegues N 155-165 E, anteriormente mencionada. También podría tratarse de una duplicación debida a deslizamientos gravitatorios relativamente recientes.

Es remarcable la aparente ausencia de pliegues vergentes al N en este manto.

El contacto entre las filitas y la formación carbonatada no se ha observado normal en ningún punto. Siempre está más o menos mecanizado y el tránsito es brusco, pasándose de las filitas a las dolomías por medio de unos niveles dolomíticos de escaso espesor, de colores amarillentos, a veces intensamente brechificados.

2.1.5 MANTO DE LOS BLANQUIZARES

Este manto ha sido diferenciado como tal en virtud del grado de recristalización de su formación carbonatada, que es muy superior al de las unidades inferiores, hasta el punto de que, en muchos puntos aparecen verdaderos mármoles fajeados, muy parecidos a los nevado-filábrides, e intercalados entre ellos existen niveles de calcoesquistos en los que se aprecia el desarrollo de algunas micas blancas en las superficies de esquistosidad, hecho totalmente ausente en las formaciones carbonatadas de las unidades infra-yacentes.

Los dos afloramientos de este manto están separados en cartografía por el Cuaternario de la Depresión de Guadix-Baza, y además presentan características algo diferentes. El afloramiento más septentrional y de mayor extensión presenta una estructura bastante simple, casi homoclinal, con algunos pliegues cuya importancia es difícil de valorar apenas presentan una estratificación visible. Sin embargo, el afloramiento más meridional posee una estructura algo más complicada, caracterizada por la existencia de una serie de fallas inversas que hacen cabalgar hacia el S las filitas sobre la formación carbonatada. Además, no se puede descartar la posibilidad de que arrastren en su movimiento parte de los materiales de las unidades infrayacentes, e incluso es probable que queden algunos retazos del Manto de Quintana en la base del corrimiento.

Otra diferencia entre ambos afloramientos es la serie estratigráfica y, en parte, la litología. El más septentrional presenta una potente base con predominio de las dolomías, que reaccionan ante los esfuerzos dando lugar a kakiritas, que, en algunos puntos, presentan un importante desarrollo. Sin embargo, en el afloramiento meridional, la base dolomítica no es tan potente y, además, raramente se observan tales rocas cataclásticas.

Debido a estas diferencias y a la falta de continuidad entre ambos afloramientos, no se puede descartar la posibilidad de que se trate de dos unidades distintas. De todas formas, la relación entre estas dos posibles unidades sería problemática, ya que al tener la misma posición tectónica habría que imaginar una situación similar a la que ocurre con el manto de Quintana, o sea, una desaparición brusca de una de las dos unidades, bajo la otra, desaparición que habría de tener lugar en la zona tapada por el Cuaternario. Por ello, a falta de criterios más firmes, se opta por **considerar** los dos afloramientos como pertenecientes a la misma unidad, que, en conjunto, presentaría una estructura poco complicada, salvo en las zonas donde existen escamas.

2.1.5.1 El contacto del Manto de los Blanquizaes con las unidades infrayacentes

El Manto de los Blanquizaes se pone indistintamente sobre el de Quintana o el de Santa Bárbara. En una buena parte de su longitud, este contacto es casi vertical y parece corresponder a una falla normal de dirección E-O y buzamiento fuerte hacia el N. En este sector, el Manto de los Blanquizaes se coloca directamente sobre el de Santa Bárbara, lo cual podría explicarse por la existencia de dicha falla. Sin embargo, un poco más al O, se observa cómo el Manto de Quintana queda reducido a una delgada escama entre Blanquizaes y Santa Bárbara. En este caso, la superficie de contacto es muy tendida. Por otra parte, más al O aún, ya en la Hoja de Gor, aparecen importantes espesores de la unidad de Quintana. Esto implica necesariamente la oblicuidad de ambas superficies de corrimiento. También en el sector del Cortijo de la Fuente Hellín, se observa al Manto de los Blanquizaes descansando directamente sobre el de Santa Bárbara, sin intermedio del de Quintana, mediante una superficie bastante tendida.

Es posible que, en algunos puntos, parte de las filitas del Manto de Quintana sean retomadas por el Manto de los Blanquizaes, en los retrocabalgamientos.

2.1.6 LAS FALLAS NORMALES

A la sola vista del mapa se observa que existen dos juegos de fallas normales. Uno de dirección N 130 E, bastante desarrollado, y otro de direc-

ción aproximadamente E-O. En general el salto de estas fallas es escaso y en ningún caso es superior a los 80 ó 100 m.

Una falla de salto importante es la que, en los alrededores de Santa Olla, da lugar a la desaparición de los materiales béticos bajo los materiales de la Depresión de Guadix-Baza. Es de dirección N 165-170 E y hunde el bloque E, pero actualmente sólo se observa parcialmente, debido a que está fosilizada por los materiales cuaternarios de relleno de la depresión. Perteneció al mismo juego que, con idéntica dirección, es observado en la Hoja de Gor y que es el responsable de la individualización de la cuenca cuaternaria en este sector.

2.2 SECTOR DE LA SIERRA DE LAS ESTANCIAS Y NORTE DE LA SIERRA DE LOS FILABRES

2.2.1 CONTACTO ENTRE EL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE Y EL ALPUJARRIDE

Este contacto en el sector de Rejano (borde sur de la Hoja), se realiza por la Unidad de Partalooa sobre la unidad superior del Manto del Mulhacén. Es una superficie de cabalgamiento, que curva fuertemente buzando hacia el Este.

2.2.2 MANTO DE PARTALOOA

Es dudosa la correlación de esta unidad, con alguna de las unidades Alpujarrides distinguidas en la Sierra de Baza; quizá podría corresponderse con la Unidad de Santa Bárbara (y/o Quintana), pero con el estado actual de conocimientos no es factible decidirse por lo que se ha creído más oportuno el considerarla como unidad distinta.

La primera fase de deformación alpina (D_1) produce un intenso plegamiento con pliegues isoclinales con desarrollo de una esquistosidad de crenulación (S_2), no tan marcado en esta Unidad como lo está en la unidad superior a ésta (Blanquizaes-Oria).

La tercera fase de deformación (D_3) pliegues a todas las estructuras previas, dando pliegues más o menos abiertos, y no dando, por lo general, lugar a estructuras penetrativas.

Las últimas fases de deformación dan una sucesión de pliegues abiertos y kink band irregularmente orientados.

2.2.3 MANTOS DE LOS BLANQUIZARES-ORIA

La estructura, en general, es bastante monótona.

La formación inferior metapelítica (Formación Tonosa) está caracterizada

por una esquistosidad principal muy bien desarrollada. Esta esquistosidad es de plano axial, dando pliegues de cerrados a isoclinales, consecuencia de la segunda fase de deformación (D_2). Hay también desarrollada una esquistosidad de crenulación que corta oblicuamente a la anterior y que es consecuencia de la tercera fase de deformación (D_3).

En las intercalaciones cuarcíticas se dan casos frecuentes de pliegues disarmónicos en las charnelas de los pliegues, como consecuencia de la diferencia de competencia en los materiales filíticos y cuarcíticos.

Es bastante frecuente encontrar en los flancos de los pliegues bancos con un boudinage bien desarrollado.

En la formación carbonatada, los pliegues son bastante más suaves; sin embargo, se dan casos de pliegues apretados dentro de algunos niveles de estratificación más fina. La dirección de estos pliegues es N 30 E, dándose otros de escala hectométrica con dirección N 80 E y N 100° E. Los tipos mejor representados son de caja y similares.

2.2.4 MANTO DE HERNAN-VALLE - MONTROY

Superpuesta tectónicamente mediante una superficie de corrimiento a la unidad anterior. Esta unidad se correlaciona con la Unidad Tectónica de Limaria de F. Woerman, en la Hoja de Huercal-Overa. En la Hoja de Baza, esta unidad sólo está representada por la formación esquistosa inferior (Los Morenos-Montesinos), equivalente a la Formación Oso de Limaria.

Los pliegues más visibles, que corresponden a la primera fase de deformación (D_1), son muy apretados, dando lugar a una esquistosidad de plano axial muy manifiesta. Hay otros tipos de pliegues, tales como kink band, pliegues disarmónicos, pliegues chevron, etc.

La esquistosidad principal está cortada a menudo, oblicuamente, por una esquistosidad de crenulación que localmente está bien desarrollada. Correspondencia a la tercera fase de deformación (D_3).

Hay casos de boudinage en los flancos de los pliegues cuarcíticos.

2.3 OBSERVACIONES DE CONJUNTO Y RESUMEN

Como hemos dicho anteriormente, el rasgo tectónico más destacable es la estructura en mantos de corrimiento. Según se desprende de los apartados anteriores, existen varias fases de deformación con distintas direcciones y vergencias. Algunas de ellas dan lugar a importantes movimientos, tanto hacia el N como hacia el S. El sentido de corrimiento de los mantos no es, por tanto, único, de aquí la dificultad de encontrar la posición relativa original de las diferentes unidades, previa a los primeros corrimientos.

El orden de las diferentes fases de deformación, puede establecerse a partir de las observaciones y medidas realizadas. Así, en una primera fase (D_1)

tendría lugar el desarrollo de pliegues isoclinales muy apretados, con una esquistosidad de plano axial. Esta fase iría acompañada de un metamorfismo de los materiales que afloran en la Hoja y que en el Complejo Nevado-Filábride es de facies de esquistos glaucofánicos.

Una fase posterior (D_2) daría lugar a la esquistosidad más patente de los términos metapelíticos. La relación de ambas fases con un posible primer empilamiento de mantos, que explicara la carga suficiente para desarrollar el metamorfismo, no está clara, aunque en las Hojas de Huercal-Overa, Cantoria, etc., los autores consideran estas fases ligadas a importantes cabalgamientos.

La tercera fase de deformación (D_3) es responsable de la formación de pliegues de todas las escalas, más o menos apretados, y desarrollan una esquistosidad de crenulación que enmascaran por lo general estructuras más antiguas. A esta fase podrían atribuirse los pliegues N 30 E que se han observado en la Sierra de las Estancias y en el Manto de Quintana en Sierra de Baza, aunque con reservas.

Existe un segundo metamorfismo incinemático ligado a esta fase que en el Complejo Nevado-Filábride es de facies de transición entre esquistos verdes-anfibolitas y en el Complejo Alpujarride de bajo grado, con neoformación de mica blanca, clorita, cuarzo y minerales metálicos en los tramos inferiores.

La siguiente fase de deformación (D_4) sería responsable del corrimiento de mantos, que se haría en varias etapas con distinta vergencia y que da lugar a la actual superposición de unidades.

La quinta fase (D_5) da lugar a pliegues de varias escalas más o menos apretados y de planos axiales fuertemente buzantes y esquistosidad de crenulación.

Una siguiente fase de deformación (D_6) origina igualmente pliegues de parecidas características que la anterior, pero de direcciones distintas. A esta fase se podrían atribuir los pliegues de dirección N 155-165 E y algunas estructuras de cabalgamiento.

Después de estas fases, otras de diferentes direcciones acabarían de modelar el edificio alpujarride tal como se ve ahora. Las dos últimas serían las de dirección N-S y N 70-80 E, en este orden, siendo la segunda la responsable del levantamiento general de la cadena. Ambas dan lugar a la formación de pliegues de pequeña cuerda y muy amplios.

Por último, algunas de las fallas normales observadas en el sector, podrían corresponder a períodos de distensión entre alguna de las fases de plegamiento últimas, pero en su mayoría se originan durante la etapa de distensión final, que da lugar a la individualización de la depresión y que comprende el momento actual.

3 GEOLOGIA HISTORICA

No son muchas las conclusiones sobre la evolución geológica que pueden deducirse del estudio de los materiales de los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride en la Hoja de Baza. Así, por ejemplo, de la mayoría de las rocas carbonatadas, sólo puede decirse que son sedimentos marinos, y en cuanto a los materiales pelíticos y psammíticos, en la mayoría de los casos es difícil saber si se depositaron bajo condiciones marinas o continentales.

En los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride, la sedimentación de materiales pelíticos y psammíticos fue posterior al depósito de los materiales del basamento. La naturaleza del contacto entre el basamento y cobertera es bastante incierto, si bien al no haberse encontrado ni una deformación intensa ni un metamorfismo regional prealpino, es improbable que el contacto represente una discordancia angular herciniana.

Los rasgos más notables de la evolución histórica de los materiales alpujárrides son los siguientes:

- 1) Sobre un substratum de características desconocidas se deposita una serie detrítica formada por arenas, limos y arcillas, más abundantes éstas últimas durante el Pérmico (?) y el Triásico Inferior. Durante el Triásico Medio y Superior, continúa el depósito y en forma de carbonatos, en medio marino de aguas someras y abundante vida. Al comienzo de este episodio existen algunas recurrencias al anterior (intercalaciones detríticas). Durante este tiempo existen algunas manifestaciones volcánicas de carácter básico.
- 2) Posteriormente, en una época no determinada, tiene lugar un metamorfismo de estos sedimentos y una serie de fases de plegamiento que desarrollan una estructura en mantos de corrimiento. Con los datos de la Hoja, no se puede estimar el tiempo que abarcan estas fases de plegamiento, aunque lo más probable es que ya en el Toroniense se haya terminado en edificar la estructura actual.
- 3) Después de esto tendrían lugar las etapas de levantamiento e individualización de la depresión que corresponden a fases de pliegues de gran radio y de distensión, respectivamente.

Las series del Complejo Nevado-Filábride, indican que las condiciones del depósito fueron un tanto diferentes de las de la región alpujárride. Así, en las columnas estratigráficas se pone de manifiesto que durante el Triásico Medio y Superior la sedimentación carbonatada quedó a veces interrumpida por influjo de detritus terrígenos.

El primer metamorfismo regional se relaciona con el plegamiento duran-

te D_1 y el segundo con D_3 . En los materiales del basamento del Complejo Alpujarride, tuvo lugar un metamorfismo no cinemático entre D_3 y D_4 .

Los materiales Neógenos más antiguos representados en la zona corresponden al Mioceno Superior, por tanto, nada podemos saber sobre los hechos que ocurrieron en la región en el tiempo comprendido entre el Mioceno Superior y fin de las orogenias alpinas, durante las cuales tuvieron lugar el ascutamiento de los mantos béticos.

Durante el Neógeno existió en la depresión un medio ambiente de depósito mixto con influencias fluviales y marino-costeras para la Formación Serón-Caniles, y claramente de albufera con alguna influencia marina para la Formación de Baza.

4 PETROGRAFIA

4.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

En la Hoja de Baza sólo está representado el Manto del Mulhacén, en donde se diferencian dos unidades: La de Abla y la Unidad superior.

4.1.1 UNIDAD DE ABLA

En la base está formado por micasquistos corneánicos, que muestran una matriz de grano muy fino, formada por mica blanca, cuarzo y grafito, sobre la que destacan porfidoblastos de una antigua andalucita sustituida por un agregado de cristales fibrosos y haces de distena y cristales de estaurolita parcialmente transformados y escasos granates.

Continúa la serie de micasquistos y micacitas grafitosos con granate y cloritoide, que en la mayoría de los casos se presentan juntos, pero en otros existe uno solo de estos minerales, acompañado siempre de clorita, biotita. Textura porfidogranolepidoblástica.

Las micacitas presentan las mismas características de los micasquistos, excepto que la proporción de cuarzo es menor.

Los micasquistos y micacitas grafitosos con granate y albita son semejantes a los anteriores, pero con abundante albita y mineral de epidota.

Textura porfidogranolepidoblástica. La plagioclasa es una albita de composición An_{5-8} , dispuesta en pequeños cristales entre el cuarzo, o bien en porfidoblastos anhedrales, a veces lenticulares.

4.1.2 UNIDAD SUPERIOR

Se distinguen un tramo de micasquistos, cuarcitas micáceas y gneises (ξ_{v2}), y los mármoles y calcoesquistos (Δm). Sin representación cartográfica

(en el ámbito de la Hoja de Baza) por sus reducidos afloramientos, se presentan anfibolitas de albita-epidota y esquistos de epidota-albita-anfíbol).

Los micasquistos y cuarcitas micáceas se componen fundamentalmente de cuarzo y mica blanca con albita, epidota, granate, cloritoide, biotita, clorita, anfíbol y carbonatos. Como accesorios se presentan: turmalina, apatito, mineral metálico, rutilo y circón.

Muestran, por lo general, un bandeado debido a la alternancia de lechos micáceos y cuarzosos. En algunos casos este bandeado es heredado de la alternancia litológica original y en otros parece deberse a segregación metamórfica. En bastantes muestras se han observado efectos de filonitización, con granulación de cuarzo y mica, discontinuidades y roturas en el bandeado.

Los constituyentes fundamentales de los gneises, milonitas y cataclasitas son: cuarzo, albita y moscovita, siendo de presencia ocasional: biotita, epidota, microclina, turmalina, apatito, circón y rutilo. La textura foliada varía de porfidoclastica a equigranular media. Los clastos de castornos lenticulares o angulosos son de albita, que a menudo están fracturadas con extinción ondulante y líneas de macla curvadas, rodeadas por una matriz finogranoblástica débilmente o nada orientada, formada por cuarzo, albita y moscovita.

Los mármoles cipolínicos y calcoesquistos se presentan como mármoles amarillentos de gran dureza, con algunos niveles blancos, o bien como mármoles fajeados. Están formados por carbonatos con cantidades variables de mica blanca, albita, cuarzo, mineral de hierro y ocasionalmente biotita, clorita, esfena, epidota, rutilo y apatito. La textura más frecuente es la granoblástica desde equigranular a heterométrica.

Las anfibolitas de albita epidota o esquistos de epidota-albita-anfíbol, suelen estar formados, en orden de abundancia, por minerales de epidota (pistacita y clinozoisita) y albita u oligoclasa, seguidos de anfíbol verde claro, biotita, cuarzo, esfena, carbonatos y mica blanca.

La textura tiende a la nematoblástica, a menudo el feldespató (albita u oligoclasa) da lugar a porfidoblastos helicíticos. La epidota desarrolla cristales idio y subidiomórficos dispuestos predominantemente en sentido de la esquistosidad.

4.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

Se estudian las siguientes unidades:

- Unidad de Partalao
- Unidad de Quintana
- Unidad Los Blanquizaes-Oria.
- Unidad de Hernán-Valle-Montroy

4.2.1 UNIDAD DE PARTALOA

Dentro de la Hoja de Baza están representadas dos formaciones de esta unidad.

- Formación de filitas y cuarcitas
- Formación carbonatada

En los materiales de la formación de filitas y cuarcitas se encuentran los minerales siguientes: albita, apatito, material carbonatado, clorita, cloritoide, epidota, mica blanca, minerales metálicos, cuarzo, rutilo, turmalina y circón.

Se presentan rocas intermedias entre filitas y cuarcitas, variando ampliamente el grado de recristalización.

En la mayoría de las rocas cuarcíticas, los granos de cuarzo detrítico pueden distinguirse claramente de un cemento silíceo secundario. Los granos de cuarzo detrítico son por lo general, subangulares, variando en tamaño desde 100 a 300 μ .

Los granos de albita varían de angulosos a subangulosos, siendo probablemente de origen detrítico. En algunos puntos se ha encontrado cloritoide en la parte superior de la formación, próximo al contacto con la formación carbonatada.

Los materiales de la formación carbonatada, presentan una composición mineralógica muy simple. El carbonato es el principal constituyente, y como accesorios pueden presentarse: albita, mica blanca, cuarzo y minerales metálicos. Los paquetes de mica blanca y los granos de cuarzo son, en parte, detritus terrígenos. Se encuentra sílice de neoformación dentro del material carbonatado y en venas asociado con calcita, carbonato de hierro, albita y minerales metálicos. La albita, alcanza tamaños de hasta varios mm., presentándose fundamentalmente como porfiroblastos euhedrales.

4.2.2 UNIDAD QUINTANA

Metareniscas. Como ya señalamos anteriormente, se encuentran intercaladas en las cuarcitas y filitas; presentan características muy similares a ellas, tienen mayor proporción de cuarzo que las filitas, menos que las cuarcitas y con frecuencia elevada proporción de carbonato. El grado de metamorfismo es muy bajo y está representado por la recristalización del material arcilloso en pequeñas láminas de mica que se orientan paralelamente. El cuarzo en cristales irregulares débilmente orientados con su mayor dimensión paralela a la orientación general y con bordes corroidos por el material micáceo. En ocasiones existe un ligero bandeado de color (estratificación original) debido a la distinta proporción de m. de hierro o grafito. Abundante

impregnación de carbonato a través de grietas y fracturas; dolomita en rombos perfectos y calcita alotriomorfa. Presentan textura blastosammitica orientada. Los minerales principales son: cuarzo, carbonato, m. de hierro, mica blanca y albita. Los accesorios: turmalina, circón, grafito, rutilo y barita.

4.2.3 UNIDAD BLANQUIZARES-ORIA

4.2.3.1 Formación Tonosa

En la base de esta formación y como marcando un tránsito gradual con la formación Morenos-Montesinos, se encuentran tramos de esquistos y micasquistos grafitosos, intercalados en los anchos bancos de cuarcitas abigarradas y blanquecinas que alternando con las filitas gris-azuladas forman la totalidad de esta formación. En la parte inferior existen intercalaciones de metareniscas y de rocas carbonatadas (calcoesquistos y dolomías); en la parte superior de la serie filítica, confirmando el paso gradual a la formación Estancias, el cual encontramos siempre que no existe contacto tectónico.

Los esquistos y micasquistos presentan textura granoblástica de grano fino a medio. Como minerales principales tenemos cuarzo y moscovita y en menor proporción, y según los casos, biotita y albita. Como accesorios: cloritoide, andalucita y clorita, los cuales sólo aparecen en algunas rocas y comunes a todas ellas, mineral de hierro, turmalina, grafito, circón, apatito, carbonato y rutilo.

Están formados por bandas de cuarzo granoblástico alternantes con otras micáceas impregnadas de grafito pulverulento y m. de hierro en menor proporción.

La albita aparece en algunas muestras en los lechos micáceos en abundantes cristales alotriomorfos de pequeño tamaño.

Cloritoide. Pequeños prismas aciculares repartidos irregularmente en los lechos cuarzo-micáceos.

Biotita, clorita y andalucita de neoformación postectónica debidas a un efecto termal.

Existe una segunda esquistosidad perpendicularmente a la primera, que produce crenulación en las bandas cuarzosas y replegamientos, roturas y desplazamientos en las micáceas.

Cuarcitas. Presentan textura granoblástica débilmente esquistosa, o bien, cuando los efectos tectónicos son fuertes, granoblástica en mortero. En minerales principales tenemos: cuarzo, mica blanca, biotita, albita y cloritoide (en raras ocasiones). Como accesorios: clorita, m. metálico, carbonato, turmalina, circón, apatito, rutilo, esfena y grafito.

Están formadas por un mosaico granoblástico orientado de cristales de cuarzo con bordes indentados, entre los que se sitúan cristales irregulares de albita y laminillas de mica blanca y biotita, bien agrupadas en finas e irre-

gulares bandas, o bien en láminas individuales. En algunas rocas se encuentran pequeños prismas de cloritoide. Carbonato en vetas, a veces impregnado de óxidos de hierro.

Los efectos tectónicos producen fuerte recristalización, granulación y extinción ondulosa en el cuarzo; la esquistosidad viene marcada por la distribución planar del material micáceo. Cuando la intensidad de las presiones es mayor, da lugar a la textura en mortero con grandes y alargados cristales de cuarzo, rodeados por cuarzo finogranular recristalizado y laminillas de moscovita paralelamente orientadas.

Las filitas a veces tienen elevada proporción de cuarzo y se aproximan a cuarcitas micáceas. Tienen textura lepidoblástica esquistosa y replegada, o bien granolepidoblástica fina. En componentes principales figuran: mica blanca, cuarzo, albita y cloritoide en raras ocasiones. En accesorios: clorita, carbonato, m. metálico, albita, grafito, turmalina, circón, esfena, rutilo y epidota. Están formadas por un agregado finogranoblástico débilmente esquistoso de cuarzo, mica y carbonato (en ocasiones). Suelen presentar dos esquistosidades, la primera está marcada por el alineamiento paralelo de las láminas de mica entre las que se sitúan también, orientados y alargados, cristales de cuarzo, frecuentemente corroidos por las laminillas de mica. La segunda esquistosidad suele ser perpendicular a la primera y produce micropliegues y ligero strain-slip.

Con frecuencia se observa una diferenciación incipiente en bandas cuarzosas y micáceas.

Los calcoesquistos, también intercalados entre las filitas y cuarcitas, son simplemente tramos en los que se ha concentrado mayor proporción de carbonato. Tienen textura granolepidoblástica esquistosa. Están compuestos por carbonato, mica blanca, cuarzo y albita y en cantidades accesorias (menor del 5 por 100), mineral opaco, epidota, biotita, grafito, turmalina y circón. Presentan bandeado formado por lechos carbonatados que contienen cuarzo intersticial, epidota y biotita y otros lechos cuarzosos en los que aparecen finas intercalaciones carbonatadas.

Las dolomitas constan de un agregado irregular de gruesos cristales de dolomita entre los que se sitúan cuarzo, m. de hierro, grafito pulverulento impregnando algunas zonas.

4.2.3.2 Formación Estancias

Está formada por rocas carbonatadas (mármoles de calcita y dolomita) de color pardo-grisáceo o amarillento.

Los mármoles de calcita (mármoles cipolínicos) presentan textura granoblástica de fina a media, en ocasiones débilmente orientada. Están constituidos por un agregado granoblástico bastante homogéneo de cristales de calcita con frecuencia maclados y con finos bordes de óxido de hierro. Inters-

ticialmente y distribuidos al azar, laminillas de mica (sericita y moscovita) color amarillo claro (teñida por los óxidos de hierro), cuarzo en escasos y pequeños cristales automorfos, y albita aún en menor proporción, en algunos casos mineral opaco y cuarzo concentrados en finos lechos subparalelos heredados de la estratificación original.

Algunas de estas rocas parecen haber sufrido efectos cataclásticos que producen fracturas y fragmentos que son cementados entre sí por recristalización del carbonato.

Los mármoles dolomíticos son más escasos; también como los de calcita presentan textura granoblástica, generalmente de grano heterométrico, y con ligera orientación. Están formados por un mosaico de cristales poligonales de dolomita, débilmente alargados y paralelos. Cuarzo y mica blanca dispersos y muy escasos. A veces se observan finas vetas de calcita.

4.2.4 UNIDAD DE HERNAN-VALLE-MONTROY

En la base se encuentran unos micaesquistos oscuros que presentan como minerales principales: cuarzo, mica blanca y grafito y en proporción variable, según los casos, granate, andalucita y biotita. Como accesorios: clorita, turmalina, cloritoide, apatito y circón.

Presentan textura porfidogranolepidoblástica, esquistosa, a menudo existe una segunda esquistosidad, generalmente perpendicular a la primera, en la cual forma micropliegues muy marcados en las bandas micáceas.

Están formados por bandas irregulares de cuarzo granoblástico, alternando con otras micáceas impregnadas de grafito, en las que se forma la biotita y andalucita y que se curvan alrededor de los porfidoblastos de granate.

El granate se encuentra en porfidoblastos idio y subidiomorfos con abundantes inclusiones de cuarzo en forma helicítica.

El cloritoide se presenta en pequeños prismas aciculares con preferencia en las bandas micáceas.

La andalucita, en cristales irregulares sobre los flancos y charnelas de los pliegues micáceos presentan con frecuencia inclusiones de grafito alineado y concordante con la disposición exterior (Si = Se).

La biotita, en láminas individuales y concentraciones de laminillas, en ambos casos, a favor o en contra de la esquistosidad.

Estos dos últimos minerales: andalucita y biotita, son de neoformación, a causa de un efecto térmico tardío.

En la parte superior de esta formación aparecen materiales de color azul y gris oscuro que, litológicamente, son filitas y mármoles.

Las filitas tienen textura lepidoblástica y están formadas por mica blanca, cuarzo, biotita y cloritoide, como minerales principales y como accesorios: mineral metálico, albita, cloritoide, turmalina y circón. Presentan dos esquistosidades, la primera está marcada por el alineamiento y disposición para-

lela de las laminillas de mica y los cristales de cuarzo. La segunda esquistosidad, perpendicular a la primera, produce fuerte plegamiento. Los cristales de cloritoide de formación postectónica, con inclusiones alineadas y en continuación a la orientación exterior (Si = Se).

Las rocas carbonatadas son mármoles con textura, generalmente, de grano fino, compuestas por cristales equigranulares de carbonato, rodeados en algunas zonas por una fina película de mineral opaco que también suele estar en irregulares y finas vetas que atraviesan la roca, siguiendo el contorno de los cristales de carbonato.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

En esta Hoja los yacimientos de mayor interés se encuentran principalmente en el sector de la Sierra de Baza, en lo que a minería se refiere. En su mayor parte, los trabajos de explotación han sido abandonados recientemente, aunque, en ocasiones, se han aprovechado las antiguas escombreras. Únicamente se prosigue la explotación en dos o tres puntos, si bien de forma irregular.

Todos estos yacimientos se encuentran localizados en la formación carbonatada de la Unidad de Santa Bárbara. Se distinguen tres tipos principales:

- a) Yacimientos estratiformes de Fluorita y Galena ligados a dolomías grises y franciscanas.
- b) Yacimientos estratiformes de Galena (y Barita?) asociados a dolomías grises oscuras brechoides.
- c) Yacimientos planares oblicuos a la estratificación, ligados a fracturas más o menos recientes.

Los primeros están localizados exclusivamente en el tramo 7 y base del 8. La mineralización en Pb y Fe arman en dolomías grises de grano relativamente grueso, intercaladas en las calizas.

Dentro del nivel ocupa generalmente el muro y está asociada a niveles de franciscana e «indiana» (en el sentido de JACQUIN, J. P., 1970). Su origen es claramente sedimentario, aunque afectado por fenómenos diagenéticos.

Los segundos (B) ocupan un nivel más bajo en la formación carbonatada. De ellos sólo conocemos dos ejemplos, al N y NE del Puerto de Los Tejos. Dadas sus condiciones de observación y el estado de las explotaciones, no se puede dar una descripción exacta de ellos, aunque sí se puede decir que están afectados por fracturas y en ellos los fenómenos de silicificación son importantes. En las zonas más intensamente fracturadas aparece fluorita.

Por último, los yacimientos del tipo C son fracturas rellenas por Fluorita y Galena, que a veces alcanzan espesores de 1 m. o algo más. Están íntimamente relacionados en el espacio con los yacimientos del tipo A y los considerados como producto de removilización de ellos.

En lo que respecta a las canteras, existen algunas que aprovechan para áridos las calizas y dolomías alpujárrides, tales como las localizadas al OSO de Baza y al SE de El Hijate. Su ritmo de explotación es irregular, especialmente esta última, que parece abandonada.

Otras canteras se benefician de los mármoles bandeados Nevado-Filábrides, igualmente para áridos, en la Carretera Caniles-Abla.

Por último, existe una pequeña cantera, prácticamente abandonada, que aprovecha el yeso de la formación margosa de la Depresión de Baza, en la localidad Las Yeseras, cerca del borde norte de la Hoja, en la Rambla de Valcabra.

Se tiene noticias de que en el siglo pasado se intentó la explotación de oro en la formación conglomerática del Neógeno de la Depresión de Baza, en el borde N de la Sierra de Los Filabres.

5.2 HIDROGEOLOGIA

En el seno de los materiales del Complejo Nevado-Filábride, que tienen generalmente un carácter impermeable, se localizan algunos acuíferos ligados a niveles que presentan mayor permeabilidad, debida normalmente a una fuerte fracturación. Son estos niveles los bancos de cuarcitas, mármoles y gneises que se encuentran en las distintas formaciones.

Estos acuíferos tienen relativamente poca importancia porque, por lo general, se encuentran aislados y son independientes entre sí. No obstante, hay algunos manantiales en los contactos entre dichos materiales y los esquistos que tienen debajo cada uno de ellos.

El acuífero más importante se encuentra dentro de los materiales alpujárrides, y corresponde a las calizas y dolomías de las formaciones carbonatadas de este Complejo. La gran importancia de este acuífero se debe no sólo a la gran potencia y extensión de la mayoría de los afloramientos, sino que se ve acrecentada por estar estos materiales muy fracturados y por los fenómenos de disolución muy frecuentes entre ellos. Hay numerosos manantiales en el contacto entre las calizas y dolomías y las filitas infra-yacentes.

Dentro de los materiales postorogénicos, la formación de conglomerados (TC_{11-2}^{Bc3-B}) tiene una permeabilidad de media a baja, son escasas las captaciones de agua, galerías subterráneas principalmente, que se realizan en esta formación. En conjunto, este acuífero es de poca importancia.

Los conglomerados y arenas (TC_{11-2}^{Bc-B}) y (TS_{12-2}^{Bc-B}) superiores tienen un sis-

tema de captación muy similar, en forma de galerías, y en algunos puntos, especialmente en los contactos entre las formaciones (Tc_{11-2}^{Bc-B}) de cemento calcáreo y (Tn_{12-2}^{Bc-B}) hay fuentes de gran importancia para el abastecimiento de la población de Baza. Tal es el caso de la Fuente de San Juan y las llamadas Siete Fuentes, muy cerca ambas de la ciudad de Baza, y que se localizan en el contacto entre los conglomerados y las margas infrayacentes impermeables. El agua que alimenta estos conglomerados podría provenir de las calizas y dolomías de la Unidad de Blanquizaes-Oria.

En los materiales cuaternarios son muy explotadas las posibilidades de los materiales aluviales, porque al tratarse de conglomerados y arenas prácticamente sin cementar y sin materiales finos, la permeabilidad es muy alta. Los pozos localizados en las márgenes de las ramblas son muy frecuentes. Por lo que resulta, quizá, el acuífero más explotado, cara a la agricultura.

La mayoría de las aguas de estos acuíferos, excepto algunos de los materiales Nevado-Filábrides, son muy ricas en cationes, carbonato y bicarbonato y en ión calcio, debido a su paso por formaciones ricas en carbonatos.

6 BIBLIOGRAFIA

- ACOSTA ECHEVERRIA, A.; RODRIGUEZ GALLEGO, M., & GARCIA-CERVIGON, A. (1974).—«Estudio mineralógico de los yacimientos de talco de Somontín y Lúcar (Almería)». *Estudios Geológicos*, 30, pp. 459-461.
- ALDAYA, F. (1976).—«Les séquences lithologiques des nappes alpujarrides au Sud et au Sud-Quest de la Sierra Nevada (Cordilleres betiques, Andalousie)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 18, pp. 635-639.
- BICKER, R. E. (1966).—«Geological investigations in the region west of Antas and Cuevas de Almanzora, southeastern Spain». Tesis Amsterdam, 124 pp.
- BROWER, H. A., & ZEIJLMANS VAN EMMICHOVEN, C. P. A. (1924).—«De tektoniek van het centrale gedeelte van de Sierra de Los Filabres (Zuid Spanje)». *Versl. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, 33, pp. 873-882.
- DELGADO, F. (1971).—«Observaciones sobre las Unidades Alpujarrides de la Sierra de Baza». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, t. 2 vols., pp. 41-48.
- DELGADO, F.; OVEJERO, G., y JACQUIN, J. P. (1972).—«Localización estratigráfica y medio paleogeográfico de las mineralizaciones (galena-fluorita) de la Sierra de Baza». I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica. *Depto. Estrat. Fac. CC. Univ. de Granada*, sec. 4, vol. 1, pp. 119-128.
- DIAZ DE FEDERICO, A., y PUGA, E. (1974).—«Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la zona Bética». *Tecniterrae*, núm. 1, pp. 17-24.

- EGELER, C. G. (1963).—«On the tectonic of the Eastern Betic Cordilleras (S.E. Spain)». *Geol. Rundschau. Adaro*, vol. 53, núm. 1, pp. 260-268.
- EGELER, C. G.; RONDEEL, H. E., y SIMON, O. (1971).—«Considerations on the Groupine of the tectonic units of the Betic zone, Southern Spain». *Estudios Geológicos. Adaro*, vol. 27, pp. 467-473.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. (1969).—«Orogenic evolution of the Betic zone (Betic Cordilleras, Spain) with emphasis on the nappe structures». *Geol. en Minjbovw. Adaro*, vol. 48, pp. 295-305.
- (1969).—«Sur la tectonique de la zone Betique (Cordilleras Betiques, Spagne)». *Verh. Kou. Ned. Akad. Wetten. Afd. Natuurk. Eerste reeks. Adaro*, vol. 2, núm. 3, pp. 1-90.
- ESTEBAN SANTISTEBAN, F. (1968).—«Investigaciones hidrogeológicas por el método eléctrico en Baza (Granada)». *Bol. Geol. y Min. España*, t. 79, vol. 2, pp. 75-81.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordilleres Betiques». *Estudios Geológicos Adaro*, vol. 8, pp. 1-172.
- FALLOT, P.; SOLE, L.; COLOM, G., y BIROT, P. (1950).—«Sur le Neogene des bassins du Guadiana Menor et de Baza». *C. A. Ac. Sc. de Paris. Adaro*, t. 230, pp. 1717-1720.
- (1950).—«Sur l'agedes couches de Baza et de la formation de Guadiz». *C. R. Ac. Sc. de Paris. Adaro*, t. 231, pp. 504-507.
- GARCIA-DUEÑAS, V., & NAVARRO VILA, F. (1976).—«Alpujarrides, Malaguides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordilleres Bétiques, Andalousie)». *Bull. Soc. Geol. France* (7), 18, pp. 641-648.
- JANSEN, H. (1936).—«De geologie van de Sierra de Baza en van de aangrenzende gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (Zuid-Spanje)». *Tesis Amsterdam. Univ. Granada*, pp. 1-99.
- KAMPSCHUUR, M. (1975).—«Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los filabres: higher Nevado-Filabride units and the glaucophanitic greenschist facies». *Tectonophysics*, 27, pp. 57-81.
- KAMPSCHUUR, W., & RONDEEL, H. E. (1975).—«The origin of the Betic Orogen, southern Spain». *Tectonophysics*, 27, pp. 39-56.
- MALDONADO LOPEZ, A. (1970).—«Estudio geológico de la región Caniles-Serón (Cordilleras Béticas)». *Bol. Geol. y Min. España*, t. 81, vol. 1, pp. 6-22.
- MARTIN GARCIA, L. (1972).—«Estudio litoestratigráfico del Neógeno Cuaternario del Valle del Almanzora (sector Serón-Purchena)». *Cua. Geol. Univ. Granada*, t. 1, núm. 3, pp. 121-132.
- NIJHUIS, H. J. (1964).—«On the stratigraphy of the Nevado-Filabride Units as exposed in the Eastern Sierra de Los Filabres (S.E. Spain)». *Geol. en Mijnbouw Adaro*, vol. 7, pp. 321-325.
- SIMON, O. J.; WESTERHOF, & RONDEEL, H. E. (1976).—«A propos d'une nouvelle paléogéographie de la zona bétique (Espagne méridionale): implications géodynamiques». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 18, pp. 601-605.

- SOLE-SABARIS, L.; FALLOT, P. (1946).—«Sur le Triás de la Sierra de Baza (prov. Granada)». *Comptes Rendus Ac. Sc. Paris. Fac. CC. Univ. Granada*, t. 222, pp. 1184-1185.
- VERA, J. A. (1960).—«Características estratigráficas de la Serie de Baza, depresión de Guadix-Baza». *Acta Geol. Hisp.*, t. IV, núm. 1, pp. 14-17.
- (1970).—«Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza». *Bol. Geol. Min.*, t. 84, vol. 5, pp. 429-462.
- (1970).—«Facies del Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza». *Cuad. de Geol. Univ. Granada*, t. 1, vol. 1, pp. 23-25.
- (1971).—«Mapa y Memoria explicativa de la Hoja 78 (Baza) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000. Síntesis de Cartografía existente». *IGME. Depto. Estratigrafía Univ. Granada*.
- VISSERS, R. L. M. (1977).—«Data on the tectonic and metamorphic Evolution of the central Sierra de Los Filabres, Betic Cordilleras, SE Spain». *Geol. Rundschau*, 66, pp. 81-90.
- VRIES, W. C. P., y ZWAAN, K. B. (1967).—«Alpujárride succession in the central Sierra de las Estancias, Province of Almería, SE. Spain». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wefensch. Adaro*, t. 70, pp. 443-453.
- WESTERHOF, A. B. (1975).—«Genesis of magnetite ore near Marbella, southern Spain: formation of oxidation of silicates in polymetamorphic gedrite-bearing and other rocks. *GUA Papers of Geology, Series 1*, núm. 6, 216 pp.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA