



IGME

7800597

954

26-38

28 ENE. 1975

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000



TOTANA

Segunda serie - Primera edición



R. 15809

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



CARTOTECA
BIBLIOTECA
Instituto Geológico y
Minero de España

1 2 SEP 1970

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TOTANA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la Empresa Nacional Adaro, de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores: C. G. Egeler, W. Kampschuur, C. W. Langenberg, H. E. Rondeel, Ch. Montenat y R. Pignatelli.

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:

- muestra 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 - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 28.124 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La Hoja de Totana, aun cuando la mayor parte de su superficie está ocupada por sedimentos neógenos y cuaternarios, presenta interesantes problemas estructurales y estratigráficos, especialmente en el extremo NO., donde aparece una parte de la Sierra de Espuña, en el NE. (Sierra de Carrascoy), y al SE., donde los materiales del complejo Nevado-Filábride se extienden hasta el mismo pueblo de la Pinilla.

La cartografía geológica, que presentamos a escala 1:50.000 fue realizada por W. Kampschuur en la Sierra de Carrascoy, a escala 1:10.000; Kampschuur también se ocupó, junto con C. W. Langenberg, del estudio de la Sierra de Espuña. Colaboraron, además, C. E. Egeler y H. E. Rondeel en la ordenación de datos e información, así como en la redacción del estudio de las unidades Béticas de las citadas sierras. Ch. Montenat estudió el Neógeno, y R. Pignatelli se ocupó de la cartografía de los afloramientos Nevado-Filábrides del S. de la Hoja, así como de la redacción de la presente Memoria, y coordinación del conjunto de los trabajos citados.

En esta Hoja aparecen representados los cuatro grandes complejos estructurales que se distinguen en la parte oriental de la Zona Bética, parte interna de las Cordilleras Béticas, de acuerdo con el trabajo de síntesis de Egeler y Simon publicado en 1969, en que se dan las líneas generales de esta zona. En efecto, en la parte oriental de la Zona Bética se distinguen cuatro unidades tectónicas mayores, que, de abajo a arriba son: 1) complejo Nevado-Filábride; 2) complejo Ballabona-Cucharón; 3) complejo Alpújaride, y 4) complejo Maláguide.

Desde la época del emplazamiento de estos complejos de mantos apilados, la zona ha sufrido una serie de movimientos tectónicos, erosión, transgresiones marinas en el Mioceno, etc., que han determinado la compleja evolución geológica regional.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 UNIDADES BETICAS

Puesto que todas las formaciones béticas que aparecen en la Hoja se atribuyen a edades Triásicas y Permotriásicas, y los criterios de separación entre las distintas unidades son estructurales y litológicos, y no hay una relación expresa entre las que aparecen en los tres enclaves citados (Sierra de Carrascoy, Sierra de Espuña y zona sur de la Hoja), parece más propio describirlas separadamente y agrupándolas de acuerdo con las unidades orográficas en las que se encuentran.

2.1.1 SIERRA DE CARRASCOY

La Sierra de Carrascoy, junto con la Sierra del Puerto, que forma su prolongación nororiental, es una cordillera aislada, que se extiende aproximadamente de OSO. a ENE. Las investigaciones de Kampschuur han dado lugar a la distinción en esta cordillera de cuatro unidades separadas, que de abajo arriba son: 1) unidad Romero; 2) unidad Carrascoy; 3) unidad Pestillos, y 4) unidad Navela. Siguiendo el esquema planteado en la introducción para la Zona Bética, las unidades Romero y Carrascoy pueden atribuirse al complejo Ballabona-Cucharón, la unidad Pestillos al complejo Alpujárride, y la unidad Navela al Maláguide.

2.1.1.1 Unidad Romero

Abarca dos formaciones (de arriba abajo): Formación Fuente Aledo y formación Pocito.

2.1.1.1.1 Formación Pocito (P-Tr_{A2})

Pizarras verdes y púrpura, expuestas al E. de la Casa de las Palas, bajo rocas carbonatadas de la formación Fuente Aledo, parecen representar la parte más alta de la formación Pocito.

No se han encontrado fósiles.

Contactos.—La base de la secuencia no aparece expuesta. El contacto entre las pizarras verde y púrpura y los carbonatos suprayacentes del miem-

bro Palas de la formación Fuente Aledo es de naturaleza estratigráfica; las pizarras pasan gradualmente, en cuatro metros, a carbonatos. Puede notarse que en otros sitios de la Zona Bética (Sierras de Almagro y Enmedio) las rocas carbonatadas equivalentes al miembro Palas yacen estratigráficamente sobre una secuencia de argilitas y cuarcitas.

2.1.1.1.2 Formación Fuente Aledo

Se han distinguido los siguientes miembros (de arriba abajo): 1) miembro «Carbonatos abigarrados»; 2) miembro «Tres bancos»; 3) miembro «Pizarras verdes», y 4) miembro Palas.

El miembro Palas (Trp_{A22}) consiste principalmente en carbonatos en estratos medianos a finos. Su parte basal se caracteriza por la presencia de carbonatos amarillo claro, con aspecto margoso, con intercalaciones de carbonatos en estratos finos a laminares gris claro y naranja. Aproximadamente en el medio de la serie se encuentra una intercalación de 4 m. de carbonatos en estratos finos de color gris claro. Pocos metros bajo el techo aparece una intercalación de 1,5 m. de dolomía negra, finamente estratificada. El yeso es de presencia local cerca del techo del miembro, a veces estrechamente asociado con *rauhwackas* (brecha meteorizada, de carbonatos, de origen tectónico).

El miembro suprayacente, de pizarras verdes, se ha incluido en el siguiente: «Tres bancos (Tr_{A22}), nombre basado en la presencia de tres paquetes notables de carbonato, que facilitan su reconocimiento en el campo, incluso desde cierta distancia. Consisten en estratos medianos a finos, y separados por tramos de carbonatos en estratos de muy finos a laminares, de color gris claro, a veces con aspecto margoso. Los cinco metros del techo del miembro están formados por carbonatos gris claro y oscuro, en estratos finos a laminares, atravesados por tubos.

El límite con el miembro suprayacente «Carbonatos abigarrados» (Tr_{A22-A31}) se traza fácilmente donde los carbonatos grises pasan hacia arriba a carbonatos con aspecto margoso, que contienen lamelibranquios bien conservados. En este miembro de carbonatos abigarrados, KAMPSCHUUR distingue cinco capas guía sucesivas:

- Guía 1.—Carbonatos, principalmente grises a gris parduzco, laminados a medianamente estratificados, con intercalaciones menores de pizarras filíticas verde claro. En la parte inferior son amarillos, naranjas y rosados, con aspecto margoso.
- Guía 2.—Carbonatos en estratos medianos, marrón grisáceo y naranja.
- Guía 3.—Pizarras calcáreas verde claro a naranja.

- Guía 4.—Carbonatos amarillos, en estratos finos a medianos (abajo), y carbonatos grís oscuro, en estratos gruesos a laminares (arriba).
- Guía 5.—Carbonatos amarillentos a marrón verdoso, en estratos medianos a laminares, con intercalaciones de pizarras grises claras y cuarcitas blancas, en estratos finos.

Restos de conchas y estructuras de tubos están presentes en la secuencia del miembro «Tres bancos». La microfauna comprende conodontos: *Pseudofurnishius murcianus* y *Gnamptognathus ziegleri*, DIEBEL. Hay, además, gasterópodos, ostrácodos y restos de peces.

La parte inferior de la capa guía 1, del miembro «Carbonatos abigarrados», contiene lamelibranchios bien conservados: *Costatoria kiliani* (SCHMIDT), *Gervilleia* cf. *joleaudi* y *Lyriomyophoria* cf. *sublaevis* (SCHMIDT). *Gervilleia* se ha encontrado también en la guía 5. La fauna comprende, además, crustáceos, restos de peces, foraminíferos, gasterópodos y conodontos. VAN DEN BOOGAARD (1966) distingue los siguientes conodontos: *Gnamptognathus ziegleri* (DIEBEL); *Lonchodina mülleri*, TATGE; *Lonchodina mülleri*, forma B, HIRSCHMANN; *Pseudofurnishius murcianus*, y *Roundya magnidentata*, TATGE. La guía 1 contiene tubitos.

Respecto a espesores, se midieron: 35 m. en el miembro de «Carbonatos abigarrados», 39 m. en el de «Tres bancos», 15 m. (tectonización) en el de «Pizarras verdes» y 90 m. en el miembro Palas.

Contactos.—Como ya se dijo, las relaciones con las pizarras infrayacentes que representan el techo de la formación Pocito son de naturaleza **estratigráfica normal**. El superior es tectónico.

Rocas ígneas.—Masas de metabasita (ϵ^4) son especialmente abundantes en la unión de los miembros Palas y «Tres bancos» de la formación Fuente Aledo. El espesor varía, y localmente alcanza 150 m. Se encuentran masas menores en el miembro «Carbonatos abigarrados». Se discutirán junto con las metabasitas de la unidad Carrascosy.

2.1.1.1.3 Edad

La datación de la secuencia sedimentaria de la unidad Romero puede hacerse tanto en la macro como en la microfauna.

Los lamelibranchios del miembro «Carbonatos abigarrados» parecen indicativos y de una edad Ladinense Superior. Los conodontos del miembro «Tres bancos» y de la guía 1 del miembro «Carbonatos abigarrados» también sugieren una edad del Triásico Medio (VAN DEN BOOGAARD, 1966).

Resumiendo, los datos combinados sobre la macro y la microfauna sugieren las siguientes edades para la secuencia sedimentaria de la unidad Romero:

Formación Fuente Aledo:

- «Carbonatos abigarrados» Ladiniense-Carniense.
- «Pizarras verdes» y «Tres bancos» Ladiniense.
- «Palas» Ladiniense.

Formación Pocito Ladiniense (y tal vez más antiguo).

2.1.1.2 Unidad Carrascoy

Desde un punto de vista regional, yace sobre la unidad Romero y comprende dos formaciones (KAMPSCHUUR, 1972): Formación Filos (superior) y Formación Murta (inferior). Las secuencias litológicas de ambas formaciones contienen localmente sills básicos, representados por metabasitas.

2.1.1.2.1 Formación Murta (P-Tcy_A)

Consiste principalmente en filitas, con colores que varían desde gris fuerte a gris azulado, gris oscuro y púrpura. Hay gradaciones locales a pizarras, caracterizadas por colores púrpura y verdoso. Cuarcitas en estratos medianos a laminares, de colores blanco, gris oscuro, marrón y verde, se hallan presentes como intercalaciones. Aparece yeso en la parte más alta de la secuencia, que además contiene intercalaciones de carbonatos laminares a medianamente estratificados.

La presencia de yeso llama la atención, ya que es un rasgo muy característico. Los estratos, mostrando un bandeado paralelo a la estratificación general, indican que el yeso está parcialmente intercalado normalmente. Sin embargo, el yeso aparece en masas de forma irregular (varias decenas de metros de espesor), con estructura caótica y evidentemente como resultado de tectonización.

Hay capas de rauhewackas que alcanzan un espesor mayor de 30 m. y pueden dibujarse en el campo a lo largo de más de 1 km. Las rocas son a veces de grano fino, pero también se encuentran variedades muy gruesas.

No se han encontrado fósiles, salvo tubitos.

El espesor expuesto alcanza un máximo de 150 m.

Contactos.—La base de la formación está constituida por un plano mayor de cabalgamiento. El límite con la suprayacente, Filos, es de naturaleza estratigráfica normal; se dibuja con facilidad cuando los carbonatos son predominantes.

2.1.1.2.2 Formación Filos (Tcy_A)

Las rocas de esta formación dan lugar a escarpes que pueden medir hasta 100 m. de altura. La secuencia litológica consiste principalmente en

carbonatos en estratos finos a medianos, amarillento-gris a gris oscuro. Se encuentran intercalaciones de filitas grisáceo-negras y verdes o de pizarras verdes en la parte basal de la sucesión. Es característica la presencia de cubos de pirita. Tienen amplia distribución rauhwackas monomíticas formando capas discontinuas que a veces pasan bruscamente a carbonatos no brechoides. En la parte basal de la secuencia, especialmente en la vecindad de metabasitas, hay hematites.

En algunos carbonatos se encuentran restos indeterminados de conchas.

El espesor máximo expuesto alcanza 190 m. La formación se acuña localmente.

Contactos.—Esta formación está tectónicamente cubierta por rocas de la unidad Pestillos.

2.1.1.2.3 *Edad*

Es imposible una datación exacta de las rocas sedimentarias de la unidad Carrascoy por falta de fósiles diagnósticos. Si se acepta que el contacto con la unidad Romero infrayacente es simplemente un plano de despegue (SIMON, 1967-69), esto es, que las secuencias de las dos unidades inicialmente formaron parte de una sucesión estratigráficamente continua, las rocas de la unidad Carrascoy son obviamente más jóvenes que las de la unidad Romero. Si, por el contrario, la unidad Romero y la unidad Carrascoy representan dos mantos independientes, la edad de la secuencia Carrascoy está completamente indeterminada. En ese caso sólo se puede afirmar que la litología sugiere una edad Triásica.

2.1.1.3 **Unidad Pestillos**

Aparece cubriendo tectónicamente a la unidad Carrascoy. KAMPSCHUUR (1972) distingue, de techo a muro, las siguientes formaciones: Rocas carbonatadas, Filitas superiores y Filitas inferiores. En la Hoja de Totana sólo está representada la formación de Filitas superiores, en un afloramiento aislado, en La Lagüenera, al NE.

2.1.1.3.1 *Formación «Filita superior» (P-Ta_A)*

Esta formación consiste esencialmente en filitas de color púrpura. Están presentes numerosas venas y lentejones de cuarzo.

Sólo está representada parte de la formación, por lo que desconocemos su espesor.

Contactos.—El basal no está expuesto. Las filitas están tectónicamente cubiertas por carbonatos de la unidad Navela.

2.1.1.3.2 *Edad*

Basándonos en la comparación con secuencias correlacionables de otros lugares en que aparece el complejo Alpujárride, las rocas de esta formación pueden referirse al Triásico, dejando la posibilidad de que el Pérmico esté incluido.

2.1.1.4 **Unidad Navela**

Se puede dar para esta unidad tectónica el siguiente esquema, de techo a muro: formación Carbonatos, formación Argilita-cuarcita y formación Grauvacas. En la Hoja de Totana la unidad está representada por un único afloramiento, en La Lagunera, situado en el NE. de las dos primeras formaciones. No aflora la de Grauvacas.

2.1.1.4.1 *Formación «Argilita-cuarcita» (P-T_A)*

La secuencia consta de una alternancia de argilitas rojas a marrón rojizo y argilitas verdes y cuarcitas rojas a marrón rojizo, grises, verdes y blancas.

Contactos.—El basal es tectónico, y el contacto supuestamente estratigráfico con las rocas suprayacentes de la formación Carbonatos está fuertemente tectonizado.

2.1.1.4.2 *Formación «Carbonatos» (T_A)*

La secuencia consiste en carbonatos gris oscuro a negro, en estratos medianos, parcialmente transformados en rauhwackas monomícticas. La parte basal se caracteriza por la aparición de dolomías laminadas grises a negras, atravesadas por numerosas venas.

Contactos.—Están cubiertos por depósitos post-manto.

2.1.1.4.3 *Edad*

Debido a la falta de fósiles, las rocas de esta unidad se datan sobre la base de correlación litológica con las sucesiones Maláguides de otros sitios de la Zona Bética. Esto lleva a una edad esencialmente Triásica para la formación «Argilita-cuarcita», aunque no se excluye la posibilidad de que el Pérmico esté también representado. En cuanto a la formación «Carbonatos» poco más puede decirse, aparte de que es Triásico.

2.1.2 SIERRA DE ESPUÑA

La Sierra de Espuña, parte de la cual ocupa el extremo NO. de la Hoja de Totana, es, en su sentido geológico, el área montañosa de rocas paleo-

zoicas y mesozoicas comprendida entre el río de Pliego, en el NO., y los pueblos de El Berro, Alhama de Murcia, Totana y Aledo. Está compuesta por cierto número de unidades tectónicas cabalgantes. Las inferiores contienen materiales Permo-Triásicos y Triásicos esencialmente y ocupan la parte S. de la Sierra, principalmente el área S. del río Espuña. Están extensamente representadas en esta Hoja, así como en las adyacentes de Alcantarilla y Lorca. Las unidades superiores consisten en Jurásico, Cretácico y Terciario, además de Triásico y Permo-Triásico. Las rocas jurásicas forman las altas cumbres de la Sierra de Espuña y no están representadas en esta Hoja.

Las unidades tectónicas que se han distinguido son, de arriba abajo: Morrón de Totana, Atalaya, Morrón Largo, Santa-Yéchar, Los Guillemos y Los Molinos.

Siguiendo el esquema mencionado de la Zona Bética, las unidades de Los Molinos y Los Guillemos se refieren al complejo Alpujárride, y las de Atalaya y Morrón de Totana, al Maláguide. Las de Morrón Largo y Santa-Yéchar son de carácter intermedio, ya que el desarrollo litológico y el grado de recrystalización metamórfica son de carácter transicional entre los elementos típicamente Alpujárrides y los típicamente Maláguides.

2.1.2.1 Unidad Santa-Yéchar

Ocupa la parte SE. de la Sierra de Espuña, sobre una longitud de 12 Km. En esta Hoja es la unidad tectónica más inferior del conjunto de la Sierra. Aparece en el extremo NO. de la Hoja y comprende dos formaciones, que de arriba abajo son: formación Yéchar y formación Fontanar.

2.1.2.1.1 Formación Fontanar (P-Ti_A)

Está constituida por argilitas rojas, marrón rojizo y verde, pizarras rojas y verdes, y areniscas y cuarcitas que en su mayoría son rojas o marrón rojizo, pero que también aparecen en gris, verdoso y blanco. Las cuarcitas son muy delgadas o gruesas. Aparecen también conglomerados en dos variedades: una roja, rica en cuarzo blanco, sílex negro, cuarcita parduzca y cantos de jaspe rojo (tipo Verrucano), y una variedad grisácea, rica en fragmentos de carbonato (conglomerados de cantos calizos). Los conglomerados rojos están intercalados en la parte basal de la formación. Los conglomerados calizos aparecen altos en la secuencia. La parte más alta de la formación contiene intercalaciones de carbonatos en finos estratos, de color amarillo a grisáceo. Las pizarras muestran una pizarrosidad, ocasionalmente con venas de cuarzo paralelas.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo expuesto es de unos 80 m. En esta Hoja es mucho menor.

Contactos.—El basal de la formación es tectónico. El contacto con la formación Yéchar, suprayacente, es estratigráfico, con capas de carbonatos intercaladas en el techo de la formación Fontanar.

Edad.—Sobre la base de correlación litológica con la formación Carrasquilla de la unidad Atalaya, y con la formación Garita de las unidades de Morrón de Totana, la formación Fontanar se atribuye al Permo-Triásico.

2.1.2.1.2 Formación Yéchar (Ti_A)

Consiste esencialmente en carbonatos gris oscuro a casi negros, con hábito masivo. Estratos de medianos a gruesos, excepto para su parte basal, en que aparecen calizas en estratos delgados. Las rocas a menudo son muy brechoides. En la parte inferior de la formación se encuentran esporádicamente concreciones de sílex marrón.

Sólo en sección delgada se han encontrado restos orgánicos indeterminados.

El espesor es de unos 150 m. como máximo.

Contactos.—El superior de la formación es de naturaleza tectónica. Representa un plano de cabalgamiento en la base de la unidad Morrón Largo y de la unidad Atalaya, atravesando la estratificación de los carbonatos de Yéchar. El inferior es estratigráfico.

Edad.—Las rocas se datan por analogía con los carbonatos de las otras unidades tectónicas en el área (unidad Atalaya). Se suponen Triásicas.

2.1.2.2 Unidad Morrón Largo

Se encuentra en dos zonas, separadas por rocas de la unidad Santa-Yéchar. Se distinguen dos formaciones separadas, que de techo a muro son: formación Cancari y formación Cervantes.

2.1.2.2.1 Formación Cervantes (P-Ti_A)

La secuencia semeja mucho la de la formación Fontanar. Consiste esencialmente en argillitas rojas, marrón rojizo y verde, además de areniscas y cuarcitas rojas, marrón rojizo, verdes y blancas. Estratos de cuarcita blanco-amarillenta, que alcanzan un espesor de 25 m., se individualizan localmente hacia la mitad de la secuencia, en que las argillitas y cuarcitas alternan muy rápidamente. En la parte basal de la formación localmente se encuentran conglomerados rojos de tipo Verrucano.

Más altos en la secuencia se encuentran conglomerados de cantos grises, de carbonatos. En la parte superior de la formación aparecen intercalaciones de carbonatos grises y amarillentos, en finos estratos, y rauhwackas. Se han encontrado sólo localmente pizarras. Tienen una pizarrosidad pobremente desarrollada y ocasionalmente vetillas paralelas de cuarzo.

No se han encontrado fósiles.

La formación alcanza un espesor del orden de los 150 m. como máximo. En esta Hoja es mucho más delgado. No es infrecuente el adelgazamiento en una corta distancia, e incluso se reduce localmente a cero.

Contactos.—El inferior está formado por planos de cabalgamiento, principalmente contra rocas de la formación Yéchar. El superior, con la formación Cancari, es estratigráfico y gradual. En la mayoría de los casos, sin embargo, movimientos relativos entre las formaciones trastornaron las relaciones estratigráficas originales.

Edad.—La formación se correlaciona con la de Carrasquilla. Por lo tanto, se data igualmente como Permo-Triásico.

2.1.2.2.2 *Formación Cancari (Ti₁)*

La secuencia semeja mucho la de la formación Yéchar. Consiste igualmente en carbonatos esencialmente gris oscuro a casi negros, que a menudo son brechoides. La secuencia está en estratos medianos a gruesos, excepto en la parte inferior de la formación, en que aparecen niveles bien estratificados. La parte inferior de la secuencia ocasionalmente contiene sílex marrón en concreciones y niveles, especialmente frecuentes en el área de Los Almillare.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo expuesto es de 150 m. En esta Hoja la formación no está completamente representada y los espesores están reducidos.

Contactos.—El superior es tectónico; la formación está truncada por el cabalgamiento de la base de la unidad Atalaya. El inferior es estratigráfico.

Edad.—Las rocas están datadas como Triásico, en analogía con los carbonatos de la unidad Atalaya, con que son correlacionables, sobre bases litológicas.

2.1.2.3 **Unidad Atalaya**

La unidad está representada en esta Hoja sólo en áreas restringidas de la Sierra de Espuña. Está situada al N. del Alto de los Calares, y además en algunas escamas muy pequeñas. Consta de tres formaciones, que de

arriba a abajo son: formación Lobos, formación Carrasquilla y formación Algarrobo.

La formación Carrasquilla es la única que aparece en la Hoja.

2.1.2.3.1 *Formación Carrasquilla (P-T_A)*

La secuencia consiste en argilitas rojo claro, marrón rojizo y verde claro, y en cuarcitas rojas, marrón o amarillo blanquecino, en estratos gruesos a laminares. Intercalados aparecen conglomerados de cantos grises de carbonato. La parte basal de la formación contiene niveles de conglomerado rojo (tipo Verrucano), en que los fragmentos de rocas principalmente son de cuarcita, sílex y alguno de carbonato. Las partes superiores de la formación contienen intercalaciones de carbonatos amarillos y grises.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo expuesto es del orden de 150 m. La formación está representada incompletamente en esta Hoja.

Contactos.—El inferior es de naturaleza tectónica, ya que las rocas de la formación Algarrobo no aparecen, y la formación Carrasquilla está en contacto directo con rocas de unidades infrayacentes. El superior es de naturaleza estratigráfica, aunque a menudo está trastornado.

Edad.—Sobre la base de correlación litológica, la edad de la formación puede decirse que es comparable a la de la formación Garita, de las unidades del Morrón de Totana, que está situada bajo rocas de edad Liásica, y puesto que la formación Carrasquilla yace sobre el techo de las grauvacas del Algarrobo, de edad deducida Devono-Carbonífera, puede datarse como Permo-Triásico.

2.1.3 BETICO DE LA PINILLA

Las formaciones béticas que afloran en la parte meridional de la Hoja corresponden al complejo Nevado-Filábride. Allí se han podido diferenciar dos tramos de características litológicas diferentes y cuyas edades se han atribuido por correlación con las rocas de formaciones idénticas que se extienden ampliamente por la vecina Hoja de Mazarrón.

2.1.3.1 *Tramo inferior*

Está constituido por una potente serie, sobre cuyo espesor nada podemos decir a causa de la tectonización del conjunto, de cuarcitas blanquecinas y esquistos micáceos plateados, con intercalaciones de calizas y neises albiticos (P-T_{A1}). Se le atribuye una edad Permo-Triásica.

En el afloramiento más occidental, junto a la carretera de Mazarrón a

La Majada, aparece una gruesa intercalación de yeso ($P-Ty_{A1}$) asociado a los esquistos y calizas, pero cuyos contactos son mecánicos.

Entre las alineaciones de esquistos micáceos aparecen asociadas grandes masas de anfibolitas epidóticas ($T\Xi A_n$) y granatíferas, cuya edad se atribuye al Triásico Inferior. Su contacto con la formación esquistosa parece ser mecánico, a pesar de que con frecuencia se hallan orientadas igual que las alineaciones permotriásicas.

2.1.3.2 Tramo superior ($T\Delta_{A3}$)

Está pobremente representado en la Hoja. Sólo aparece en la parte SE. al E. de la Pinilla, y consiste en mármoles calizo-dolomíticos, de color blanco y crema, que afloran en el cerro de cota 328 y en pequeños asomos próximos, aislados.

Se le atribuye una edad Triásico Medio-Superior, y quizá parte del Inferior, por correlación litostratigráfica con formaciones comparables que aparecen en la vecina Hoja de Mazarrón.

2.2 FORMACIONES POST-MANTOS

Ocupan la mayor parte de la superficie de la Hoja de Totana. Los sedimentos más antiguos reconocidos corresponden al Tortoniense Superior; falta un Plioceno bien caracterizado, y ocupan gran extensión los recubrimientos cuaternarios. También existe un afloramiento de Tortoniense Inferior y Medio en el extremo NO. de la Hoja.

2.2.1 TORTONIENSE INFERIOR Y MEDIO ($T_{11-11}^{Bc1-Bc2}$)

Margas amarillentas, de facies marina, areniscas rojas y conglomerados. En los horizontes margosos se ha encontrado, en la vecina Hoja de Alcantarilla, una microfauna con *Globorotalia acostaensis*.

2.2.2 TORTONIENSE SUPERIOR

Está representado por una formación yesífera (Ty_{11}^{Bc3}) existente al N. de Totana. Se conocen yesos idénticos más al N. (NE. de Alhama de Murcia), en la parte superior de una serie margosa de edad Tortoniense Superior.

En la parte oriental de la Hoja [zona de la Sierra de Carrascoy, y al O. de la Pinilla] aparece una serie marina (T_{11}^{Bc3}) que consiste en calizas areniscosas organógenas, areniscas y margas, y conglomerados, reposando en discordancia sobre el substrato pre-Neógeno. Al O. de la Murta las mar-

gas han dado una fauna con *Globorotalia pseudomiocénica* que caracteriza al Tortoniense Superior.

2.2.3 MIOCENO TERMINAL (ANDALUCIENSE)

Representado por margas (T_{12}^{Bc}) con microfauna planctónica, con especies como *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globorotalia humerosa*, etc., características del Mioceno Terminal; estas margas se presentan particularmente bien desarrolladas en la cubeta situada al O. de la Pinilla, donde reposan bien en continuidad con los depósitos del Tortoniense Terminal, o directamente sobre el substrato pre-Neógeno. En la parte inferior de la serie se intercalan brechas volcánicas sinsedimentarias y tobas volcánicas micáceas (V^7).

En la parte superior aparecen margas rosadas que marcan la regresión del Mioceno Final.

Acercándose a las Sierras de la Pinilla, las margas andalucienses pasan lateralmente a depósitos organógenos, a veces subrecifales, que anuncian la proximidad de las costas.

Al E. de la Murta se han conservado las dos formaciones (T_{c12}^{Bc}) y (Tm_{c12}^{Bc}), que a continuación describimos, adelgazándose por efecto de las fallas.

(T_{c12}^{Bc}): Caliza arenosa, amarillenta, que se diferencia progresivamente, a expensas de las margas andalucienses subyacentes.

(Tm_{c12}^{Bc}): Margas arenosas y caliza areniscosa, con *Ostrea offreti*, *Crasostrea crassaformis* y *Pecten aduncus*.

Más extensión ocupan, en la parte occidental de la Hoja, en ambos bordes del valle del Guadalentín, margas arenosas rojizas, areniscas y conglomerados continentales (T_{c12}^{Bc}), que suceden a las margas andalucienses marinas.

2.2.4 PLIO-CUATERNARIO (T_{c2-Q}^B)

Marga arenosa rojo ladrillo, coronada por una potente costra caliza. En otras regiones (Murcia, Alicante) estos mismos terrenos han proporcionado moluscos continentales que permiten datar el Plioceno Terminal en la base y el Pleistoceno en la parte alta.

Sobre la ladera meridional de la Sierra de Carrascoy puede que esta formación incluya términos más antiguos pertenecientes al Mioceno Terminal continental.

2.2.5 PLEISTOCENO (Q_{13})

Glacis conglomeráticos fuertemente cementados y con costras calizas, constituidos por conos aluviales coalescentes. Estos depósitos están par-

ticularmente bien desarrollados al pie meridional de las Sierras de Carrasco y de España. Son posteriores a la formación rubefactada Plio-Cuaternaria.

Su edad no se puede determinar con precisión.

2.2.6 FORMACIONES SUPERFICIALES (Q)

Comprende aluviones actuales y recientes, derrubios y tierras vegetales.

3 TECTONICA

3.1 UNIDADES BETICAS

3.1.1 SIERRA DE CARRASCOY

Como ya se dijo antes, en la Sierra de Carrascoy se han reconocido cuatro unidades tectónicas mayores, que, de abajo a arriba, son: 1) y 2) las unidades de Romero y Carrascoy, que representan el complejo Ballabona-Cucharón; 3) la unidad Pestillos, que representa el complejo Alpujárride, y 4) la unidad Navela, que representa el complejo Maláguide.

3.1.1.1 Estructuras

La primera fase de deformación reconocida (D_1) ha dado lugar a la formación de pliegues a todas las escalas en las secuencias bien estratificadas de las formaciones Murta y Filos de la unidad Carrascoy, y la parte alta de la formación Fuente Aledo, de la unidad Romero. La mayoría de los pliegues se caracterizan por una esquistosidad de plano axial bien desarrollada. En su mayoría son insoclinales, pero también se encuentran pliegues cerrados. Las estructuras D_1 , más conspicuas, son amplios sinclinales que cierran hacia el NE., con plano axial que se sumerge aproximadamente 10° al NE. La amplitud de estas estructuras es superior a 250 m., y sus zonas de charnela pueden trazarse en el campo sobre distancias de varios kilómetros.

KAMPSCHUUR afirma que una segunda fase (D_2) es responsable del supuesto cabalgamiento hacia el S. de la unidad Carrascoy sobre la unidad Romero, y la subsiguiente imbricación hacia el S.

Una tercera fase (D_3) produjo pliegues a todas las escalas, desde abiertos hasta isoclinales, con planos axiales inclinados unos 40° al NE. y con esquistosidad crenulada bien desarrollada.

La cuarta fase (D_4) condujo a pliegues de escala meso y macroscópica, variando desde suaves a abiertos, con planos axiales buzando unos 50° al NO.-NNO. y con una débil esquistosidad crenulada.

Las secuencias de la Sierra de Carrascoy fueron afectadas, además, por fallas inversas, dirigidas hacia el S. (D_5), seguidas por fallas inversas dirigidas hacia el N. (D_6).

3.1.1.2 Esquema de la evolución estructural

A continuación reseñamos los movimientos que afectaron a la Sierra de Carrascoy, empezando por el más reciente, y acabando por el más antiguo.

Fallas relacionadas con el levantamiento de la Sierra:

- D_6 Fallas inversas dirigidas hacia el N. y NO.
- D_5 Fallas inversas dirigidas hacia el S.
- D_4 Plegamiento, con vergencia al SE.; esquistosidad crenulada.
- D_3 Plegamiento, con vergencia al SO.; esquistosidad crenulada.
- D_2 Cabalgamiento e imbricación, dirigido hacia el S., conduciendo a la actual pila de mantos.
- D_1 Plegamiento con vergencia al SO.; esquistosidad; cabalgamiento dirigido al SO., conduciendo, probablemente, a la «pila inicial de mantos».

3.1.2 SIERRA DE ESPUÑA

En la Sierra de Espuña se han distinguido varias unidades tectónicas de carácter cabalgante, que, de abajo a arriba, son: unidad Los Molinos y unidad Los Guillemos, que representan el complejo Alpujárride; unidades Santa-Yéchar y Morrón Largo, que son «unidades intermedias», y unidades Atalaya y Morrón de Totana, que claramente pertenecen al Maláguide.

Las secuencias que constituyen estas unidades tectónicas han sido afectadas por, al menos, tres fases claramente distinguibles de deformación alpina. No puede probarse que las rocas más antiguas del área hayan sido afectadas por una fase de deformación prealpina.

3.1.2.1 Estructuras

La estructura más antigua discernible a escala meso y microscópica en las rocas de origen pelítico es una pizarrosidad, comúnmente bien marcada; en las rocas filíticas permotriásicas de la unidad Los Molinos (Hoja de Lorca), toma la forma de una esquistosidad conspicua. En cierto número de pliegues, habitualmente de carácter isoclinal, puede observarse que la esquistosidad es de plano axial. Sin embargo, los pliegues son pocos. En los carbonatos, el plegamiento atribuible a la primera fase de deformación (D_1) sólo se ha observado en un caso.

En general, D_1 parece haber sido acompañada por metamorfismo sin-cinemático de bajo grado.

La esquistosidad de la primera fase y el metamorfismo asociado son discontinuos en los contactos de las unidades tectónicas. Se llega a la conclusión de que el corrimiento a lo largo de estos contactos tuvo lugar subsiguientemente a D_1 , ya que el metamorfismo de las rocas de las unidades sólo pudo haberse producido bajo condiciones físicas que requirieron una cierta profundidad tectónica. Esta profundidad se alcanzó en lo que se denomina como «pila inicial de mantos». La formación de esquistosidad y metamorfismo tuvo lugar durante o después del apilamiento de cierto número de unidades tectónicas.

EGLER y SIMON (1969) hicieron hincapié sobre la presencia en la Zona Bética de al menos dos fases diferentes de movimientos de cabalgamiento, la primera de las cuales tuvo lugar en una etapa antigua de la evolución orogénica, y que resultó en el desarrollo de una pila de mantos con que estuvo relacionada la generación del metamorfismo cinemático. La segunda fase trastornó la pila inicial de mantos, lo que trajo como consecuencia la discontinuidad del metamorfismo en los planos mayores de cabalgamiento, ya que se efectuaron traslaciones de considerable magnitud.

No es posible, a partir de datos fidedignos, la reconstrucción de la pila inicial de unidades en la Sierra de Espuña. No siempre se puede establecer si los contactos actuales entre las unidades representan contactos removidos de la primera fase, o si se formaron durante la segunda fase de movimientos de cabalgamiento.

Los planos subhorizontales de cabalgamiento en los contactos de las unidades representan una segunda fase de deformación (D_2), responsable de fuerte reducción tectónica, causando ocasionalmente acuñamiento de formaciones enteras.

Una tercera fase de deformación (D_3) se refleja en el plegamiento de los planos de cabalgamiento producidos durante D_2 . Estos pliegues son de tipo abierto, y de escala macroscópica. A escala mesoscópica, la fase de deformación se refleja en el débil replegamiento de la esquistosidad y de los planos axiales de los pliegues de la primera fase. Estos son pliegues abiertos.

Localmente se encuentran cabalgamientos en dirección S. Desplazan los planos de corrimiento de la segunda fase.

Varias fallas normales, que buzan muy verticalmente, se formaron subsiguientemente a los movimientos de cabalgamiento; aparecen en dos familias que normalmente están orientadas NNE.-SSO. y NO.-SE.

3.1.3 BETICO DE LA PINILLA

Presenta una esquistosidad muy notable, de dirección ENE-OSO. No han podido observarse plegamientos a escala meso o macroscópica, ni eviden-

cia de cabalgamientos en el seno de las formaciones que penetran en la Hoja.

Las masas de anfibolita parecen hallarse siempre en contacto mecánico con los esquistos micáceos permotriásicos, pero los contactos parecen ser subverticales, y no puede precisarse en qué fase de deformación de las varias que indudablemente afectaron a la zona, tuvo lugar la imbricación de dichas unidades.

3.2 TECTONICA POSTUMA

Los terrenos miocenos: Tortoniense Superior y Mioceno Terminal han sido deformados, con frecuencia intensamente, pero la edad de estos plegamientos no puede precisarse en los límites de la Hoja de Totana. Por comparación con regiones vecinas, parece probable que estas deformaciones sean imputables a movimientos post-Pliocenos.

Al NE. de Totana se observa la continuación de una fractura que afecta al Mioceno Superior, que del SO. al NE. se prolonga hasta Alcantarilla, limitando la ribera occidental de la depresión del río Guadalentín.

Se han visto igualmente deformaciones más recientes, de edad cuaternaria.

En la parte central de la Hoja la formación Plio-Cuaternaria, con costra calcárea, está plegada en un amplio sinclinal de eje E.-O.

Cerca de La Murta, terrenos de edad Mioceno Terminal están fallados de E. a O. contra limos brechoides cuaternarios.

Finalmente, al N. de Totana, los glaciares conglomeráticos cuaternarios están afectados por roturas submeridianas de poco salto.

4 HISTORIA GEOLOGICA

4.1 UNIDADES BETICAS

4.1.1 LA SIERRA DE CARRASCOY

La columna estratigráfica de las secuencias Permotriásicas de las unidades Pestillos y Navela, que representan, respectivamente, los dominios Alpujárride y Maláguide, indican un brusco cambio en las condiciones de depósito, presumiblemente próximo al límite entre Trías Inferior y Medio. La incertidumbre sobre la edad de las rocas de la unidad Carrascoy da lugar a cierta especulación sobre las condiciones de deposición en el dominio Ballabona-Cucharón. El hecho de que estas condiciones difieren de las mencionadas se demuestra en la columna estratigráfica de la unidad Romero, que refleja el influjo de detritus terrígenos en el Triásico Medio e incluso durante el Triásico Superior.

Las investigaciones de KAMPSCHUUR han facilitado una amplia información sobre la evolución estructural durante la orogenia Alpina. El esquema resultante muestra que la pila de mantos de la Sierra de Carrascoy se atribuye a corrimientos dirigidos hacia el S., que tuvieron lugar durante una segunda fase de deformación (D_2). El metamorfismo regional se asocia con antiguos movimientos de plegamiento, durante D_1 . De acuerdo con KAMPSCHUUR, esta primera fase es además responsable de los mayores movimientos de cabalgamientos que condujeron a la pila inicial de mantos, en el sentido de EGELER y SIMON (1969). La pila inicial fue trastornada en una etapa posterior por traslaciones de considerable magnitud, lo cual está demostrado por el hecho de que el metamorfismo sincinemático de la primera fase es discontinuo en los planos mayores de cabalgamiento de la pila actual.

No está aún demostrado si la fase D_1 de KAMPSCHUUR es responsable de la generación de la pila inicial de mantos, punto muy importante y al mismo tiempo muy delicado. De ser esto cierto, no parece haber salida ante la conclusión de que los movimientos iniciales de traslación en la Zona Bética estuvieron dirigidos hacia el S.

La datación de D_1 hasta D_4 , inclusive, es necesariamente muy insegura, ya que las rocas más jóvenes afectadas por estas fases son de edad Triásica, y las más antiguas no afectadas son del Mioceno Medio.

Los depósitos post-mantos fueron afectados por fallas de las fases D_5 y D_6 , entre el Plioceno Medio y Superior. El fallamiento normal subsecuente se supone relacionado con el levantamiento de la Sierra.

4.1.2 SIERRA DE ESPUÑA

Solamente la columna estratigráfica de la unidad Atalaya provee información sobre la historia geológica prealpina de la región ahora representada por la Sierra de Espuña. Las otras unidades tectónicas carecen de depósitos pre-Permo-Triásicos. Las grauvacas Devono-Carboníferas de la formación Algarrobo (Hoja de Lorca), sin embargo, parecen estar cubiertas por la secuencia Permo-Triásica sin angularidad apreciable. No pudieron demostrarse diferencias en el grado de metamorfismo o en estilo tectónico a ambos lados del contacto.

Los conglomerados tipo Verrucano situados en la parte basal de las secuencias Permo-Triásicas atestiguan un brusco cambio en el flujo en la cuenca de sedimentación y un brusco cambio en el modo de deposición. Las rocas infrayacentes están depositadas por corrientes de turbidez, y los conglomerados tipo Verrucano se suponen depositados en aparatos aluviales. Esto puede ser el único indicio de diastrofismo y levantamiento hercinianos.

Las condiciones de deposición durante el Permo-Triásico se piensa que

fueron fluviales y marino costeras (probablemente incluso lacustres), como discutió ROEP (1972). Los carbonatos suprayacentes son marinos.

Es importante notar que las columnas estratigráficas de las secuencias del Permo-Triásico al Triásico de todas las unidades de Sierra Espuña reflejan un cambio brusco de condiciones de depósito durante el Triásico, de pelítico-cuarcítico a carbonato, que es característico de la mayor parte de las unidades de la Zona Bética.

No se ha encontrado ningún depósito post-Triásico en las unidades tectónicas. Para explicar este hecho pueden emitirse varias hipótesis: 1) «transgresión tectónica» durante el Jurásico; 2) un prolongado período de no deposición durante el Mesozoico Superior y parte del Terciario, y 3) completa erosión de una secuencia relativamente delgada de depósitos post-Triásicos.

Las estrechas analogías en el desarrollo estratigráfico de las unidades estructurales de la Sierra de Espuña, especialmente las analogías entre unidades adyacentes, sugieren una relación paleogeográfica estrecha. Teniendo en cuenta la presente superposición, parece lógica una ordenación paleogeográfica: ámbito Maláguide (Morrón de Totana y Atalaya)-Morrón Largo-Santa Yéchar-ámbito Alpujárride (Los Guillemos y Los Molinos). A la vista de la falta de datos en lo que concierne a la dirección de transporte de las unidades, permanece sin respuesta la cuestión de si el ámbito Maláguide estaba situado al N. o al S. del Alpujárride.

Se piensa que las unidades han sido emplazadas durante, al menos, dos fases tectónicas separadas, caracterizadas por importantes traslaciones horizontales. Durante la primera, las unidades se individualizaron. Esta fase se considera sin- o pre-metamórfica (y sin- o pre-esquistosidad), como se refleja en la disminución gradual en el grado de metamorfismo hacia unidades más altas. El cabalgamiento durante la segunda fase dio lugar a fuerte reducción tectónica y discontinuidad en el grado de recristalización metamórfica en los contactos entre unidades. Posteriormente, un plegamiento de gran escala afectó a las unidades.

La datación de las fases de cabalgamiento es necesariamente muy inexacta, ya que en esta Hoja las rocas más jóvenes afectadas son de edad Triásica, y las más antiguas no afectadas son del Neógeno.

Las observaciones de la Hoja de Coy conducen a una datación más precisa.

En la última etapa de la historia orogénica, la Sierra Espuña ha sido afectada activamente por fallamiento, principalmente fallas normales. Algunas de las fallas afectan los depósitos del Neógeno Superior. Puesto que el Neógeno Superior cubre algunas partes altas de la Sierra de Espuña, se deduce que ésta apareció como consecuencia del fallamiento.

4.1.3 BETICO DE LA PINILLA

Las series permotriásicas del complejo Nevado-Filábride se presentan en esta zona con unas características sedimentológicas algo diferentes de lo que hemos visto en las demás unidades. También corresponden a una sedimentación detrítico-arcillosa, que vendría a cubrir en discordancia a la serie paleozoica inferior (que no aflora en la Hoja de Totana), pero en general parecen ser sedimentos más finos, y no hemos encontrado conglomerados. Hay numerosos episodios calizos, e incluso niveles yesíferos, lo que viene a reforzar la idea de que nos hallamos en una parte más interior de la cuenca permotriásica que lo que vimos en los ámbitos Maláguide y Alpujárride.

Las calizas Triásicas marcan el definitivo cambio a condiciones típicamente marinas, lo que es característico en todo el ámbito del Triásico alpino bético.

4.2 SEDIMENTOS POST-MANTOS

En los bordes meridionales de la Sierra de Carrascoy las series neógenas están fuertemente reducidas. Este sector no fue más que momentáneamente sumergido en el Tortoniense Superior (O. de la Murta, Rambla del Romero), pero no parece haber estado recubierto por el mar Andaluciense.

Por el contrario, alejándose del macizo de Carrascoy hacia el S., se abre una amplia cuenca conocida, bien por sondeos (El Escobar, Los Lardines), bien por afloramientos (O. de la Pinilla), comunicándose al S. con la región de Mazarrón.

Comenzada la sedimentación en el Tortoniense Superior, la sedimentación marina continúa en el Mioceno Terminal, sumergiendo los últimos paleorrelieves residuales. Durante el Mioceno Terminal, manifestaciones volcánicas submarinas originan la acumulación de brechas piroclásticas sin-sedimentarias, asociadas a tobas volcánicas micáceas. En la parte alta del Mioceno Terminal, el depósito de capas rojas marca la retirada del mar Mioceno. Esta región permanecerá emergida y, en el Plioceno, el mar permanecerá acantonado más al S., en el litoral del Puerto de Mazarrón.

Las formaciones conocidas en los alrededores de Totana: evaporitas del Tortoniense Superior, margas Andalucienses poco potentes, con fauna empobrecida, conglomerados continentales, corresponden a una sedimentación diferente que se parece a los depósitos conocidos más al NE. en la cubeta de Alhama de Murcia-Fortuna. Aquéllos se han producido en condiciones de medio semiconfinado, que atestiguan comunicaciones difíciles con el resto del dominio marino.

La sedimentación post-miocena está marcada por la extensión de man-

tos de depósitos continentales rubefactados y encalichados en su parte alta, de edad Plio-Cuaternaria. Estas formaciones reposan en discordancia sobre el Mioceno Superior y hasta sobre el substrato pre-Neógeno.

Posteriormente y durante el Cuaternario se producen en el pie meridional de las Sierras de Espuña y Carrascoy amplios glaciares conglomeráticos fuertemente consolidados.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Aunque en la formación Murta, de la unidad Carrascoy, están presentes grandes acumulaciones locales de yeso, este material no se explota en la actualidad a causa del mal acceso. Al E. de la colina de La Pala se encuentran dos canteras abandonadas de yeso.

Al NE. de Totana hay canteras de yeso en el Tortoniense.

En las proximidades de La Murta se explotan en cantera las calizas bioclásticas tortonienses.

Antiguamente se ha explotado, en pequeña escala, mineral de hierro, como lo atestiguan las minas abandonadas de Cabezo Negro (Sierra de Carrascoy), y en la ladera sur de Cabezo del Charco. El mineral es hematites, que aparece diseminado en carbonatos fuertemente limonitizados de la parte basal de la formación Filos de la unidad Carrascoy. Está asociado principalmente con las masas de rocas ígneas. Su intrusión se tiene por responsable de la concentración local del mineral, cuyo origen se supone sedimentario.

6 PETROGRAFIA

6.1 SIERRA DE ESPUÑA

6.1.1 METAMORFISMO

Las secuencias de todas las unidades tectónicas de la Sierra de Espuña muestran los efectos de metamorfismo alpino. Como ya se dijo, es sincinemático, relacionado con la primera fase de deformación alpina. El grado es bajo; nunca sobrepasa la subfacies más baja de la facies de esquistos verdes.

La disminución del grado de recristalización metamórfica, en consonancia con la disminución de la profundidad tectónica, se refleja en los términos descriptivos usados para las rocas de origen pelítico, esto es, filitas en la unidad Los Molinos, pizarras en la de Los Guillemos, argilitas y pizarras en la de Santa-Yéchar, y argilitas en las de Morrón Largo, Atalaya y Morrón de Totana.

Casi siempre es incompleta la recristalización, como se ve por la conservación de granos de origen sedimentario, incluso en rocas de la unidad de más alto metamorfismo: la de Los Molinos.

Los minerales de neoformación incluyen cuarzo, mica incolora, clorita y opacos. En los carbonatos, a menudo se encuentran cristales idioblásticos de albita que se consideran formados diagenéticamente; no son producto de metamorfismo.

Las rocas prealpinas de la formación Algarrobo de la unidad Atalaya atestiguan un grado de metamorfismo equivalente al que se deduce ha afectado a las rocas alpinas de esta unidad. Por lo tanto, no puede llegarse a la conclusión de un metamorfismo herciniano en esta área.

6.2 SIERRA DE CARRASCOY

6.2.1 METAMORFISMO

Las rocas de las cuatro unidades tectónicas distinguidas en la Sierra de Carrascoy presentan los efectos de un metamorfismo alpino de bajo grado. Para la comparación del grado de metamorfismo entre las diversas unidades, las rocas más adecuadas son las pelíticas; en el campo puede hacerse, a *grosso modo*, una subdivisión en argilitas, pizarras y filitas. En las argilitas, el metamorfismo ha dado lugar a la neoformación de material sericítico, clorita y cuarzo, y en las pizarras y filitas, a la neoformación de mica incolora (moscovita, a veces paragonita), clorita, albita y cuarzo. De acuerdo con KAMPSCHUUR (1972), la formación de estos minerales es sin-cinemática, y relacionada a la primera fase de deformación (D_1), que ha afectado a las secuencias litológicas de las cuatro unidades.

El grado de metamorfismo raramente sobrepasa el de la facies de los esquistos verdes. Puede recalcar, sin embargo, que la presencia de croisita en algunas metabasitas sugiere transiciones locales a las condiciones de la facies de esquistos con glaucófana. KAMPSCHUUR encontró imposible clasificar las rocas de las diferentes unidades tectónicas de acuerdo con el grado de metamorfismo, basándose únicamente en estudio microscópico. Por tanto, usó difractogramas de muestras pulverizadas de rocas de la secuencia de cada unidad, al objeto de establecer la coexistencia de moscovita-paragonita y la cristalinidad de la illita y la clorita. Los resultados le llevaron a la conclusión de que: 1) el metamorfismo de las rocas de la unidad Romero es más bajo que el de la unidad Carrascoy, igual o ligeramente más bajo que el de Pestillos, e igual o ligeramente más alto que el de Navela; 2) el metamorfismo de las rocas de la unidad Carrascoy es igual o ligeramente mayor que el de Pestillos, y mayor que el de Navela, y 3) el metamorfismo de la unidad Pestillos es mayor que el de las rocas de la unidad Navela.

6.2.2 ROCAS IGNEAS

Como ya se dijo, las rocas ígneas básicas, intercaladas en las secuen-

cias litológicas de las formaciones Murta y Filos, de la unidad Carrascoy, pueden describirse junto con las intercalaciones en la secuencia de la formación Fuente Aledo, de la unidad Romero.

Parece apropiado el término general «metabasita», a la vista del bajo grado de metamorfismo regional que han sufrido las rocas. Además, han conservado invariablemente su hábito masivo. Los relictos texturales y mineralógicos de origen magmático indican que originalmente son diabasas. El origen intrusivo de las masas se evidencia por la presencia de «bordes enfriados» finamente granulares, y por el metamorfismo sufrido por los sedimentos adyacentes. La relación con las rocas encajantes es siempre concordante y las masas son evidentemente sills.

6.2.2.1 Estudio petrográfico

Los minerales relictos de origen magmático incluyen: clinopiroxeno incoloro, hornblenda marrón a pardo-verdosa, biotita, plagioclasa (An. 37-50) e intercrecimientos granofídicos de cuarzo y feldespato potásico.

Los minerales producidos por metamorfismo regional incluyen: anfíbol actinolítico verde-azulado, croisita (rara; sólo en rocas de la unidad Carrascoy), albita, esencialmente mica incolora, clorita, cuarzo y minerales del grupo de la epidota.

Se encuentran todas las transiciones, desde rocas con textura ofítica prácticamente intacta y con abundantes minerales relictos, hasta rocas cuyo origen ígneo es justificable con dificultad al microscopio. La plagioclasa, habitualmente está completamente pseudomorfizada por agregados consistentes en mica incolora y minerales del grupo de la epidota. Algunas láminas contienen albita en damero, presumiblemente formada por albitización de feldespato potásico.

La asociación de minerales formados por metamorfismo indica la facies de los esquistos verdes. Sin embargo, la presencia original de croisita sugiere transición local a la facies de los esquistos con glaucofana.

6.2.2.2 Fenómeno de contacto

Los sedimentos invadidos muestran los efectos de metasomatismo. Esto es especialmente notable en rocas del miembro «pizarras verdes» de la formación Fuente Aledo, de la unidad Romero. Aquí, las pelitas pueden transformarse, en una zona que mide más de 2 m. desde el contacto, en un tipo de roca granular más o menos masivo, que parece ser rico en albita y que además contiene clorita, sericita, cuarzo, epidota y opacos. Estas rocas son «adinoles», que resultan de la introducción de sodio a partir del magma básico. Localmente se encuentra un tipo esferulítico de adinol, con agregados globulares de albita, que pueden medir más de 6 cm. de diámetro.

Cuando las rocas son carbonatos, la alteración puede estar indicada por cambio de color en una estrecha zona en el contacto inmediato, y por la presencia de manchitas parduzcas consistentes en material carbonático, albita y mineralización, ocasionalmente junto con biotita, mica incolora, clorita y epidota.

KAMPSCHUUR (1972) sugiere que la ausencia de minerales de alta temperatura en los contactos de los gruesos sills básicos, combinado con la delgadez de la zona de contacto, indica que la intrusión tuvo lugar en sedimentos húmedos inconsolidados, y el enriquecimiento en Na en las rocas se debió al escape de vapores del magma. Esto, evidentemente, pudo implicar que las rocas básicas son de edad Triásica.

6.3 BETICO DE LA PINILLA

6.3.1 METAMORFISMO

Las rocas de la serie Nevado-Filábride presentan un metamorfismo pluri-facial, en general de más alto grado que el resto de las secuencias Béticas que aparecen en la Hoja.

Los esquistos micáceos corresponden a la facies de los esquistos verdes, y sus paragénesis varían desde: cuarzo-moscovita-clorita, a cuarzo-moscovita-albita-cloritoide-granate. En algún caso la facies que presentan actualmente puede deberse a un metamorfismo retrógrado, y la roca original correspondería inicialmente a un grado más alto, como podría suceder con aquellas muestras cuyo estudio ha denunciado la presencia de granate.

También corresponden a la facies de los esquistos verdes algunas masas de metabasita, de paragénesis: hornblenda-zoisita-albita-prehnita, a las que las condiciones termodinámicas no afectaron con suficiente intensidad, como al resto de las rocas de origen ígneo que a continuación describiremos, para transformarlas en anfibolitas (a causa de la relativa «profundidad tectónica» alcanzada durante la fase orogénica causante de la pila inicial de mantos).

Las anfibolitas, derivadas de masas ígneas producidas durante el Triásico Inferior probablemente, tienen como constituyentes principales: hornblenda y epidota, y entre los accesorios deben destacarse la albita, granates y prehnita. En algunas aparece clinopiroxeno, y se presentan con una textura masiva, de grano fino a medio, detalles que confirman el origen ígneo de estas rocas.

7 BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J.; BODENHAUSEN, J. W. A.; FERNEX, F., y SIMON, O. J. (1965). «Remarques sur la structure de la Sierra de Carrascos (prov. de Murcie, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, pp. 51-53.

- BLUMENTHAL, M. (1933).—«Das Paläozoikum von Malaga als tektonische Leitzone im alpidischen Andalusien». *Geol. Rundschau*, 24, pp. 170-187.
- (1950).—«Eine Uebersicht über die tektonische Fenster der Betischen Cordilleren». *Libro Jubilar, 1848-1949, I.G.M.E.*, I, pp. 237-313.
- BODENHAUSEN, J. W. A., y SIMON, O. J. (1965).—«On the tectonics of the Sierra de Carrascoy (province of Murcia)». *Geol. en Mijnb.*, 44, pp. 251-253.
- BOOGAARD, M. van den (1966).—«Post-Carboniferous conodonts from south-eastern Spain». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, 69, pp. 1-8.
- DUPUY DE LOME, E., y LOZANO, S. (1958).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Explicación de la Hoja n.º 954, Totana (Murcia)». *I.G.M.E.*, pp. 1-70.
- DUPUY DE LOME, E., y TRIGUEROS, E. (1958).—«Mapa geológico de España. Explicación de la Hoja n.º 932, Coy». *I.G.M.E.*, p. 96.
- DURAND DELGA, M., y FONTBOTE, J. M. (1960).—«Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie». *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn* (2), III, fasc. 4, pp. 181-187.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. J. (1969 a).—«Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)». *Verh. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch., Afd. Natuurk. eerste reeks*, 25, 3, pp. 1-90.
- (1969 b).—«Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures». *Geol. en Mijnb.*, 48, pp. 296-305.
- EGELER, C. G.; RONDEEL, H. E., y SIMON, O. J. (1971).—«Considerations on the grouping of the tectonic units of the Betic Zona, Southern Spain». *Est. Geol.*, 27, 6, pp. 463-473.
- FALLOT, P. (1929).—«Esquisse géologique du massif de la Sierra Espuña (prov. de Murcie)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 29, pp. 199-215.
- (1930).—«Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétique et sub-bétique». *Livre jubilaire Soc. Géol. France*, pp. 279-305.
- (1945).—«Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor». *Inst. «Lucas Mallada», C.S.I.C.*, Madrid, p. 719.
- (1948).—«Les Cordillères Bétiques». *Est. Geol.*, 4, pp. 83-172.
- FERNEX, F. (1962).—«Remarques sur la tectonique du Bétique de Málaga oriental de Lorca-Vélez Rubio (Espagne méridionale)». *Arch. Sc.*, 15, pp. 333-361.
- (1968).—«Tectonique et paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de la Paca-Lorca-Aguilas (Cordillères Bétiques, Espagne méridionale)». Thèse Paris, 576 p.
- KAMPSCHUUR, W. (1972).—«Geology of the Sierra de Carrascoy (SE. Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation». Thesis Amsterdam.
- LEINE, L. (1968).—«Rauhwackes in the Betic Cordilleras (Spain)». Tesis Amsterdam, pp. 1-112.

- LEINE, L., y EGELER, C. G. (1962).—«Preliminary note on the origin of the so-called "Konglomeratische Mergel" and associated "Rauhwackes" in the region of Menas de Serón, Sierra de los Filabres (SE. Spain)». *Geol. en Mijnb.*, 41, pp. 305-314.
- MAC GILLAVRY, H. J.; GEEL, T.; ROEP., Th. B., y SOEDIONO, H. (1963).—«Further notes on the geology of the Betic of Málaga, the Subbetic and the zone between these two units, in the region of Vélez Rubio (Southern Spain)». *Geol. Rundsch.*, 53, pp. 233-256.
- MARTINEZ, D. T., y MESEGUER, J. (1952).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Explicación de la Hoja n.º 933, Alhama de Murcia (Murcia)». *I.G.M.E.*, pp. 1-71.
- MONTENAT, Ch. (1970).—«Sur l'importance des mouvements orogéniques récents dans le Sud-Est de l'Espagne (Provinces d'Alicante et de Murcie)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270, pp. 3194-3197.
- MONTENAT, Ch., y MARTINEZ, C. (1970).—«Stratigraphie et micropaleontologie du neogene au Sud de Murcia (Chaines Betiques, Espagne)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 270, pp. 592-595.
- NAVARRO, A., y TRIGUEROS, E. (1963).—«Estudio geológico del borde oriental de la Sierra Espuña». *Not. y Com.*, *I.G.M.E.*, 70, pp. 205-210.
- PAQUET, J. (1966).—«Age de mise en place des unités supérieures de la Sierra de Espuña et de la partie méridionale du Subbétique (Province de Murcie, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 8, pp. 946-955.
- (1968).—«Les différentes phases orogéniques des Cordillères Bétiques dans l'Ouest de la Province de Murcie. Espagne méridionale». 23 *Inst. Geol. Congress*, 3, pp. 43-48.
- (1969).—«Etude géologique de l'Ouest de la Province de Murcie (Espagne)». *Mém. Soc. Géol. France*, 111, 270 p.
- PATIJN, R. J. H. (1937).—«Geologische onderzoekingen in de oostelijke Betische Cordilleern». Thesis Amsterdam, pp. 1-130.
- ROEP, Th. B. (1972).—«Stratigraphy of the "Permo-Triassic" Saladilla formation and its tectonic setting in the Betic of Málaga (Vélez Rubio Region, SE. Spain)». *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetensch.*, Serie B, 75, pp. 223-247.
- SIMON, O. J. (1963).—«Geological investigations in the Sierra de Almagro southeastern Spain». Thesis Amsterdam, pp. 1-164.
- (1964).—«The Almagro unit; a new structural element in the Betic Zone?». *Geol. y Mijnb.*, 43, pp. 331-334.
- (1966 a).—«Note préliminaire sur l'âge des roches de l'unité Cucharón dans la Sierra de Carrascos (province de Murcie, Espagne)». *Geol. en Mijnb.*, 45, pp. 112-113.
- (1966 b).—«The age of the conodont-bearing carbonate rocks from the Sierras de Carrascos, de Almagro and Alhamilla and from the Zarcilla de Ramos region (SE. Spain)». *Proc. Kon. Akad. v. Wetensch.*, Serie B, 69, pp. 9-19.

- (1967).—«Note préliminaire sur la géologie des Sierras de Carrascoy, de Orihuela et de Callosa de Segura (provinces de Murcie et d'Alicante, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, pp. 42-44.
- SOEDIONO, H. (1971).—«Geological investigations in the Chirivel area, vince of Almería-south-eastern Spain». Thesis Amsterdam, 144 p.
- STAUB, R. (1934).—«Der Deckenbau Süds paniens in den Betischen Cordilleren». *Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich*, 79, pp. 271-332.
- TEMPLADO MARTINEZ, D.; MESEGUER PARDO, J.; FERNANDEZ BECERRIL, Y. M., y ABBAD Y BERGER, M. (1958).—«Mapa geológico de España. Explicación de la Hoja n.º 933, Alhama de Murcia». *I.G.M.E.*, 71 p.
- TRIGUEROS, E., y NAVARRO, A. (1961).—«Estudio geológico de los términos de Aledo y Totana (parte N.) (prov. Murcia)». *Not. y Com. I.G.M.E.*, 61, pp. 3-20.
- (1960-1962).—«Le Trias des Sierras de Espuña et de Chichar (ou de Tercia) (province de Murcie, Espagne)». In *Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot*, I, pp. 163-168, *Mém. h. série Soc. Géol. France*.
- (1966).—«Mapa Geológico de la provincia de Murcia, escala 1:200.000». *I.G.M.E.*
- VRIES, W. C. P. de, y ZWAAN, K. B. (1967).—«Alpujarride succession in the central Sierra de las Estancias, Province of Almería, SE. Spain». *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetensch.*, Serie B, 70, pp. 443-453.





INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID