



# IGME

1.031

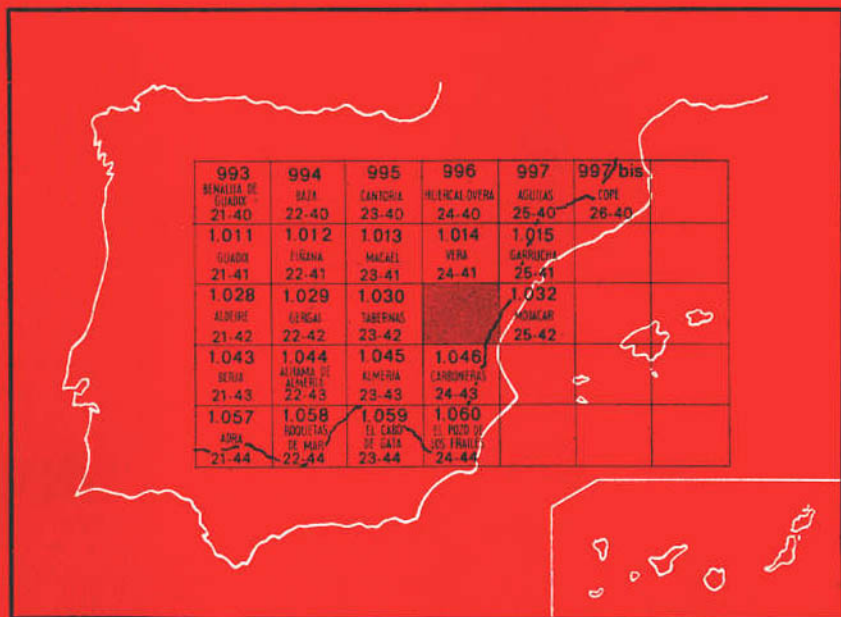
24-42

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# SORBAS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

E. 1:50.000

**SORBAS**

**Segunda serie - Primera edición**

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA

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

*Cartografía:* W. Kampschuur (Doctor en Geología); G. García Monzón (Licenciado en Geología) y V. Verburt (Licenciado en Geología).

*Memoria:* W. Kampschuur y G. García Monzón.

*Micropaleontología:* E. Perconig (Doctor Profesor en Ciencias Naturales).

*Sedimentología:* María del Carmen Fernández-Luanco (Licenciada en Geología) y J. U. Martínez (Licenciado en Geología).

#### **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 - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 29.226 - 1975

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

## **1 INTRODUCCION**

La geología de la Hoja de Sorbas es una recopilación realizada por W. KAMPSCHUUR y G. GARCIA MONZON, basada en los trabajos de los siguientes autores: L. WESTRA (1973), BRUINSMA (1974), RONDEEL (1965), VROOM (1965), G. WESTRA (1969), C. H. RUEGG (1964) y HELMERS (en preparación).

La parte este de la Sierra de Alhamilla ha sido cartografiada por VERBURG (1973), completando KAMPSCHUUR la cartografía de los materiales pre-terciarios.

G. GARCIA MONZON ha completado la cartografía de los terrenos terciarios.

Los datos litológicos y petrológicos son de NIJHUIS (1964), RONDEEL (1965) y G. WESTRA (1969); los estructurales, de LANGENBERG (1972), KAMPSCHUUR (en preparación) y KAMPSCHUUR y RONDEEL (en preparación).

### **1.1 GEOLOGIA REGIONAL DE LA ZONA BETICA**

El área cartografiada se sitúa al SE. de España, en la provincia de Almería, formando parte de las Cordilleras Béticas.

Las Béticas se subdividen en una zona externa y otra interna. Aquí trataremos las directrices geológicas de esa última zona, llamada también zona Bética.

La estructura de la zona Bética es el resultado de una gran serie de cabalgamientos (BROUWER & ZEIJLMANS VAN EMMICHOVEN, 1924, y BROUWER, 1926), que ha dado estructuras de tipo alpino. Se distinguen cuatro complejos tectónicos (EGELER & SIMON, 1969a, 1969b), de abajo arriba: 1) Complejo Nevado-Filábride; 2) Complejo Ballabona-Cucharón; 3) Complejo Alpujárride, y 4) Complejo Maláguide.

En muchos sitios estos complejos comprenden más de una unidad estructural. La comparación de columnas estratigráficas de unidades pertenecientes a diferentes complejos revela claras diferencias en el desarrollo lito-estratigráfico, indicando que la subdivisión de las respectivas series permo-triásicas y triásicas tienen marcadas diferencias en el grado de metamorfismo regional de edad alpina.

Las series Nevado-Filábrides presentan un metamorfismo de grado medio; las Ballabona-Cucharón y Alpujárrides un grado bajo, mientras que las Maláguides no están metamorfozadas.

Puede hacerse una distinción entre zócalo y cobertera para los materiales del Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, pero en el Ballabona-Cucharón no se ha encontrado el zócalo.

La cobertera del Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón y Alpujárride comprende solamente materiales permo-triásicos y triásicos; el Maláguide tiene además Jurásico, Cretácico Inferior y Terciario. En el área cartografiada se presentan los complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide.

## **2 ESTRATIGRAFIA Y PETROGRAFIA**

### **2.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE**

Se distinguen las siguientes unidades de techo a muro:

Formación Las Casas: (Rocas carbonatadas, micasquistos, cuarcitas y micasquistos anfibólicos.)

Formación Huertecica: (Rocas carbonatadas, micasquistos y yesos.)

Formación Tahal: (Micasquistos albiticos, gneises albiticos, cuarcitas e intercalaciones carbonatadas en la parte superior.)

Formación Nevada: (Micasquistos grafitosos con granate, cuarcitas, rocas carbonatadas, micasquistos calcáreos, gneises con turmalinas y metagranitos, rocas piroxénicas.)

Las series de las formaciones Las Casas, Huertecica, Techo de la Tahal y Nevada contienen sills básicos, representados por metabasitas. Además, existen masas de serpentinitas asociadas a las formaciones Las Casas y Nevada que pertenecen al Complejo Nevado-Filábride.

En la Hoja de Sorbas no aparecen la Formación Huertecica ni tampoco Serpentinita. En cuanto a las metabasitas, solamente se encuentran las intruidas en la Formación Las Casas.

En el Complejo Nevado-Filábride se distinguen al menos tres unidades tectónicas (véase también HELMERS & VOET, 1967), que de abajo arriba son: Unidad Nevado-Lubrín, Unidad Bédar y Unidad Almocazar. Cada una de ellas está formada por la sucesión litográfica antes mencionada.

Hay que hacer constar la reducción de las formaciones Tahal y Huertecica en las dos unidades tectónicas superiores (véase fig. 1). Esta reducción está causada por la sedimentación y una fuerte tectonización (HELMERS & VOET, 1967).

Desde un punto de vista general el Complejo Nevado-Filábride se sitúa bajo el Alpujárride. La base de la unidad tectónica inferior (Nevado-Lubrín) se desconoce; por tanto, la naturaleza paraautóctona o alóctona se desconoce también.

No se han encontrado fósiles en este complejo.

#### 2.1.1 FORMACION NEVADA (PC-P<sub>η</sub>) (P<sub>1</sub>γ)

El nombre fue introducido por HELMERS (en preparación) para las rocas que constituyen el zócalo de las unidades tectónicas del Complejo Nevado-Filábride.

Para su distribución véase el mapa.

Se compone de una alternancia de micasquistos con granate (a veces ricos en grafitos) y cuarcitas. Debido a las variaciones en el contenido de grafito, los micasquistos con granate varían en color desde el gris claro a marrón negruzco. La meteorización da un tinte marrón rojizo. A veces se intercalan rocas carbonatadas grisáceas que no exceden de 2 m. de potencia.

Un hecho común es la abundancia en los esquistos grafiticos de cristales de granate euhedrales de color marrón oscuro con más de 1 cm. de diámetro. A veces se ve en el campo cloritoide verde oscuro y distena azul clara, y en menor proporción, turmalina en prismas negros.

En las unidades tectónicas superiores aparecen gneises con turmalina marrón grisáceo a blancos y rocas piroxénicas verdes. En la Sierra de Bédar, al norte de Los Castaños, los gneises con turmalina forman una gran masa de varios cientos de metros de potencia. El color muy claro se debe a la abundancia de feldespato blanco y cuarzo. Además, los gneises contienen gran cantidad de mica verde muy clara, en general orientada paralelamente, y turmalina en grandes prismas negros. Según la textura puede hacerse una subdivisión en tres grupos: metagranitos y gneises graníticos augen-gneises (gneises ojosos) y gneises granudos, pudiéndose dar todas las transiciones entre estos grupos.

Las rocas piroxénicas tienen un papel muy subordinado en la Formación

Nevada. Generalmente se intercalan en los micasquistos grafitosos con granate y ocasionalmente se asocian con rocas carbonatadas.

Los aspectos macroscópicos y microscópicos son muy variados; frescos tienen coloración verde, masivos y sin textura paralela. Los piroxenos verdes y anfíboles se observan a simple vista.

Por regla general la esquistosidad está bien marcada, siendo paralela al bandeado litológico y plegada a escala micro y mesoscópica.

Como su base se desconoce, damos una potencia mínima de 370 m.

Los micasquistos con granate (y grafito) y cuarcitas están constituidos fundamentalmente por cuarzo, mica blanca (moscovita y paragonita) y granates. En menor cantidad hay clorita, biotita, cloritoide, carbonato y minerales del grupo de la epidota (zoisita-B, clinozoisita, epidota y ortita), entre los accesorios: apatito, rutilo, titanita, turmalina, circón y mena (hematites y magnetita).

Desde el punto de vista petrológico, la estauroлита, distena y granate son los más importantes en los micasquistos, apareciendo en estrecha asociación tanto en los tipos grafitosos como en los que no tienen grafito.

Localmente aparecen albita, oligoclasa y anfíbol azul verdoso. La presencia de grafito ha sido detectada por diagramas de polvo en rayos X (NIJHUIS, 1964).

La esquistosidad está causada por la disposición paralela de micas blancas, que a veces forman arcos poligonales en los micropliegues.

Los granates en sección delgada son de color rosa, mostrando una marcada tendencia hacia un desarrollo idioblástico. Sus propiedades físicas y su bajo contenido en MnO, indican una composición rica en almandino. Por regla general los cristales están fracturados y corroídos por clorita, biotita, mica blanca y ocasionalmente por cloritoide y albita.

Los granates atolón («atoll garnet») son comunes tanto en los esquistos como en las rocas piroxeno-sódicas estrechamente asociadas a los esquistos. El mineral se altera a clorita, biotita y mica blanca. El cloritoide está generalmente paralelo a la esquistosidad.

La turmalina tiene color marrón amarillento o verde azulado. Es importante el hecho descrito por NIJHUIS (1964), de la existencia de estauroлита anhedral corroída por mica blanca y/o biotita y distena y a veces corroída y rodeada por cloritoide. Ocasionalmente muestra líneas de inclusión de epidota y mena metálica. La distena y estauroлита aparecen generalmente en intercrecimientos paralelos; el plano (010) de la estauroлита es paralelo al (001) de la distena. La asociación de estauroлита y distena solamente se da en las proximidades de los gneises con turmalina. La albita aparece cerca de las intercalaciones gneísicas.

Las cuarcitas contienen grandes cantidades de turmalina cuando están rodeadas de gneises con turmalina.

Las rocas carbonatadas blancas están constituidas casi exclusivamente

**COMPOSICION COLUMNAR DE LAS SECCIONES DEL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE**

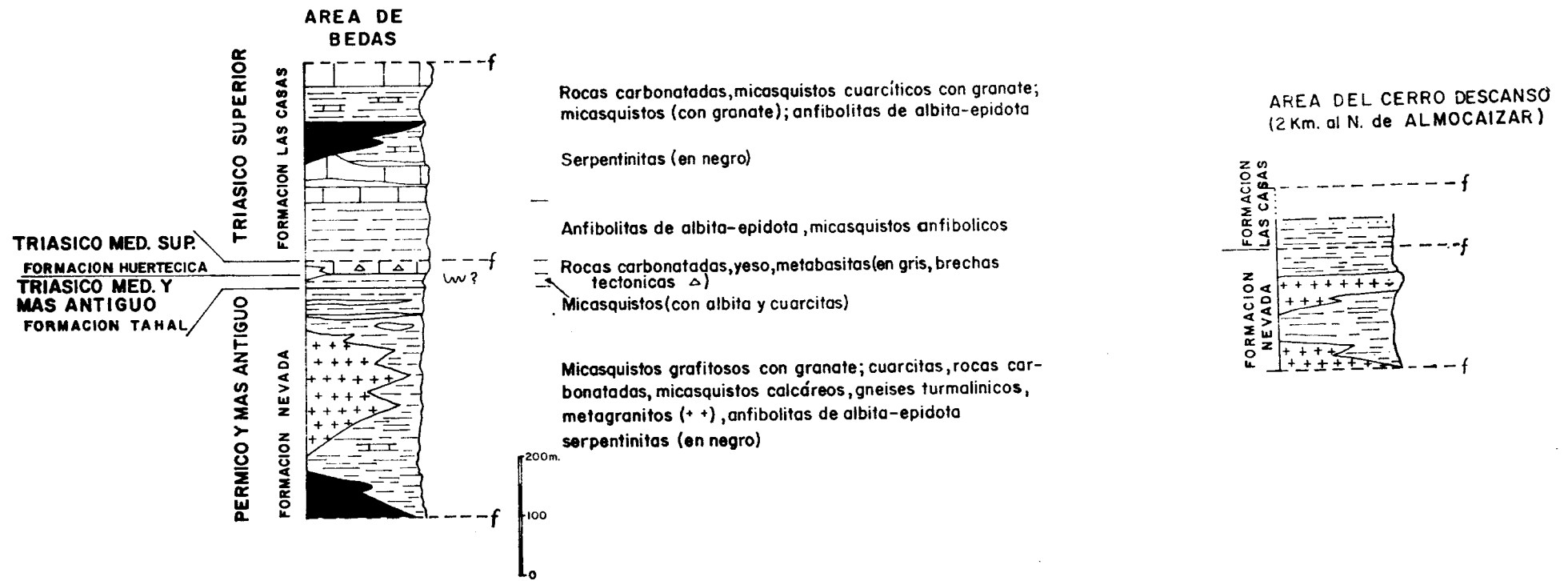


Figura 1



por calcita y dolomita, además de pequeñas cantidades de mica blanca y cuarzo. La composición mineralógica de las rocas carbonatadas y micasquistos calcáreos es: albita, tremolita, biotita, calcita, clorita, epidota, granate, grafito, cuarzo, rutilo, turmalina, titanita, zoisita-B y mena metálica.

Los gneises con turmalina están constituidos principalmente por albita, microclina y cuarzo, además de moscovita y turmalina. Como accesorios: apatito, biotita, epidota, fluorita, granate, titanita, topacio y circón.

En algunas muestras se encuentran pseudomorfos de cuarzo de alta temperatura, incluidos en megacristales de microclina peritita.

Según NIJHUIS, los metagranitos y gneises graníticos, así como gneises glandulares y granudos, representan diferentes etapas en el proceso mecánico y subsecuente recristalización del mismo material de origen. Los metagranitos han conservado en parte su carácter granítico original.

De la transición gradual anterior puede concluirse que los metagranitos y gneises graníticos, y al menos una importante parte de los gneises con turmalina se originaron a partir de granito y/o rocas ácidas.

La diferencia actual en textura y composición se considera que es resultado de cataclasis y recristalización.

Las rocas piroxénicas contienen los siguientes minerales: albita, anfíbol azul-verde, apatito, biotita, epidota, granate, glaucofana, mica blanca, mena, clinopiroxeno, cuarzo rutilo, titanita, turmalina y circón.

Según VOET, 1967, que describió rocas comparables en la Formación Nevada al sur de Macael (Hoja núm. 23-41), las rocas piroxénicas son probablemente equivalentes metamórficas de sedimentos calcáreos muy impuros. Es muy probable que el magma que dio lugar al material origen de los gneises con turmalina suministró el calor y material responsable de este metamorfismo.

#### 2.1.2 FORMACION TAHAL (P-T<sub>A-2</sub><sup>n</sup>)

Su nombre se deriva del pueblo de Tahal (véase Hoja núm. 23-41, Macael).

Según LINTHOUT (comunicación personal), la presencia de conglomerados en la base de esta formación indica que el contacto con la Formación Nevada infrayacente es de naturaleza estratigráfica.

Comprende una monótona sucesión de micasquistos (albiticos), gneises albiticos y cuarcitas, estando presentes todos los tipos intermedios. Las intercalaciones carbonatadas son raras, apareciendo principalmente en la parte superior de la serie.

El color de los esquistos varía de gris claro a oscuro y el de las cuarcitas de blanco a gris; las intercalaciones carbonatadas son amarillentas y las cuarcitas ferruginosas son marrón rojizo.

La mayoría de los esquistos de la Formación Tahal presentan una esquistosidad bien desarrollada, normalmente paralela al bandeado litológico, acen-

tuada por la alternancia de bandas con alta proporción en cuarzo, mica blanca o albita. La esquistosidad está por lo general fuertemente plegada a escala micro y macroscópica.

En el área cartografiada la potencia de esta formación varía desde 0 a 150 m.

Mineralógicamente las rocas de esta formación se componen de: anfíbol (anfíbol azul-verdoso y tremolita), apatito, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, epidota, granate, distena, moscovita y mena (intercrecimiento de ilmenita y hematites).

Puede hacerse una subdivisión en dos subgrupos, según la presencia de albita (NIJHUIS, 1964, & LANGENBERG, 1972).

La esquistosidad, que a menudo se presenta fuertemente microplegada, se debe a la disposición paralela de mica blanca y prismas de epidota.

En los micropliegues, los cristales de mica dan lugar a arcos poligonales. La albita aparece como porfidoblastos con inclusiones de mica blanca, cuarzo, epidota, rutilo, turmalina, mena y circón. Estos porfidoblastos están a menudo rodeados por una estrecha banda de oligoclasas.

La clorita también aparece como porfidoblastos de hasta 3 mm. de diámetro.

El cloritoide se dispone paralelamente a la esquistosidad, aunque a veces los cristales están ligeramente rotados.

La distena aparece en distintas formas, ya como cristales subeuhedrales orientados con la dimensión mayor, paralelos a la esquistosidad, o bien como cristales más o menos euhedrales con inclusiones a veces rotacionales.

Los gneises albiticos están constituidos esencialmente por albita y mica blanca con cuarzo; en menor cantidad muestran todos los pasos a micasquistos (con albita).

Las cuarcitas contienen cantidades variables de mica blanca, clorita y epidota, presentando todas las transiciones a micasquistos.

### 2.1.3 FORMACION LAS CASAS ( $T_{A3}^n$ ) ( $T_{A32}^n$ )

Toma el nombre (NIJHUIS) del Cerro de Las Casas, 5 km. al SO. de Lubrín.

El contacto de la Formación Las Casas con la Nevada es fundamentalmente tectónico, explicando en parte la ausencia de las formaciones Tahal y Huertecica (\*).

La Formación Las Casas tectónicamente está debajo de los materiales del Complejo Alpujárride.

Comprende una alternancia de materiales de varios tipos: rocas carbo-

---

(\*) Parcialmente, ya que la reducción de estas dos formaciones se debe también a caracteres sedimentarios.

natadas, micasquistos calcáreos y cuarcíticos (con granate), cuarcitas y micasquistos calcáreos y cuarcíticos (con granate), cuarcitas y micasquistos anfibólicos; encontrándose todos los tipos intermedios.

Los esquistos de la Formación Las Casas son predominantemente cuarcíticos y a menudo contienen porfidoblastos de granates de más de 5 mm. de diámetro.

Las rocas carbonatadas son de colores blanco, azul, amarillo y marrón, y a veces están muy plegadas; el color de los esquistos oscila desde gris plateado a gris oscuro, ocasionalmente presentan un tinte rojizo. Los micasquistos anfibólicos son de color verde, estando asociados con las anfibolitas de albita-epidota y aparecen en la base de la Formación Las Casas.

Litológicamente pueden distinguirse dos series: una, compuesta predominantemente de rocas carbonatadas, y otra, de esquistos (cuarcíticos).

La potencia máxima expuesta es de unos 350 m.

Las rocas carbonatadas presentan una composición mineralógica muy simple, siendo el carbonato el principal constituyente; contienen, además, cantidades variables de cuarzo, albita, anfíbol, clorita, mica blanca, rutilo, turmalina, epidota y mena metálica.

Generalmente las rocas presentan un bandeado litológico, por lo general acentuado por la disposición paralela de las láminas de mica blanca.

Los esquistos contienen: albita, apatito, biotita marrón, cloritoide verde, carbonato, cuarzo, epidota, granate, mica blanca, mena, rutilo, titanita, turmalina, circón y zoisita-B.

#### 2.1.4 EDAD DE LAS ROCAS EN EL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

Debido a la ausencia de fósiles, la edad solamente puede establecerse por comparaciones litológicas en series correlativas de la Ballabona-Cucharón en otras zonas de las Cordilleras Béticas, por ejemplo: Unidades de Almagro y Cucharón, de la Sierra de Almagro (SIMON, 1963); unidades Romero y Carrascoy, de la Sierra de Carrascoy (KAMPSCHUUR, 1972), para las rocas de la cobertera, y con las series Alpujárrides correlacionables en la Sierra de las Estancias (DE VRIES & ZWAAN, 1967), para las rocas del zócalo. Estas correlaciones dan el siguiente esquema estratigráfico para las rocas del Complejo Nevado-Filábride:

- Formación Las Casas ... .. Triásico Superior.
- Formación Huertecica ... .. Triásico Medio a Superior.
- Formación Tahal ... .. Triásico Medio (Inferior?).
- Formación Nevada ... .. Devono-Carbonífero y más antiguo.

Se han hecho determinaciones de edad por métodos radiométricos en algunas muestras de gneises turmalínicos y metagranitos de la Formación

Nevada. Los resultados indican una edad Carbonífero Superior-Pérmico inferior para el emplazamiento del material origen de este metagranito.

Como al menos una parte de los gneises con turmalina pueden considerarse como granitos intruidos, se da para la Formación Nevada una edad probable Pérmico y más antigua.

## 2.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

Se establece el siguiente esquema estratigráfico de techo a muro:

- Formación «carbonatada» (rocas carbonatadas).
- Formación «filítica superior» (filitas y cuarcitas).
- Formación «filítica inferior» (\*) (filitas y cuarcitas).
- Formación «esquistos gneísicos» (micasquistos con granates, cuarcitas, rocas carbonatadas, gneises con turmalina; localmente se intercalan micasquistos con granate).
- Formación «micasquistos» (micasquistos grafitosos con granate, cuarcitas y esquistos epidóticos).

Las series de la formación «filítica superior» contienen filones-capas básicos representados por metabasitas.

Los materiales del Complejo Alpujárride forman el núcleo de la Sierra Cabrera y Alhamilla.

El Complejo de Alpujárride se sitúa, desde un punto de vista regional, entre el Complejo Nevado-Filábride (debajo) y el Maláguide (encima). Rocas de este último aparecen como imbricaciones en el Alpujárride a lo largo de los planos de cabalgamiento paralelos a la estratificación. Las rocas del Complejo Alpujárride han sufrido una intensa tectonización. Al S. y al SE. del área cartografiada, el Complejo Alpujárride muestra imbricaciones internas a lo largo de las zonas de cabalgamiento subparalelas a la estratificación, causando al menos tres repeticiones (véanse cortes I-I' y II-II').

En las rocas de este complejo se han encontrado fósiles, pero no determinables.

### 2.2.1 FORMACION MICASQUISTOS (PC-D<sup>a</sup>) (F<sub>A</sub>)

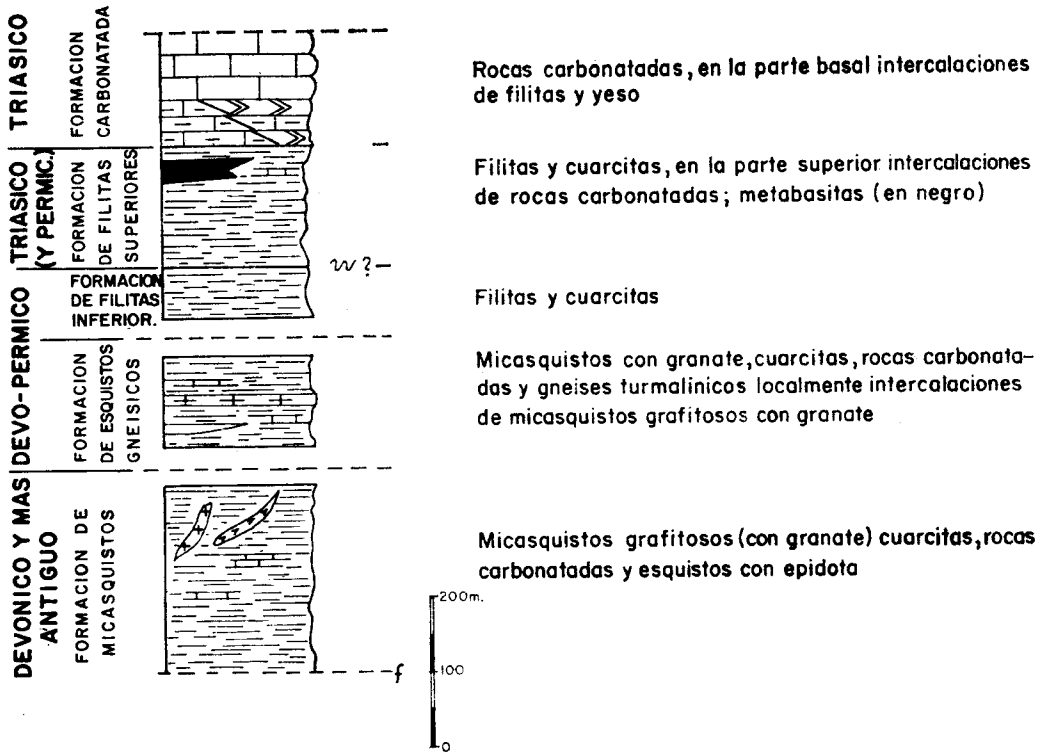
En la zona cartografiada es la que presenta una mayor extensión, estando intensamente plegada y atravesada por venas de cuarzo.

Compuesta principalmente por rocas esquistosas de composición cuarcítica y micácea, apareciendo todos los pasos intermedios entre cuarcitas y micasquistos. Las rocas carbonatadas y las que contienen epidota son muy

---

(\*) La formación «filítica inferior» no se ha diferenciado de la formación «micasquistos», debido a problemas cartográficos.

**COMPOSICION COLUMNAR DE LAS SECCIONES DEL COMPLEJO ALPUJARRIDE**



+++++
Rocas leucocraticas (Solo en el S.E. de la Sierra de la Cabeza)

*Figura 2*

raras. Debido a la continua repetición de rocas cuarcíticas y pelíticas, a su ligera variación mineralógica y a su uniformidad de color, la parte basal del Complejo Alpujarride tiene un aspecto muy monótono.

Las cuarcitas en bandas azuladas y las cuarcitas esquistosas, ya de color claro u oscuro, alternan con los micasquistos, bien con granates o sin ellos. Las capas de cuarcita alcanzan espesores de hasta 3 m., siendo muy dis-

continuas. Muy localmente hay intercalaciones de rocas carbonatadas, acunándose en poca distancia, al menos parcialmente, y debido a fenómenos tectónicos.

La formación micasquistos se pliega isoclinalmente.

Las rocas micáceas presentan una exfoliación muy bien desarrollada, estando atravesada por numerosas venas discontinuas de cuarzo blanco, la mayoría subparalelas a los planos de esquistosidad. Es común y característico en esta formación el alto contenido en óxidos de hierro. En efecto, capas de óxidos de hierro pueden observarse a menudo en los planos de exfoliación de las rocas esquistosas, apareciendo también a lo largo de los planos de crucero de las cuarcitas. Localmente las rocas carbonatadas muestran mineralizaciones de hierro.

En el sector SE. de la Sierra Cabrera aparecen zonas de minerales llamativos (WESTRA, 1969). Existe una transición gradual de rocas pobres en cloritoide (parte central de la Sierra Cabrera) a zonas más ricas al SE. Todavía más al E. aparecen esquistos de estaurólita-andalucita en la zona superior, mientras que micasquistos de sillimanita-andalucita-plagioclasa-biotita-cuarzo y blastitas de sillimanita-plagioclasa-feldespatos K-biotita se encuentran en zonas de un alto grado de metamorfismo.

Localmente existen leucogranitos y diques aplíticos gris verdosos.

El mayor afloramiento de estos leucogranitos y aplitas se sitúa al S. del Cerro del Marqués. Forman pequeños diques que cortan a la esquistosidad, así como lentejones paralelos a la misma. Sus contactos son nítidos, cortando texturas e incluso minerales (porfidoblastos de plagioclasa) de las rocas adyacentes. Es importante destacar que al SE. de la zona, en las rocas con sillimanita, aparecen por otra parte rocas con cloritoide (véase fig. 3). Concluyendo, WESTRA (op. cit.) distingue las siguientes zonas (véase fig. 3): 1) Zona pobre en cloritoide; 2) Zona rica en cloritoide; 3) Zona de estaurólita; 4) Zona de andalucita; 5) Zona de andalucita-sillimanita, y 6) Zona de sillimanita-feldespatos-k.

Las rocas de la formación micasquistos tectónicamente están debajo de la formación «esquistos-gneísicos».

En general, esta última se va reduciendo a nada, causando un contacto tectónico directo entre la formación «micasquistos» y la «filítica inferior».

Para la formación «micasquistos», junto con la de «filitas inferior», la potencia expuesta es de 0-300 m.

Los micasquistos pobres en cloritoide están compuestos por los minerales siguientes: albita, apatito, clorita, cloritoide, mica blanca, minerales del grupo de la epidota, granate, grafito, hematites, limonita, magnetita, oligoclasa, cuarzo, rutilo, titanita, turmalina y circón. La mica blanca y el cuarzo son los predominantes.

Los planos de esquistosidad vienen marcados por la orientación paralela de las láminas de mica blanca. Por regla general, los planos de esquistosidad

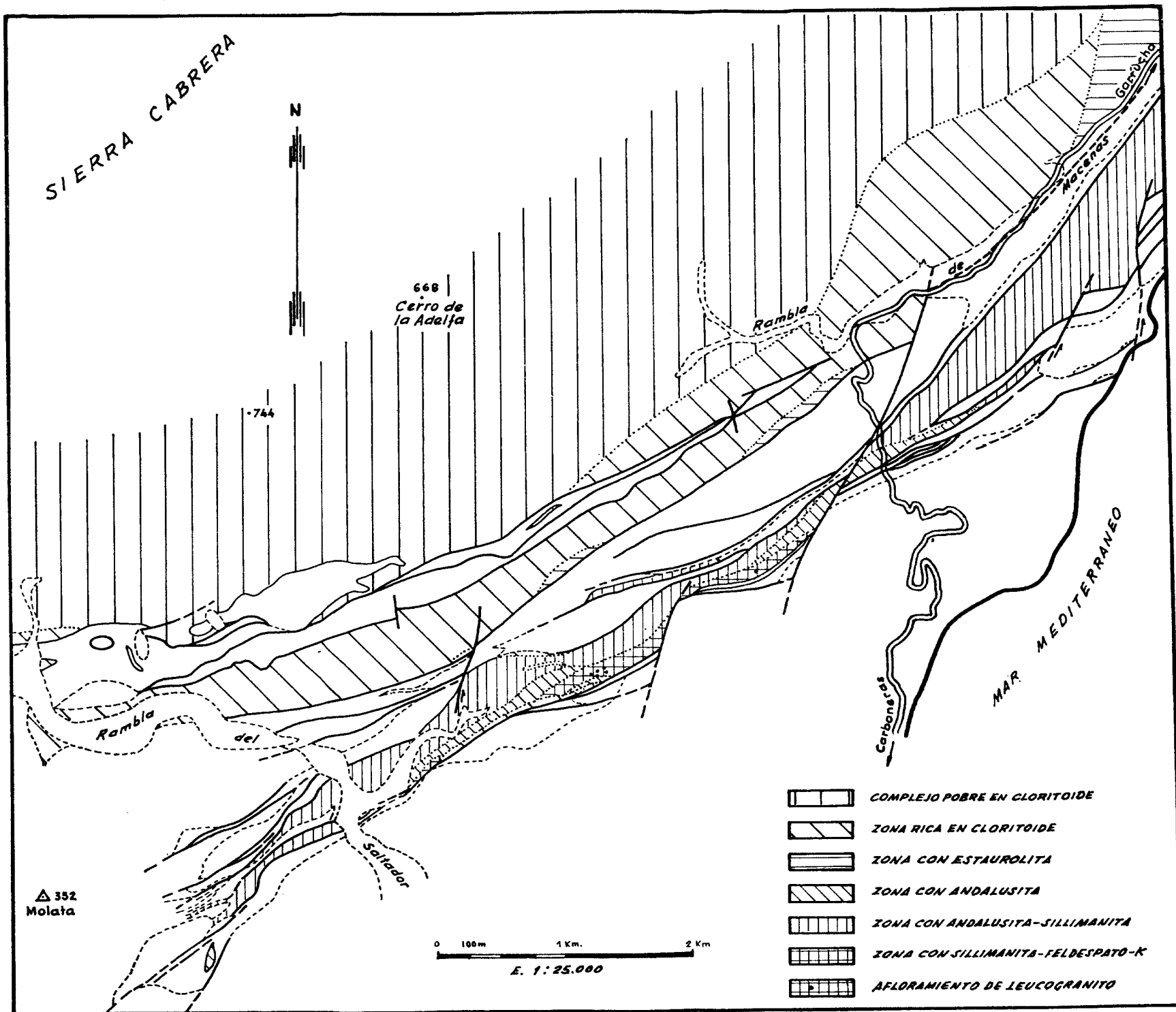


Figura 3.—Zonas de los minerales en la formación de micasquistos (excluida la formación de filitas inferiores) en el Complejo Alpujárride, parte SE. de Sierra Cabrera (Según G. WESTRA, 1969)

muestran un plegamiento isoclinal. Los micasquistos se presentan bajo una alternancia de capas ricas de mica y cuarzo; estas últimas contienen generalmente láminas de mica blanca dispuestas en arcos poligonales, que dan los pliegues isoclinales. Al lado de las láminas de mica blanca deformadas, aparecen grandes cristales no deformados que cortan a los planos de esquistosidad. También aparecen minerales opacos a favor de las capas ricas en mica. La mica blanca tiene color marrón, debido a la presencia de inclusiones de óxido de hierro. El cuarzo generalmente posee extinción ondulante; la plagioclasa es muy rara en las rocas pobres en cloritoide. Hay oligoclasa poiquiloblástica que encierra granate, grafito, mena, cuarzo y minerales accesorios. La clorita es un constituyente importante, pudiendo llegar a ser el principal, no estando bien orientada respecto a la esquistosidad. Grandes cristales idioblásticos de clorita cortan a la esquistosidad, además de reemplazar a la biotita y granate. El cloritoide se presenta en cristales alargados paralelos a la esquistosidad. Los granates están parcialmente reemplazados por óxidos de hierro y clorita, con un tamaño de grano constante de alrededor de 0,15 mm. La biotita es un constituyente menor e incluso está ausente de las rocas pobres en cloritoide; a veces tienen grafitos orientados según los planos  $S_1$ , y otras veces muestran señales de deformación.

Hay vetas de óxidos de hierro que no son paralelas a la esquistosidad. También en pequeña cantidad existen cristales de hematites rojos. La ilmenita muestra secciones rectangulares alargadas que cortan a la esquistosidad; a veces está reemplazada por leucoxeno. El grafito se presenta en todas las secciones delgadas estudiadas; la titanita es muy rara.

Como minerales accesorios tenemos: circón, apatito y turmalina. Ocasionalmente aparecen rocas con epidota-clorita verdes y rocas epidóticas ricas en cuarzo, ambas grafitosas. El segundo tipo tiene textura granoblástica, y son los principales constituyentes cristales de cuarzo y epidota.

En las cuarcitas, el cuarzo es el principal constituyente, con cantidades menores de mica blanca, biotita y clorita, además de material grafitoso y óxido de hierro. Entre los accesorios hay circón, turmalina, rutilo y apatito.

Las rocas carbonatadas son de grano grueso y ricas en material grafitoide, con algunas láminas de mica blanca y cuarzo.

Las rocas de la zona rica en cloritoide son prácticamente idénticas a los micasquistos de la zona pobre en cloritoide, aparte de la presencia de éste y un mayor contenido en biotita.

La plagioclasa común es oligoclasa, siendo muy raros los porfidoblastos con zonación normal. En general, la plagioclasa cristalizó como poiquiloblastos con pequeñas inclusiones de granos opacos, cuarzo, granates y raras láminas de moscovita. La biotita y clorita aparecen a lo largo de grietas como productos de alteración de los granates encerrados en las plagioclasas.

Aparte de los minerales mencionados anteriormente, la estauroлита llega



a ser un importante constituyente en la zona de estaurólita. En los esquistos de esta zona, el cuarzo y mica blanca son los constituyentes mayores. Los cristales de cloritoide se disponen paralelamente a la esquistosidad y también como arcos poligonales en las capas ricas en cuarzo; a veces están reemplazados por biotita y clorita. Los granates, alguno de ellos atolón («atoll garnet»), están dentro de los porfidoblastos de oligoclasa. La estaurólita de las capas ricas en cuarzo tiene un desarrollo euhedral y subeuhedral, pero en los alrededores de estas capas presentan un desarrollo xenoblástico. Hay otras inclusiones de minerales accesorios y cuarzo. Los planos  $S_1$  pasan desordenadamente a  $S_2$ . La estaurólita está reemplazada por biotita, y ésta, a su alrededor, por clorita. La oligoclasa aparece muy raramente en los esquistos con cloritoide de la zona «rica en cloritoide» y en la «zona de estaurólita». La biotita normalmente presenta inclusiones de material opaco y de óxidos de hierro. La clorita reemplaza a la biotita a lo largo de planos de crucero.

En las rocas de la «zona de andalucita» hay porfidoblastos ricos en grafito; estos cristales subeuhedrales o euhedrales muestran planos de esquistosidad y están compuestos de estaurólita y/o andalucita cristalizada como poiquiloblastos euhedrales de varios centímetros. Grandes porfidoblastos presentan señales de deformación, teniendo inclusiones de grafito, cuarzo, biotita, estaurólita, granate, plagioclasa y otros accesorios. Hay cristales de estaurólita rodeados por agregados laminares de biotita que se acompañan de cristales de mica indeformada, mostrando una disposición en forma de cruz.

La andalucita está reemplazada a lo largo de las grietas por láminas de sericita, clorita y biotita, siendo la cantidad de esta última mucho mayor que en las zonas descritas anteriormente, si bien la moscovita sigue siendo la principal de las micas. No se ha encontrado señal alguna de deformación en los cristales de biotita. La clorita es el más importante producto de descomposición de la biotita. El granate, que es un constituyente regular en la zona de andalucita, puede estar ausente.

La estaurólita se presenta como porfidoblastos euhedrales o subeuhedrales ricos en grafito; el núcleo es generalmente euhedral y está rodeado por una banda irregular de inclusiones de cuarzo y a veces de granate.

Las rocas de las zonas de andalucita-sillimanita se componen principalmente de cuarzo, biotita y moscovita. Existen porfidoblastos de andalucita, granate, oligoclasa y estaurólita.

La sillimanita se presenta en algunas rocas de esta zona, pero la andalucita es el constituyente principal. Raramente aparece distena. Los porfidoblastos de andalucita contienen biotita, granate, sillimanita, estaurólita y minerales accesorios. Los granates son un constituyente principal, habiendo sido todos parcialmente reemplazados por moscovita y biotita. La plagioclasa, estaurólita y andalucita engloban cristales de granate. La distena,

ocasionalmente se presentan como cristales xenoblásticos rodeados por moscovita y biotita no orientada, encontrándose también englobados en plagioclasa que aparece frecuentemente. En muchos casos hay oligoclasas ricas en calcio. La sillimanita, que aparece como agregado de finas agujas entre el curzo y las láminas de biotita periférica, se encuentra muy dispersa o está ausente. La estaurólita, que está presente en casi todos los esquistos de esta zona, está reemplazada por andalucita o por agregados de biotita y/o moscovita. En la zona de «feldespato-k-sillimanita», los minerales constituyentes son: andalucita, biotita, granate, feldespato-k, plagioclasa, cuarzo, sillimanita, estaurólita y otros accesorios. La andalucita es muy rara.

Agregados de pequeños cristales de sillimanita han cristalizado a expensas de la andalucita. La biotita es muy abundante y está parcialmente reemplazada en esta zona por la sillimanita.

El granate aparece más restringido. El feldespato-k es un mineral índice de esta zona, en una ortoclasa con 10 por 100 de albita, englobando gran cantidad de agujas de sillimanita y también biotita y pequeñas inclusiones de plagioclasa.

La plagioclasa es un constituyente principal en forma de porfidoblastos subhedrales entre las inclusiones (biotita, granate, cuarzo). La andalucita se observa raramente.

Como ya se señaló, la andalucita se reemplaza por sillimanita. La estaurólita se presenta en todas las rocas y está corroída por feldespatos. La moscovita se encuentra en pequeñas cantidades, siendo la clorita el principal producto de reemplazamiento de la biotita.

Los leucogranitos y aptitas son rocas magmáticas no esquistosas con un tamaño de grano medio, holocristalinas, equigranulares y sin constituyentes máficos. Los principales son: albita, feldespato-k, moscovita y cuarzo.

## 2.2.2 FORMACION DE ESQUISTOS GNEISICOS (D<sub>1</sub>-Pa)

Aparecen únicamente en la parte SE. de la Sierra Cabrera, como una imbricación con los planos de cabalgamiento subparalelos a la estratificación entre las rocas de la formación «micasquistos» y la de «filítica superior».

El autor incorpora estas rocas al Complejo Alpujarride, como ya sugirió WESTRA (op. cit.). En favor de esta hipótesis están los siguientes argumentos: a) Que la formación de esquistos gneísicos con dirección NE. que aparece en la zona no están limitados por planos de falla con fuerte buzamiento hacia el N., como estableció WESTRA, sino por planos de fallas inversas subparalelos a la esquistosidad entre las formaciones «micasquistos» y «filítica superior» (véanse cortes I-I' y II-II'), y b) si estas rocas pertenecientes al Complejo Nevado-Filábride deberían tener glaucófana en las rocas anfibólicas, éste no es el caso. Se mencionó (RONDEEL, 1965) la aparición local de esquistos sin grafito (ocasionalmente con estaurólita) en el

techo de la formación micasquistos, en la parte O. de la Sierra Cabrera; la formación de esquistos gneísicos también son rocas sin grafito.

La formación de esquistos gneísicos se compone de una alternancia de micasquistos con granate de color verde grisáceo y gris; micasquistos con granate y epidota; micasquistos epidóticos, cuarcitas epidóticas; rocas carbonatadas grises, y gneises con turmalina de color suave.

Una variedad menos frecuente está formada por micasquistos con granate con un brillo plateado.

Aparecen esquistos negros cerca de las rocas carbonatadas.

La potencia no excede de 50 m.

WESTRA, 1969, encontró rocas piroxénicas verdes. Todos los esquistos tienen planos de esquistosidad ondulada y todas las rocas contienen cristales de granate marrón oscuro de más de 1 cm. de tamaño. Las rocas carbonatadas bandeadas revelan un plegamiento isoclinal. Los gneises con turmalina se reconocen fácilmente en el campo por su color blanco debido a la preponderancia de cuarzo y feldespato. Su potencia máxima es del orden de 10 m., aunque no puede seguirse en grandes distancias en el campo. También aparecen gneises granudos y glandulares. La serie alcanza una potencia máxima de 120 m.

Los esquistos están compuestos por los siguientes minerales: biotita, clorita, cloritoide, minerales del grupo de la epidota, granate, distena, moscovita, paragonita, plagioclasa, cuarzo, estauroлита y turmalina. Como accesorios: apatito, carbonato, óxido de hierro, grafito, rutilo, titanita, turmalina y circón. La mayor parte de los esquistos son micasquistos epidóticos.

Los planos de esquistosidad están marcados por las láminas de mica blanca y están plegados isoclinalmente.

Los granates son euhedrales y subhedrales, redondeados o poiquiloblastos ovalados. En los núcleos de los granates aparecen cristales de cuarzo, aproximadamente equidimensionales.

Las bandas de los porfidoblastos contienen una cantidad menor de cuarzo y las inclusiones son de cuarzo, epidota, turmalina, rutilo y minerales opacos; en las zonas marginales de los blastos de granate se observa plagioclasa junto con epidota.

La biotita es más o menos paralela a los planos de esquistosidad y está reemplazada por clorita.

La epidota tiene inclusiones de rutilo y minerales opacos, estando ella misma incluida en mica blanca, granate, biotita y plagioclasa. La plagioclasa es muy rara y sus blastos tienen inclusiones de cuarzo o mica blanca, biotita, rutilo, epidota y minerales opacos que se disponen paralelamente entre sí.

La clorita es un mineral de alteración frecuente. En los micasquistos negros se encuentran, además: grafito, distena y estauroлита. Grandes granates poiquiloblásticos están regularmente distribuidos en la roca, y con

inclusiones de cuarzo, minerales opacos y accesorios. Uno de los blastos de granate contiene estauroлита en su borde. Porfidoblastos de estauroлита, poseen planos  $S_i$  (internos) rectilíneos o curvados. Uno de los porfidoblastos de estauroлита está parcialmente rodeado de distena. Por otra parte, cristales de distena se encuentran en parte rodeados por estauroлита. Los cristales de distena euهدral están internamente reformados y reemplazados por cuarzo, clorita, biotita y mica blanca. La biotita tiene menor importancia, el cloritoide aparece al azar, con orientación paralela a la esquistosidad y sus cristales están plegados junto con esta esquistosidad.

Las rocas anfibólicas están constituidas por grandes poiquiloblastos y porfidoblastos de bitownita y anfíbol verde. En muchas partes marginales y a lo largo de fracturas, en estos anfíboles aparece anfíbol azul verde. La mayor parte de las rocas carbonatadas están constituidas por cristales de cuarcita anhedral; el cuarzo y la epidota aparecen dispersos y el granate se presenta como poiquiloblastos en forma «de ojo». Minerales accesorios son: turmalina, apatito y óxido de hierro.

Los gneises con turmalina están constituidos por cuarzo, microclina, albita y moscovita; el cuarzo se presenta en forma de agregados, constituyendo una textura de «mortero». Son frecuentes los porfidoblastos de microclina. La albita es el principal constituyente, en forma de porfidoblastos lenticulares. Entre los accesorios figuran la turmalina predominantemente, además de apatito, óxidos de hierro y circón. Según WESTRA, 1969, la presencia de pseudomorfos de cuarzo y el notable contenido en apatito y turmalina de las rocas metasedimentarias adyacentes indican un origen ígneo para estos materiales.

### 2.2.3 FORMACION FILITICA INFERIOR ( $D_2$ -P<sup>a</sup>)

Puede estudiarse en la parte SE. de la Sierra Cabrera. Es un hecho característico del Complejo Alpujárride.

Tectónicamente está sobre la formación de micasquistos y a su vez bajo la formación filítica superior.

La serie es una alternancia de capas de color marrón a verdes oscuras de filitas y cuarcitas. La potencia de las capas cuarcíticas no excede de 10 cm.

Están intensamente plegadas y se desarrolla una pizarrosidad paralela a la estratificación original.

Están compuestas por los siguientes minerales: albita, apatito, biotita, calcita, clorita, óxido de hierro, grafito, moscovita, cuarzo, turmalina y circón.

La esquistosidad viene dada por las láminas de moscovita. La biotita (?) aparece en cantidades moderadas, estando a veces reemplazada por clorita. Sus láminas no están orientadas paralelamente. El cuarzo es el mineral predominante de la cuarcita. La clorita es muy común.

Entre los accesorios tenemos: grafito, óxido de hierro, turmalina, circón y apatito.

#### 2.2.4 FORMACION FILITICA SUPERIOR (P-T<sub>a</sub><sup>a</sup>)

Es fácilmente reconocible en el campo, debido a su gran variedad de colores, esencialmente de las filitas. Afloran en una gran extensión al N. de la Sierra Cabrera.

Está constituida principalmente por filitas con intercalaciones de cuarcitas, siendo comunes los tipos intermedios. La cantidad de cuarcita decrece en los términos más bajos de la serie. La parte superior está constituida por filitas muy coloreadas, alternando con cuarcitas blanco-amarillentas, blancas-violetas y de otros colores. Hacia la base las rocas son más uniformes en colorido (violeta y gris).

El paso a la formación «de rocas carbonatadas» suprayacentes viene marcado con una rápida alternancia de capas carbonatadas de color beige con filitas azules. El límite se establece en donde las rocas carbonatadas llegan a ser predominantes, aunque en muchos casos el contacto es tectónico, pudiendo aparecer yeso. La formación está intensamente plegada, habiendo numerosas vetas y lentejones de cuarzo subparalelos a la esquistosidad.

La potencia expuesta varía desde 0 a 220 m.

Se encuentran los siguientes minerales: albita, apatito, calcita, clorita, óxido de hierro, moscovita, cuarzo, rutilo, turmalina y circón. WESTRA (1969) encontró en una sección delgada cloritoide. Las filitas están compuestas por láminas de micas que se disponen paralelamente con una cantidad variable de cristales de cuarzo.

Las cuarcitas, además de cuarzo, contienen moscovita, clorita, y minerales accesorios.

#### 2.2.5 FORMACION CARBONATADA (T<sub>A</sub><sup>a</sup>)

Constituye la parte superior de la Sierra Cabrera.

Formada por rocas carbonatadas negras y marrón grisáceas con estratificación masiva. Al techo la estratificación es masiva y el color varía de amarillo a grisáceo, con intercalaciones de filitas azuladas. En el muro aparece de vez en cuando una alternancia de yeso y rocas carbonatadas que están a menudo atravesadas por vetas de calcita y a menudo brechificadas. En los estratos más finos se han encontrado a veces fósiles, pero no determinables.

Desde un punto de vista regional, esta formación está tectónicamente cubierta por el Complejo Maláguide.

La potencia máxima observada es de 150 m.

La composición mineralógica es muy simple, siendo el carbonato el principal constituyente, con cantidades subordinadas de albita, mica blanca, cuarzo y mena.

## 2.2.6 EDAD DE LOS MATERIALES DEL COMPLEJO ALPUJARRIDE

Debido a la ausencia de fósiles determinativos, las formaciones de «micasquistos», «filitica inferior», «filitica superior» y «carbonatada» se han dado por comparación con otras series correlacionables del Complejo Alpujarride y/o Maláguide en otros puntos de las Cordilleras Béticas.

De acuerdo con esto damos las siguientes edades:

- Formación carbonatada ... .. Triásico.
- Formación filítica superior ... Triásico (y Pérmico?).
- Formación filítica inferior ... Devono-Carbonífero.
- Formación de micasquistos... Silúrico y más antiguo.

Como no puede excluirse la aparición de rocas pérmicas en la formación «filitica inferior» (véase también Formación Nevada del Complejo Nevado-Filábride), el autor prefiere una edad pérmica y más antigua en lugar de Devono-Carbonífero (véase, entre otros, DE VRIES & ZWAAN, 1967).

Según WESTRA (1969), los gneises con turmalina son, parcialmente al menos, de origen ígneo, habiendo sido datados radiométricamente (véase WESTRA, 1969). Su edad puede ser Devónico Medio ( $351 \pm 12$  millones de años). También aparecen granitos en la Formación Nevada del Complejo Nevado-Filábride. Se intruyeron durante el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior y pueden correlacionarse con los gneises de la formación «esquistos gneísicos». Es muy probable, por tanto, que la datación de WESTRA no fuera muy exacta, ya que se basó en pocas medidas. Considerando estos argumentos, la formación «de esquistos gneísicos» varía de Devónico a Pérmico.

La formación de «micasquistos» contiene rocas de edad silúrica y más antigua (DE VRIES & ZWAAN, 1967). Además, RONDEEL (1965) describe esquistos sin grafitos en el techo de su serie de micasquistos (igual a la de «micasquistos»). Basado en estos argumentos, la formación de «esquistos gneísicos» se situaría entre la formación «filitica inferior» y la «micasquistos».

No se excluye, sin embargo, la posibilidad de que la formación de «esquistos gneísicos» sea equivalente a la filítica inferior.

En resumen, vamos a dar el siguiente esquema estratigráfico para las rocas del Complejo Alpujarride:

- Formación carbonatada ... .. Triásico.
- Formación filítica superior ... .. Triásico (Pérmico?).

- Formación filítica inferior ... .. Devono-Pérmico.
- Formación esquistos gneísicos. Devono-Pérmico.
- Formación micasquistos ... .. Devónico y más antiguo.

Las intrusiones de rocas leucocráticas son de edad eocena. Según WESTRA (1969), sin embargo, esta edad, establecida solamente por una determinación radiométrica, no es muy de fiar.

## 2.3 METABASITAS (ε<sup>4</sup>)

Las rocas intrusivas de los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride son muy parecidas entre sí y se estudiarán juntas.

En el Complejo Nevado-Filábride, las metabasitas son anfibolitas de albita-epidota y aparecen en la Formación Las Casas. Aparecen metabasitas blastofíticas no esquistosas en el Complejo Alpujárride.

### 2.3.1 ANFIBOLITAS DE ALBITA-EPIDOTA Y MICASQUISTOS ANFIBOLICOS DEL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

Las anfibolitas de la Formación Las Casas presentan aspecto masivo, siendo todas de color verde. Los anfíboles se presentan en prismas cortos, mostrando orientación preferencial. Abundan los porfidoblastos de albita de color claro y con diámetro medio de 2 mm. Un hecho característico es la abundancia de agujas y lentejuelas de color blanco que dan a la roca un aspecto veteado. Las lentejuelas están microplegadas. En la Formación Las Casas, capas de anfibolitas alternan con otras de carbonatos; dentro de las bandas anfibolíticas aparece una parte central extremadamente rica en epidota, y una zona marginal, de unos 10 cm. de espesor, desprovista de estas lentejuelas de epidota, lo que sugiere la presencia de bordes enfriados rápidamente.

Ocasionalmente aparecen contactos discordantes entre las anfibolitas de albita-epidota y los metasedimentos.

En la parte basal de la Formación Las Casas se encuentran micasquistos anfibólicos asociados con la anfibolita. Estos muestran una amplia variedad en su composición y aspectos macroscópicos. El tipo más frecuente son las rocas verdes oscuras con una esquistosidad bien desarrollada. El color oscuro se debe a la abundancia de anfíboles. La mica blanca es abundante, habiendo además una notable cantidad de granates marrón rojizo con diámetro de más de 1 cm., presentando o tendiendo a un desarrollo idioblástico. Localmente hay intercalaciones de micasquistos con epidota verde claro y esquistos de epidota con poca cantidad de anfíbol. Se encuentran todas las transiciones entre estos tipos. Interestratificados con los micasquistos anfibólicos existen numerosas bandas de micasquistos cuarcíticos con granate y/o

rocas calcáreas. Los componentes de los micasquistos anfibólicos están a menudo fuertemente plegados.

Las anfibolitas de albita-epidota están compuestas mineralógicamente por anfíbol azul-verdoso y albita en una proporción del 60 al 80 por 100 del total de la roca y por epidota en menos de un 30 por 100. El granate y la clorita son constituyentes importantes, mientras que la moscovita, paragonita, biotita, carbonato y cuarzo, cuando aparecen, lo hacen en cantidades subordinadas; lo mismo podemos decir para la glaucofana y oligoclasa.

Como accesorios tenemos: apatito, rutilo, titanita y algunas menas metálicas.

La disposición paralela de los cristales de anfíbol y epidota dan a la roca una esquistosidad más o menos pronunciada. El anfíbol azul verdoso figura como prismas subhedrales de 0,1 a 0,5 mm. Ocasionalmente aparece glaucofana azul-violeta en los cristales de anfíbol azul verdoso.

Las anfibolitas de albita-epidota tienen a veces clorita desarrollada en grandes porfidoblastos. La biotita es muy rara. La albita se presenta como porfidoblastos con pequeñas inclusiones de anfíbol azul verdoso, epidota y rutilo, orientados según la esquistosidad. Cristales de plagioclasa zonados, con grandes núcleos de albita y bandas de oligoclasa rica en calcio se encuentran en algunas muestras.

Los micasquistos anfibólicos presentan la siguiente composición mineralógica: anfíbol (glaucofana, anfíbol azul verdoso), albita, apatito, biotita, carbonato, clorita, epidota, granate, moscovita, oligoclasa, mena metálica (generalmente hematites en intercrecimiento con ilmenita, magnetita y piritita), paragonita, piroxeno sódico, cuarzo, rutilo y titanita. En general, los micasquistos anfibólicos presentan una esquistosidad bien desarrollada y los minerales que generalmente se disponen paralelamente a ella son: glaucofana, anfíbol azul verdoso, mica blanca, epidota, albita, mena y rutilo. Sin embargo, la mayor parte de la clorita y alguna mica blanca y albita se disponen con una orientación al azar, cortando a los planos de esquistosidad. La glaucofana está siempre asociada con anfíbol azul-verdoso. A menudo, en proporción subordinada, aparecen como inclusiones en granates o formando pequeños núcleos en anfíboles zonados, con bordes de anfíbol azul-verde. En otras muestras con más glaucofana el mineral está rodeado o atravesado por pequeñas vetas de anfíbol azul verdoso. El rutilo, epidota y hematites-ilmenita se encuentran incluidos en los prismas de glaucofana y en los núcleos azul-violeta de los cristales compuestos. Aparecen también intercrecimientos similares de hematites e ilmenita fuera de los prismas de glaucofana, donde se desarrollan en grandes cristales tabulares a menudo subhedrales y orientados paralelamente a los planos de esquistosidad.

Los granates (ricos en almandino) se presentan en cristales rosados, englobando glaucofana, anfíbol azul verdoso, epidota, cloritoide, hematites, ilmenita y rutilo.



Los cristales de albita se alargan paralelamente a la esquistosidad. El cloritoide, cuando no está incluido en el granate, se presenta muy corroído por láminas de clorita y mica blanca orientadas al azar. La paragonita es la variedad predominante de la mica blanca y forma láminas paralelas a la esquistosidad de forma ocasional.

Los piroxenos sódicos muestran propiedades ópticas muy similares a las descritas anteriormente en las metabasitas.

Según NIJHUIS (1964), las anfibolitas de albita-epidota proceden de rocas ígneas básicas. Esto está de acuerdo con el hecho de que en la Formación Huertecica estas anfibolitas están estrechamente asociadas con las metabasitas (véase Memoria de la Hoja de Vera).

Afloramientos de micasquistos anfibólicos con rocas metamórficas de indudable origen sedimentario; las importantes diferencias químicas con las rocas anfibolíticas y la aparición de tipos intermedios entre micasquistos anfibólicos y micasquistos cuarcíticos intercalados, indujeron a NIJHUIS a afirmar que los micasquistos anfibólicos son de origen sedimentario. La asociación de micasquistos anfibólicos con las anfibolitas de albita-epidota sugiere un origen tobáceo para los micasquistos. Por lo tanto, los dos tipos de rocas pueden representar una fase intrusiva y una extrusiva del mismo ciclo magmático.

### 2.3.2 METABASITAS BLASTOFITICAS NO ESQUISTOSAS DEL COMPLEJO ALPUJARRIDE (ε<sup>4</sup>)

Solamente se encuentran algunas masas de metabasitas en la formación «filítica superior».

Macroscópicamente las metabasitas son rocas masivas de color verde oscuro con un grosor máximo para los cuerpos metabásicos de 20 m.

Se han observado los siguientes minerales: plagioclasa, clorita, cuarzo, epidota, mica blanca, anfíbol, piroxeno, mena metálica, carbonato, apatito, esfena, leucoxeno y rutilo. En la mayor parte de las rocas intrusivas básicas se observa una textura «intersertal». Los feldespatos están muy maclados, en algunos casos puede observarse una ligera zonación de los feldespatos, siendo los núcleos más básicos que los bordes, aunque ambos son de composición albitica. La plagioclasa se ha alterado a epidota o mica blanca. Se han encontrado pequeños restos de piroxeno en color, parcialmente alterado a anfíbol y clorita. Los anfíboles se presentan en menor proporción en muchas rocas, reconociéndose las siguientes variedades: anfíbol verde incoloro, anfíbol verde azulado y glaucofana; este último ha sido parcialmente alterado a anfíbol azul verdoso. La clorita aparece como producto de alteración de anfíbol. La epidota se presenta generalmente como producto de la alteración de la plagioclasa y los carbonatos aparecen en pequeñas vetas, así como dispersos por las rocas.

### 2.3.3 EDAD DE LAS ROCAS INTRUSIVAS

Excepto en su grado de metamorfismo, las metabasitas de los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride son semejantes. Ambas se intruyeron antes de que tuviera lugar el primer metamorfismo cinemático alpino.

Excepto algunas indicaciones para los bordes enfriados rápidamente, no hay evidencias para asegurar un carácter intrusivo de las metabasitas en el área cartografiada. El hecho de que en esta zona no se encontraran zonas de metamorfismo de contacto, parece poco frecuente en el caso de potentes masas intrusivas de composición básica. Donde se han encontrado, la zona de contacto es estrecha y con un grado de metamorfismo termal bajo. Para explicar estas observaciones, KAMPSCHUUR (1972) sugiere que la intrusión tuvo lugar en sedimentos húmedos no consolidados, bajando así la temperatura de contacto. La aparición de una fase intrusiva y otra extrusiva del mismo ciclo magmático, como se indicó para el origen tobáceo de los micasquistos anfibólicos, estaría de acuerdo con tal modalidad de intrusión.

Las rocas sedimentarias más jóvenes, en las que hay metabasitas intruidas, son del Triásico Superior. Si como hemos dicho antes, la intrusión tuvo lugar en sedimentos húmedos no consolidados, la diferencia de edad sería prácticamente insignificante, implicando una edad Triásico Superior para las metabasitas.

### 2.4 COMPLEJO MALAGUIDE

Se da el siguiente esquema estratigráfico de techo a muro (véase fig. 4):

- Serie «Aguador»: Rocas carbonatadas con Alveolinas, brechas, calizas con Nummulites y rocas carbonatadas arenosas con Operculina.
- Formación «carbonatada»: Rocas carbonatadas, en la parte superior rocas carbonatadas arenosas y calizas oolíticas.
- Formación «cuarcítico-argilitica»: Argilitas, pizarras, cuarcitas y conglomerados.
- Formación «grauwackas»: Grauwackas, argilitas y rocas carbonatadas limosas.

Desde un punto de vista regional, las rocas del Complejo Maláguide se sitúan sobre el Complejo Alpujárride, apareciendo también imbricaciones (véanse cortes III-III' y IV-IV'). Existen planos de cabalgamientos subparalelos a la estratificación.

Es notable el hecho de que rocas liásicas y más antiguas del Complejo Alpujárride se encuentren implicadas en estas imbricaciones. En otras palabras, la serie del Complejo Maláguide que no está imbricada con el Complejo Alpujárride no es solamente la unidad tectónica más alta, sino también la serie más completa (véase fig. 4). Los afloramientos de rocas ter-

ciarias del Complejo Maláguide nunca exceden del metro de espesor y, por tanto, no podrían indicarse en la cartografía; igualmente sucede con la formación grauwacka.

#### 2.4.1 FORMACION GRAUWACKA (P-T<sub>A</sub><sup>m</sup>)

Fundamentalmente constituida por capas finamente estratificadas de grauwackas de color verde oliva, con intercalaciones de rocas carbonatadas arenosas igualmente de color y finamente estratificadas.

Las grauwackas muestran una marcada estratificación gradada, así como laminación cruzada. Las capas de grano fino contienen a menudo fragmentos de plantas orientados. De acuerdo con estas estructuras sedimentarias primarias, puede aventurarse que algunos depósitos de esta formación pueden interpretarse como depósitos típicos de corrientes de turbidez (DE BOOY & EGELER, 1961).

De acuerdo con varios autores (MAC GILLAVRY y otros, 1960; SIMON, 1963; FOUCAULT & PAQUET, 1971), series de materiales correlacionables del Complejo Maláguide en otras partes de las Cordilleras Béticas, la formación grauwacka y la formación argilitico-cuarcítica están separadas por una discordancia angular (EGELER & SIMON, 1969).

Estudiando las series estratigráficas conocidas del Complejo Maláguide solamente puede afirmarse con certeza la existencia de una discordancia erosiva.

Exceptuando algunos restos de plantas, no se han encontrado fósiles.

La potencia máxima observable es aproximadamente de 5 m.

Las grauwackas muestran un pobre calibrado. Están constituidas por los siguientes granos minerales detríticos: albita, apatito, biotita, clorita, mica blanca, epidota, micoclina, mena, cuarzo, rutilo, titanita, turmalina y circón. Además, existen notables cantidades de fragmentos de cuarcita, micasquistos, rocas volcánicas, chert y agregados de composición granítica. El cuarzo es el principal constituyente, encontrándose ya como cristales monocristalino y policristalino, angulares o subangulares.

Son frecuentes la clorita y las micas blancas, algunas de ellas cementadas por material carbonatado.

Existen intercalaciones carbonatadas, generalmente de calcita finamente cristalina con granos de cuarzo de tamaño limo y pequeñas laminillas de mica blanca, biotita y menas metálicas.

#### 2.4.2 FORMACION «CUARCITICO-ARGILITICA» (P-T<sub>A</sub><sup>m</sup>)

Caracterizada por un color rojo debido a su alto contenido en óxidos de hierro, está formada por cuarcitas rojizas con intercalaciones de argilitas (ocasionalmente pizarras) y conglomerados.

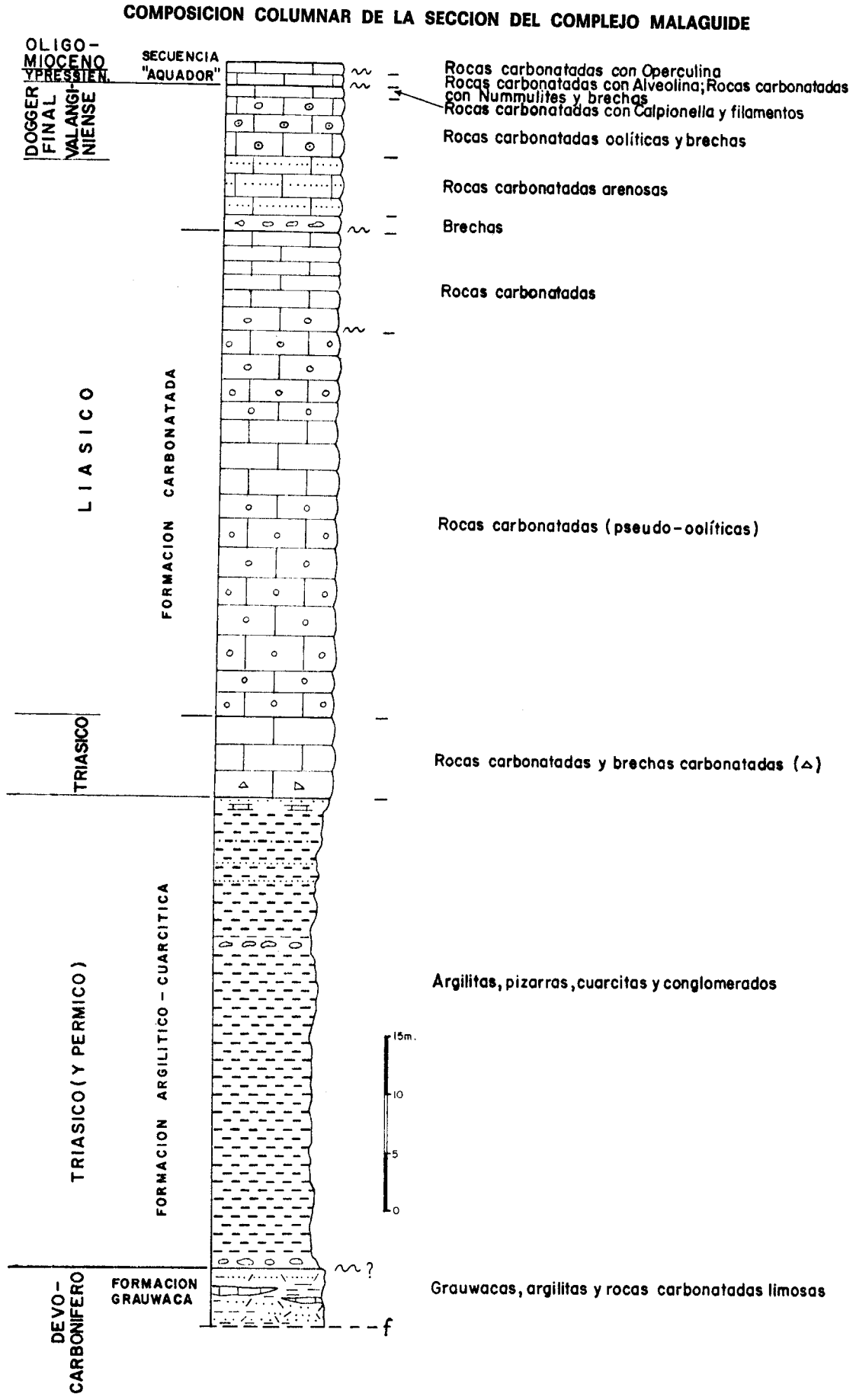


Figura 4

Dos tipos de conglomerados pueden distinguirse: uno de color rojo claro, compuesto en su mayor parte de granos de cuarzo y cantos de chert, y otro de color grisáceo, fundamentalmente constituido por cantos de rocas carbonatadas.

Los materiales de esta formación están tectónicamente cubiertos por los de la formación carbonatada.

En los cantos calizos se han encontrado Conodontos, por ejemplo: *Ligonodina* sp. e *Hindeodella* sp., que limitan la edad de éstos entre el Ordovícico y Triásico.

La potencia máxima observable es de 50 m.

Las rocas pelíticas están constituidas principalmente por granos de cuarzo, angulares y subangulares de tamaño limo, dentro de una matriz arcillosa posteriormente recristalizada en sericita y clorita.

Hay, aunque en menor cantidad, láminas detríticas de mica blanca y biotita verdosa y marrón clara, así como fragmentos de rocas. Ocasionalmente puede observarse pizarrosidad.

Las cuarcitas contienen los siguientes minerales detríticos: albita, apatito, biotita, clorita, mica blanca, mena metálica, cuarzo, turmalina y circón. Hay, además, fragmentos de cuarcitas, filitas, chert, pizarras y areniscas. Es frecuente la presencia de material sericítico con un origen posterior.

El cuarzo es el principal constituyente, con cristales angulares y subangulares. Los conglomerados de color rojo están formados principalmente por cuarzo monocristalino y policristalino, así como por cantos de cuarcita bien redondeados. Existen cantidades inferiores de fragmentos de chert. Los cantos de los conglomerados grisáceos están cementados por carbonato y con una matriz micácea a menudo cloritizada.

#### 2.4.3 FORMACION «CARBONATADA» ( $T_A^m - C_{12}^3$ )

La serie mesozoica más completa aparece en el borde E. de la Rambla del Aguador. Según RONDEEL (1965), la formación «carbonatada» puede dividirse en los siguientes tramos litológicos (de abajo arriba): rocas carbonatadas grisáceas con pátina marrón; rocas carbonatadas seudooolíticas de color blanco a gris ocre; rocas carbonatadas rojas con restos de Equinodermos y Ammonites, con un nivel (3 m. de espesor) en la base rico en Belemnites; rocas carbonatadas arenosas de color gris con pequeños oolitos y restos de equinodermos; rocas carbonatadas oolíticas de color gris claro a crema; rocas carbonatadas con filamentos.

Las rocas carbonatadas grisáceas con pátina marrón son arenosas o limosas. Los detritus terrígenos son granos de cuarzo angulares y subangulares con tamaño uniforme. También hay granos de mica blanca.

Las rocas carbonatadas seudooolíticas son fundamentalmente calcarenitas,

compuestas por granos de calcilitita de tamaño limo o arena. Presentan restos orgánicos.

Los contornos de los granos de calcilitita son muy confusos y aparecen generalmente rodeados por un cemento calcítico. Estas rocas se hacen más dolomíticas hacia la base.

Las rocas carbonatadas rojas están divididas en dos tramos por una capa intermedia rica en Belemnites y Ammonites. Ambas partes están constituidas por restos de equinodermos redondeados a subredondeados y por granos de calcilitita redondeados de tamaño arena y limo; todo ello en una matriz carbonatada sublitográfica. El color rojo se debe a la presencia de hematites especialmente concentrados en los restos de Equinodermos y a lo largo de los estilolitos. Existe glauconita dispersa por las rocas.

La capa de Ammonites está constituida por fragmentos de Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, Equinodermos y Foraminíferos. Han podido clasificarse entre los Ammonites las siguientes especies (véase RONDEEL, 1965): *Lytoceras ovimontanum*, GEYER; *Fucinieras* sp. (cf. *Harpoceras bosense*, GEYER no REYNES); *Fucinieras? cornacaldense?* (FUC.) no TAUSCH, y *Fucinieras* aff. *bicolorae* (BONAR). De acuerdo con el Profesor G. DUBAR (Lille) estas especies desmarcan el límite Domeriense Inferior-Medio.

Las rocas carbonatadas arenosas son calcarenitas con tamaño arena, compuestas principalmente por granos de calcilitita de tamaño limo a arena muy fina. Hay restos de Equinodermos y Foraminíferos. Los detritus terrígenos son granos de cuarzo subangulares de tamaño arena fina y láminas de mica. La glauconita se presenta en todas las rocas.

El hiato en la base de las rocas carbonatadas arenosas, como puso de manifiesto MAC GILLAVRY (1964), se debe a un cambio litológico brusco y por el incremento en la cantidad de detritus terrígeno reflejado en los sedimentos del Complejo Maláguide.

Las brechas sedimentarias existentes entre las rocas carbonatadas rojas y las arenosas que se encuentran encima, están de acuerdo con esta hipótesis.

Las rocas carbonatadas oolíticas están formadas por oolitos de calcarenita de grano muy fino a fino, estando cementados por calcitas de color claro. Las brechas son fragmentos de diferentes rocas oolíticas, angulares o subangulares. Los núcleos de los oolitos son granos de cuarzo, fragmentos orgánicos (Lamelibranchios y restos de Equinodermos) y granos de cuarcita microcristalina.

Las rocas carbonatadas con filamentos no se distinguen en el campo del resto de las calizas jurásicas; pero en lámina delgada, la presencia de numerosos filamentos incluyendo *Saccocoma* la hacen claramente reconocible. Contienen también *Globochaeta*, restos de Equinodermos y granos de calcilitita de tamaño arena fina a muy fina. No contienen terrígenos. En un pequeño afloramiento situado a 700 m. al sur de La Huelga, RONDEEL en-

contró rocas semejantes con Calpionellas. Basándose en esto las dató como Titónico.

La potencia aproximada de la formación carbonatada es de 60 m.

#### 2.4.4 SERIE AGUADOR

Toma el nombre de la Rambla del Aguador, al N. de la Sierra Cabrera.

Los afloramientos de las rocas terciarias nunca exceden de un metro, por lo que no pueden ser cartografiados. Se encuentran solamente en zonas de gran complejidad, lo que imposibilita el establecimiento de una serie estratigráfica completa. Tampoco puede establecerse la naturaleza de los contactos con el resto del Complejo Maláguide.

Según RONDEEL (1965), pueden reconocerse los siguientes tramos litológicos (de abajo arriba): rocas carbonatadas con filamentos y brechas de Alveolina; rocas carbonatadas con Alveolina; rocas carbonatadas con Nummulites; rocas carbonatadas arenosas con Operculina, y Nummulites rodados. Los fragmentos de rocas carbonatadas en la brecha de Alveolina son de angulares a subangulares, observándose entre ellos una matriz calizo-arenosa con cuarzo. Presentan cemento de calcita cristalina de grado medio con restos de Equinodermos, fragmentos de Nummulites del Eoceno y Assilinas. Según RONDEEL, este nivel parece representar la base del Ipresense.

Las rocas carbonatadas con Alveolinas están casi desprovistas de detritus terrígeno, y según RONDEEL se componen fundamentalmente por fragmentos de Equinodermos, restos de Lamelibranchios, Alveolinas sp., Nummulites sp., Operculina sp., Rotalia sp., Orbitolites sp. y Miliólidos. Estos restos están dentro de una matriz carbonatada recristalizada; el conjunto se data como Ipresense.

Las rocas carbonatadas con Nummulites están prácticamente desprovistas de detritus terrígenos, hay algunos granos angulares de cuarzo con tamaño limo-arena fina, además de numerosos granos de calcilutita con el mismo tamaño. Son muy ricos en restos orgánicos, con grandes Nummulites, Amphisteginas y Operculinas, además de otros foraminíferos y restos de Briozoos y Equinodermos; también se le da una edad Ipresense. Las rocas carbonatadas con Operculina y Foraminíferos eocenos se componen principalmente de restos orgánicos. Presentan una apreciable cantidad de fragmentos detríticos de origen terrígeno, fundamentalmente de cuarzo, feldspato y mica, además de numerosos fragmentos de rocas carbonatadas precedentes del Complejo Maláguide. Los restos fósiles son variados, entre otros se encuentran: Corallinacea, Lepidocyclina sp., Nephrolepidina sp., Operculina sp., Nummulites sp., Alveolina sp., Orbitolites sp., Lamelibranchios y Equinodermos. Según este autor, estos materiales son del Oligoceno-Mioceno, comparables en edad a la Formación Ciudad de Granada (MAC GILLAVRY, 1964).

## 2.4.5 EDAD DE LAS ROCAS DEL COMPLEJO MALAGUIDE

Debido a la falta de fósiles en las rocas carbonatadas seudoolíticas y anteriores, solamente pueden datarse por comparaciones litológicas con series análogas de otras zonas de las Cordilleras Béticas de unidades pertenecientes al Complejo Maláguide (SIMON, 1963). Los tramos superiores a las rocas carbonatadas seudoolíticas fueron datados por RONDEEL mediante criterios paleontológicos y por comparaciones litológicas con series análogas en el área de Vélez Rubio (MAC GILLAVRY, 1964) (véase también GEEL, 1973). En muchas zonas las unidades Maláguides comprenden un zócalo y cobertera compuesta de materiales Permo-Triásico, Jurásico, Cretácico Inferior y Terciario. La formación «grauwacka» se atribuye generalmente al Devono-Carbonífero, aunque no hay que excluir la presencia de Pérmico.

En muchos puntos de la zona Bética las series permo-triásicas de las unidades Maláguides comprenden cuatro tramos litológicos que se han datado por correlación por otras series en diferentes lugares de España y del norte de Africa: de techo a muro:

- |   |   |                          |
|---|---|--------------------------|
| d) Rocas carbonatadas, a veces bajo materiales datados como jurásicos.                                | } | Triásico Medio-Superior. |
| c) Pelitas, psammitas, psefitas y yeso.   |   |                          |
| b) Rocas carbonatadas.  |   |                          |
| a) Pelitas, psammitas, psefitas (cubriendo a rocas del zócalo de edad devono-carbonífera y pérmica?). | } | Permo-Triásico.          |

RONDEEL es partidario de una subdivisión de las series permo-triásicas en el Complejo Maláguide de la Sierra Cabrera, con rocas carbonatadas encima, y pelitas, psammitas, psefitas y conglomerados debajo. En el caso del área cartografiada puede hacerse una subdivisión bipartita del Complejo Maláguide. Las rocas carbonatadas grisáceas con pátina marrón se cree que son del Triásico, así como la formación «cuarcítico-arcilítica»; aunque no se estudie la posibilidad de que existan materiales pérmicos. Resumiendo, damos el siguiente esquema para el Complejo Maláguide:

Serie Aguador ... ..	Ipresiense; Oligoceno-Mioceno.
Formación carbonatada ... ..	Triásico-Liásico; Dogger-Valanginiense Superior.
Formación cuarcítico-argilítica ... ..	Triásico (y Pérmico).
Formación grauwacka ... ..	Devono-Carbonífero y Pérmico.



## 2.5 MATERIALES TERCIARIOS

Afloran materiales terciarios autóctonos correspondientes a tres cuencas de depósitos distintas (Sorbas, Vera y Almería), claramente relacionadas entre sí, pero que al menos durante ciertos períodos del Terciario han constituido dominios individuales de sedimentación.

En la mitad N. de la Hoja, entre la Sierra de los Filabres y Sierras de Alhamilla y Cabrera, se encuentra bien definida la cuenca de Sorbas y la zona de conexión con la cuenca de Vera hacia el NE. Al S. de las Sierras Alhamilla-Cabrera afloran depósitos de la cuenca de Almería.

Todos los depósitos terciarios son autóctonos, bastante recientes, en su mayor parte depósitos marinos miocenos y pliocenos, netamente discordantes sobre los materiales triásicos y paleozoicos alóctonos.

Dentro del conjunto de sedimentos neógenos cabe la posibilidad, siguiendo el criterio establecido por VOLK y RONDEEL (1964) en las cuencas de Sorbas y Vera, de hacer una subdivisión litoestratigráfica, considerando dos series de depósitos neógenos, una más antigua y otra más reciente, establecida en base a claras diferencias en el tipo de detritus terrígeno en los sedimentos y también a diferencias en el estilo tectónico e intensidad de plegamiento en ambas series.

### 2.5.1 NEOGENO MAS ANTIGUO (T<sub>1-11</sub><sup>Ba-Bc</sup>)

Estos materiales afloran únicamente en diversos puntos a lo largo del reborde N. de las Sierras Alhamilla y Cabrera, estando más fuertemente afectados tectónicamente que el neógeno más reciente y apareciendo localmente imbricados con materiales preterciarios. Una característica importante de estos materiales es la ausencia de detritus fuertemente metamórficos del Complejo Nevado-Filábride.

Constituyen una serie marina compuesta por varios tramos no diferenciados en cartografía, y que de más antiguo a más moderno son los siguientes:

- Calizas y margas ricas en Globigerinas en la base y hacia la parte superior conglomerados con intercalación de arenisca. Espesor total de unos 20 m. Este tramo es rico en Foraminíferos planctónicos y bentónicos. Se han encontrado, entre otros: *Globoquadrina dehiscens*, *Globoquadrina altispira*, *Globigerinoides trilobus* y *Catapsydrax cf. stainforthi*. Indican una edad Mioceno Inferior.
- Encima de estos materiales, en otras regiones más al N. de la Hoja (Sierra de Almagro, Gomara), VOLK y RONDEEL (1964), se superpone discordantemente al tramo anterior una formación marina formada

por conglomerados y areniscas de color rojizo, al techo de la cual, localmente aparecen calizas con *Lithothamnium*. Al N. de Sierra Cabrera aparecen pequeños afloramientos, similares a la formación anterior. RONDEEL (1965), en la Rambla del Azagador, al NE. de la Hoja, señala un afloramiento de unos 10 m. de espesor de conglomerados y areniscas rojizas.

- Continúa la serie con un tramo discordante sobre las anteriores, poco potente, unos 10 m., de areniscas conglomeráticas y conglomerados, seguido de un paquete marino de unos 450 m. de espesor, constituido en su parte inferior (unos 200 m.) por una alternancia de margas y calcilitas con intercalaciones esporádicas de niveles finos de areniscas y conglomerados. En la parte superior predominan los conglomerados y areniscas hasta los 450-500 m.
- 70-90 m. de conglomerados azoicos, posiblemente continentales, de color rojizo, con intercalaciones arenosas. Contienen elementos epimetamórficos y no metamórficos, en general del Bético de Málaga.

## 2.5.2 NEOGENO RECIENTE

Constituyen estos materiales prácticamente la casi totalidad de los depósitos terciarios de esta Hoja y cubren en discordancia el resto de los depósitos neógenos descritos anteriormente y a los materiales Alpujárrides y Nevado-Filábrides. Un carácter importante de estos sedimentos es la presencia en ellos de abundantes elementos procedentes del Complejo Nevado-Filábride.

Tanto en la cuenca de Sorbas, al N., como en la cuenca de Almería, al S. de Sierra Alhamilla-Cabrera, se han diferenciado en cartografía las siguientes formaciones:

### 2.5.2.1 Cuenca de Sorbas

#### 2.5.2.1.1 T<sub>11</sub><sup>Bc</sup>

Constituye la formación basal del neógeno más moderno y se compone fundamentalmente de conglomerados, mal estratificados, en lechos irregulares de rocas de diferentes granulometrías, alternando con niveles (60 cm.) de areniscas. Contienen cantos y bloques de hasta 2,5-3 m. de diámetro, poco redondeados, compuestos de rocas mesometamórficas (micasquistos con granates, gneis con turmalina, cuarcitas, etc.), englobados en una matriz arenosa amarillenta, poco consolidada. Contienen restos de *Ostreas*, Equinidos y *Pecten*. El espesor es variable, pudiendo alcanzar un máximo de unos 400 m.

Al SE. de la cuenca de Sorbas, esta formación de base conglomerática presenta diferencias apreciables (Tscg<sub>11</sub><sup>Bc</sup>). Predominan aquí los elementos

epimetamórficos del Alpujárride y no metamórficos del Maláguide y Neógeno más antiguo, y se compone fundamentalmente de areniscas y conglomerados con algunas intercalaciones pelíticas con tonos en general rojizos. Los cantos y bloques de los conglomerados, dispersos en una masa de arenisca roja, presentan un grado de redondez y clasificación en general pobres. Espesor de unos 80 m., no pudiendo verse el muro de la formación.

#### 2.5.2.1.2 T<sub>11-12</sub><sup>Bc-Bc</sup>

Concordantemente encima (\*), en paso gradual y en parte parcialmente contemporánea la formación conglomerática basal, está ampliamente representada en toda la Hoja; presentando sensibles variaciones de E. a O. a lo largo de la cuenca.

En la zona NE. (cuenca de Vera), esta formación consiste en una rápida alternancia de margas amarillentas y calcilitas grisáceas, intercalándose localmente algunos niveles conglomeráticos y areniscas de 5 a 20 cm. de espesor, ricos en mica. Se observa frecuentemente en las areniscas grano-selección. Bajo estas capas se pueden ver «flutes» groseros y «groove casts». Los conglomerados intercalados contienen fragmentos mesometamórficos del Nevado-Filábride. Son abundantes los foraminíferos planctónicos y bentónicos en las margas y calcilitas. En esta zona el espesor puede alcanzar los 400 m. En la parte SE. de la cuenca (Gafarillos, norte de Peñas Negras, Mizala), esta formación alcanza una potencia de unos 700-800 m. La parte más alta consiste en un tramo fundamentalmente margoso (unos 200 m.), con algunas intercalaciones de niveles groseros, areniscas y conglomerados. En la parte inferior (500-600 m.) predominan los depósitos clásticos gruesos y consistentes en areniscas y conglomerados con muy finas intercalaciones pelíticas. Numerosas estructuras sedimentarias («load cast», «flute casts», slumping, ripples) son fácilmente observables. Son depósitos resedimentados por corrientes de turbidez como medio de depósito.

Más hacia el O., hacia Lucainena, constituye esta formación un paquete bastante potente de margas grises y areniscas de algunos centímetros de espesor, bentocalcarenitas de 1 a 3 m. de espesor, e intercalaciones conglomeráticas de 0,5 a 2 m. En la parte inferior de la formación se han encontrado, entre otros: *Orbulina universa*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia*

---

(\*) Investigaciones posteriores realizadas en zonas próximas (Hoja de Gergal, Cantoria, Huércal-Overa, etc.) permiten afirmar que el contacto entre los conglomerados de base y la formación margosa del Mioceno Superior corresponden a una discordancia regional, que tanto en Tabernas como en Sorbas es difícil de observar. Así pues, el contacto entre T<sub>11</sub><sup>Bc</sup> y T<sub>11-12</sub><sup>Bc-Bc</sup> sería discordante.

*gavala*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia merotumida* y *Globorotalia cf. miocenica*, indicando una edad Tortoniense Superior. Hacia el techo aparece microfauna típica del Andaluciense Inferior.

#### 2.5.2.1.3 Tc<sub>12</sub><sup>Bc</sup>

Se compone fundamentalmente de areniscas organoclásticas ricas en algas, conglomerados y calizas arenosas con algas, Briozoos, Lithotamniun, Moluscos, Amphistegina, espículas y Equínidos. Se superponen en suave discordancia angular (15°-20°) a las margas y areniscas de T<sub>11-12</sub><sup>Bc-Bc</sup>. Al N. y ENE., esta formación presenta una facies transgresiva típica, superponiéndose directamente sobre los materiales del Complejo Nevado-Filábride. Los componentes terrigenos de estas capas se componen casi exclusivamente de rocas metamórficas. Se observa en algunos puntos, Almocaizar (km. 185 de la carretera de Vera-Sorbas), un conglomerado de base 4-5 m. de espesor, con cantos y bloques bien redondeados, de gneis con turmalina, micasquistos con granate, cuarcitas, metabasitas, etc.

El espesor de estos materiales es muy variable. Al SE. de Turre afloran conglomerados y calcarenitas con 80-100 m. En Almocaizar, 90 m. En el río Aguas es sólo de unos 15 m., disminuyendo hacia el O. a unos 10 m. de calcarenitas, areniscas calcáreas y conglomerados Tcg<sub>12</sub><sup>Bc</sup> en bancos de algunos centímetros de espesor, con cantos de calizas oscuras, filitas grises, cuarcita, cuarzo blanco, todos ellos de procedencia Alpujárride-Málaga.

#### 2.5.2.1.4 Tm<sub>12</sub><sup>Bc</sup>

Se compone fundamentalmente de margas y calcilutitas muy ricas en Globigerínidos, con algunas intercalaciones de arenisca micácea principalmente en la base de la formación. El paso entre Tsc<sub>12</sub><sup>Bc</sup> y estos sedimentos pelíticos es gradual. Los espesores máximos, unos 70-120 m. se alcanzan en la parte central de la cuenca, disminuyendo sensiblemente hacia el O. en espesor (10 m.) (alrededores del Cortijo Hueli), pasando lateralmente a calizas organógenas, tipo arrecifales. En las margas se han encontrado, entre otros: *Orthomorphina tenuicostata*, *Globigerinoides obliquus*, *Globorotalia martinezi-margaritae* y *Globigerinoides obliquus extremus*, que indican una edad Andaluciense.

#### 2.5.2.1.5 Ty<sub>12</sub><sup>Bc</sup>

Constituye esta formación un depósito en yesos con potencia aproximada de 50-60 m., con algunas intercalaciones de calcilutitas de un espesor de

hasta 2 m., responsables de la estratificación en el paquete de yesos, observable al S. del km. 176 de la carretera de Vera-Sorbas, cerca del Cortijo Los Yesares. Los contactos a techo y muro son bastante irregulares, dada la plasticidad de los yesos, dando lugar a pequeños pliegues de detalle. Hacia el O. los yesos desaparecen, pasando lateralmente a margas arenosas ( $T_{12}^{Bc}$ ), donde se han encontrado lignitos (Cortijo Hueli).

#### 2.5.2.1.6 $T_{12-2}^{Bc-B}$

Esta formación está integrada por calizas areniscas de colores claros en la base, en bancos que oscilan entre 20 y 40 cm., con algunas intercalaciones margosas muy finas. Las areniscas son sublitarenitas con cemento carbonatado y en ocasiones silíceo, observándose en ellas estratificación cruzada y «gradel-bedding»; las calizas arenosas son esparitas. Encima, calcilitas oolíticas, margas, margas arenosas y calcarenitas. El espesor total del conjunto alcanza los 75 m. alrededor del pueblo de Sorbas. Se superpone discordantemente sobre los yesos ( $Ty_{12}^{Bc}$ ) y sobre las margas arenosas ( $T_{12}^{Bc}$ ).

Los Foraminíferos encontrados son muy escasos: *Globigerina bulloides*, *Globigerina dutertrei*, Nonion, *Globorotalia* cf. *acostaensis*, *Ammonia* «ex grege» *beccarii*, *Elphidium decipiens* y también algún Ostrácodo. Se ha atribuido una edad Andaluciense-Plioceno para esta formación, aunque no se puede precisar con exactitud.

#### 2.5.2.1.7 $T_2^B$

Concordantemente con la formación anterior se superpone, al N. de Sorbas, un banco de 2-3 m. de calcilita blanquecino, seguido de margas arcillosas rojizo-marrones, margas arenosas y arenas margosas. Sigue un nivel blanco, calcáreo, de 0,75 m. de espesor, encima del cual se superponen 15-20 m. de margas y arenas rojizo marrones, terminando con un paquete de areniscas amarillentas (2-3 m.), con *Ostreas*, *Pectínidos* y fragmentos de *Lamélíbranquios*. En total puede alcanzar los 45 m. de espesor. Posiblemente esta formación pertenezca al Plioceno, aunque los Foraminíferos encontrados no permiten asegurarlo.

#### 2.5.2.1.8 $T_2^B-Q$

Formación muy monótona, con carácter continental, compuesta principalmente de bancos gruesos de conglomerados con intercalaciones de arenas rojas limosas y margosas con un espesor que puede alcanzar 25-30 m.

### 2.5.2.2 Cuenca de Almería

Afloran materiales, todos ellos comprendidos en una edad Andaluciense-Plioceno, en clara correspondencia con los descritos en la cuenca de Sorbas.

#### 2.5.2.2.1 Tsc<sub>12</sub><sup>Bc</sup>

Discordante sobre los materiales alpujárrides de Sierra Cabrera, está constituido por un conglomerado de base con cantos y bloques de hasta 1 m. de cuarcitas, esquistos grafitosos, micasquistos con granate, etc., cementados por una matriz arenosa amarillenta. Contiene: Ostreas, Pectínidos y Clypeaster. El espesor es de 3-5 m. Encima siguen areniscas calcáreas, variando en espesor de 2-6 m. Esta formación está representada también en la cuenca de Sorbas.

#### 2.5.2.2.2 Tm<sub>12</sub><sup>Bc</sup>

Concordante con la formación anterior, está formada por margas y calcilitas ricas en Globigerinas, intercalando hacia la base algunos niveles de areniscas. Espesor, 60-80 m. También está representada en la cuenca de Sorbas.

#### 2.5.2.2.3 Ty<sub>12</sub><sup>Bc</sup>

Concordante, y encima yeso cristalino suavemente plegado, con un espesor de 35-40 m.

#### 2.5.2.2.4 Tcm<sub>12</sub><sup>Bc</sup>

Encima de los yesos continúa la serie con un nivel discontinuo calizo de 0,5 m. de espesor, seguido de una alternancia rápida de margas, margocalizas y areniscas, en general de tonos blancuzcos y ricas en Globigerinoides. Espesor, 60-70 m.

#### 2.5.2.2.5 β<sup>6</sup>

En la esquina SE. de la Hoja afloran gran variedad de materiales volcánicos, tanto por su estructura como por su composición. Están limitados al N. por una zona de fracturas de cierta importancia, posterior a todas las manifestaciones efusivas. Los tipos principales de rocas volcánicas son: aglomerados, tobas, andesitas en masa, conglomerados poligénicos, cenizas

y dacitas en masa. Todas las rocas presentan características petrográficas muy semejantes, siendo casi todas ellas dacitas anfibólicas piroxénicas. Todas las erupciones de esta zona son, al menos, anteriores al Mioceno transgresivo de edad Mioceno Superior-Plioceno.

#### 2.5.2.2.6 $T_{S_{12-2}}^{Bc-B}$

Discordantemente y con carácter transgresivo (zona O., Polopos). Continúa la serie con una formación muy detrítica, formada por areniscas, conglomerados y areniscas calcáreas, en general de tonos amarillentos. Los conglomerados contienen cantos de calizas, filitas y fragmentos volcánicos bien redondeados. Se observa estratificación cruzada y «graded bedding» en las areniscas. Contienen numerosos restos orgánicos (Gasterópodos, Lamebranquios, Algas, etc.).

#### 2.5.2.2.7 $TC_2^B$

Al techo de todo el conjunto se encuentran calizas masivas, biomicritas, vacuolares, con un espesor de 25-30 m. En Sierra Alhamilla, estas calizas, discordantes sobre los materiales alpujárrides y miocenos más antiguos, forman un pasillo de enlace entre la cuenca de Sorbas y la depresión de Almería.

### 2.6 CUATERNARIO (Q) (Q<sub>t</sub>) (Q<sub>c</sub>) (Q<sub>al</sub>)

Se incluyen aquí los depósitos fluviales que ocupan los lechos de los ríos, depósitos de terrazas fluviales, formadas de conglomerados y arenisca, principalmente compuestos de elementos Nevado-Filábrides y Alpujárrides y depósitos aluviales y coluviales, ocupando estos últimos las zonas de ladera. No presentan diferencias notables en su composición; el criterio único para separarlas ha sido su génesis.

## 3 METAMORFISMO

En las rocas de la Formación Nevada del Complejo Nevado-Filábride, NIJHUIS (1964) encuentra estaurolita, distena y granates atolón («atoll garnet»). Según él, estos minerales se originaron cinemáticamente en un tiempo pre-alpino. LANGENBERG (1972) no encontró elementos estructurales pre-alpinos en la Formación Nevada. Su observación concuerda con las del presente autor. Además, aparece también la asociación mineralógica de

distena, estaurilita y cloritoide, tanto en la Formación Nevada como en la Tahal. Como no se encuentran diferencias entre las deformaciones de estas dos formaciones (véase también VISSERS, en preparación), la asociación mineralógica anterior puede relacionarse con el metamorfismo alpino (KAMP-SCHUUR, en preparación). Por lo tanto, la Formación Nevada no ha sufrido un metamorfismo ni deformación pre-alpina intensa. Además, localmente se encuentran en dicha formación: diópsido, condrolita y vesuvianita, que son indicativos de un metamorfismo de contacto, causados por la intrusión de granito (HELMERS y VOET, 1967).

El metamorfismo alpino de las rocas del Complejo Nevado-Filábride lo describe detalladamente NIJHUIS (1964), el cual deduce cuatro etapas sucesivas, caracterizadas cada una de ellas por minerales críticos de una facies particular. Haciendo uso de la relación de minerales metamórficos con la deformación, y el hábito zonal de anfíboles y feldespatos, dedujo que las dos primeras etapas del metamorfismo son sincinemáticas s.l., y las dos últimas, post-cinemáticas.

En orden a su desarrollo, se distinguen las siguientes facies o subfacies metamórficas:

Etapas 1.—Facies de esquistos con glaucofana. Formación de: glaucofana, epidota s.l., granate, cloritoide, distena, piroxeno sódico, cuarzo, paragonita, carbonato, mena, rutilo y aragonito (encontrado por HELMERS, en preparación).

Etapas 2.—Facies de transición de esquistos verdes-anfibolitas. Formación de: anfíbol azul-verde, epidota s.l., albita, granate, distena, cuarzo, paragonita, moscovita, clorita, carbonato, mena, rutilo, titanita y turmalina.

Etapas 3a.—Facies de esquistos verdes (probablemente subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita).—Formación de: tremolita, epidota s.l., albita, cuarzo, paragonita, moscovita, clorita, biotita, carbonato, mena, rutilo, titanita, turmalina y escapolita.

Etapas 3b.—Facies anfibolita-almandínicas. Formación de: plagioclasa cálcica, estaurilita, distena, cuarzo, biotita y carbonato.

La primera etapa de metamorfismo es sincinemática con  $D_1$  (véase apartado 5); la segunda etapa es sincinemática con  $D_3$ ; mientras que las etapas 3a y 3b son cinemáticas s.l. entre  $D_3$  y  $D_4$  (véase KAMP-SCHUUR, en preparación).

WESTRA (1969) estableció en su Tesis que las rocas de la formación «micasquistos» muestran los efectos de un metamorfismo anterior, posiblemente pre-Silúrico. Sin embargo, un cuidadoso estudio estructural de las rocas del Complejo Alpujárride de la parte SE. de la Sierra Cabrera lleva



al autor a la conclusión de que no hay diferencia en la continuidad de fases de deformación de estas rocas (véase también KAMPSCHUUR & RONDEEL, en preparación). Por tanto, el metamorfismo mencionado por WESTRA (op. cit.) es un metamorfismo alpino. Por tanto, en las rocas del zócalo del Complejo Alpujarride no existe ni metamorfismo ni deformación intensa de edad pre-alpina.

En las rocas de las formaciones «filítica inferior y superior» y «carbonatadas», la primera etapa de metamorfismo es muy clara. Los minerales formados durante esta etapa son: cloritoide, glaucofana (en las metabasitas), mica blanca, cuarzo, albita, carbonato y mena. La asociación mencionada indica un facies de esquistos verdes «glaucofénicos» (TURNER, 1968). La segunda etapa también puede encontrarse en las rocas anteriormente mencionadas del Complejo Alpujarride, dando lugar a la asociación mineral siguiente: anfíbol azul-verdoso, mica blanca, carbonato, clorita, albita? y mena. Apuntan, pues, a una facies de esquistos verdes.

En la formación «micasquistos» la primera etapa da la siguiente asociación: cuarzo, moscovita, biotita?, cloritoide, granate, oligoclasa?, albita?, clorita y epidota. Esta asociación es parecida a la de las rocas de cobertura (excepto granate y oligoclasa), incluyendo la formación filítica inferior, excepto la glaucofana. Esta ausencia es clara, ya que no se han encontrado rocas intrusivas en la formación «micasquistos».

La segunda etapa de metamorfismo ha formado, en la formación «micasquistos», la siguiente asociación: cuarzo, biotita, granate, estaurolita, oligoclasa, cloritoide, distena? y andalucita; que marcan las facies de las anfibolitas almandínicas. Hay que hacer constar que fuera de la zona cartografiada al SE. de Sierra Cabrera las rocas de la formación micasquistos han sufrido una segunda etapa de metamorfismo con facies de esquistos verdes.

Este hecho implica que la segunda etapa de metamorfismo está relacionada con un metamorfismo estático posterior.

En los micasquistos del SE. de la Sierra Cabrera, después de la segunda etapa, tuvo lugar un ligero metamorfismo estático, dando lugar a arcos poligonales.

En las rocas de los materiales de la formación «esquistos gneísicos» solamente se reconoce deformación alpina. La primera etapa de metamorfismo forma los siguientes minerales: cuarzo, moscovita, clorita?, biotita?, epidota, cloritoide, estaurolita y granate, que señalan las facies de anfibolitas almandínicas. La segunda etapa da lugar a la siguiente secuencia mineral: cuarzo, mica blanca, granate, estaurolita, distena, cloritoide, plagioclasa (anortita más del 15 por 100), epidota, biotita? y clorita, que también nos indican la facies de las anfibolitas almandínicas.

Esta etapa continúa con un metamorfismo estático que origina la siguiente asociación mineralógica: cuarzo, mica blanca, granate, estauroлита, distena, plagioclasa, biotita y clorita.

Es curiosa la existencia de una discontinuidad en el grado de metamorfismo estático entre las rocas del zócalo y la cobertera, incluyendo la formación filítica inferior; especialmente la parte SO. de la Sierra Cabrera. Esta discontinuidad es causada por una fase de cabalgamiento posterior al metamorfismo estático (véase también formación «micasquistos» de la Hoja de Vera).

En las rocas del Complejo Maláguide aparece la asociación de clorita, sericita, mica blanca y cuarzo, que nos indican un metamorfismo de grado muy bajo. Como solamente hay una etapa de metamorfismo (ocasionalmente aparece pizarrosidad), parece obvio relacionar este metamorfismo con el de la primera etapa.

#### 4 TECTONICA

Como se mencionó anteriormente, en la zona cartografiada existen los tres complejos tectónicos mayores; que de abajo arriba son: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide. Existen, además, depósitos neógenos.

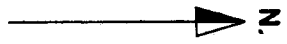
Aparecen dos tipos de imbricaciones: la primera está caracterizada por planos de cabalgamiento subparalelos a la estratificación, y es responsable de la perturbación de los complejos tectónicos; la segunda se caracteriza por fallas inversas de poco ángulo que afectan a la primera imbricación y a los depósitos neógenos (véase cortes).

En el Complejo Nevado-Filábride se distinguen tres unidades tectónicas, cada una de ellas representadas por materiales del zócalo y cobertera. Son de abajo arriba: Unidad Nevado-Lubrin, Unidad Bédar y Unidad Almocaizar.




Son muy comunes las imbricaciones del primer tipo entre el Complejo Alpujárride y el Maláguide.

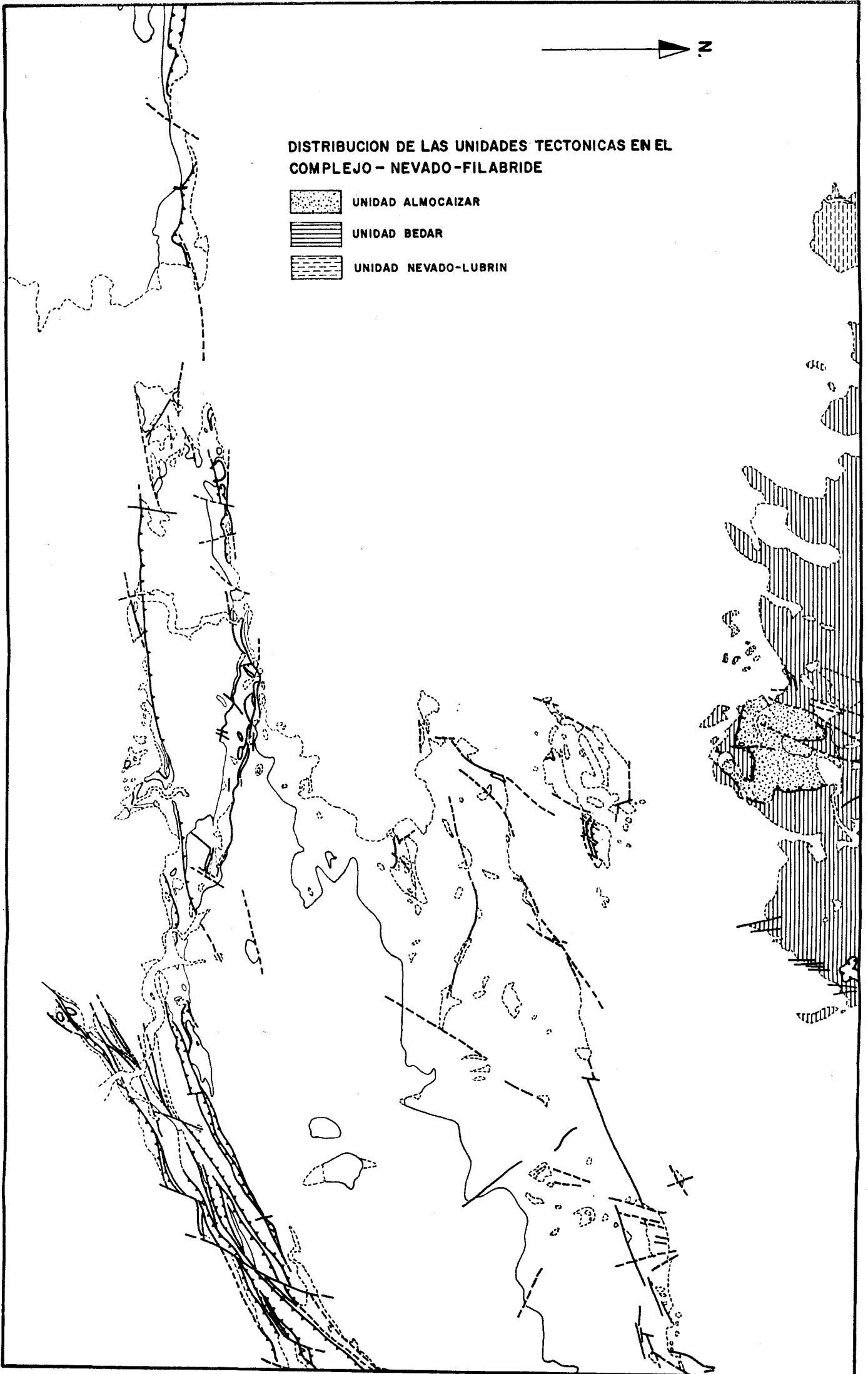
Estudios de LANGENBERG (1972), KAMPSCHUUR (en preparación) y RONDEEL, en los Complejos Alpujárrides y Maláguides, revelan que las tres series de los complejos tectónicos muestran efectos de seis fases de deformación aparentemente correlativas ( $D_1$ - $D_6$ ). Como ya se dijo anteriormente, se han encontrado en las rocas de zócalo deformaciones pre-alpinas muy intensas.

$D_1$  está caracterizada por pliegues apretados e isoclinales; muchos de ellos con un plano de crucero axial muy desarrollado. La esquistosidad causada por  $D_1$  está a menudo borrada por posteriores deformaciones. La primera fase de deformación está acompañada por el primer metamorfismo sincinemático.



**DISTRIBUCION DE LAS UNIDADES TECTONICAS EN EL  
COMPLEJO - NEVADO-FILABRIDE**

-  UNIDAD ALMOCAIZAR
-  UNIDAD BEDAR
-  UNIDAD NEVADO-LUBRIN



De arriba abajo:

Complejo Maláguide ... .. Metamorfismo de grado muy bajo (cuarzo, albita, moscovita y clorita).

Complejo Alpujárri-  
de ... ..

Rocas de cobertera, incluyendo la formación «filítico inferior».

Facies de los esquistos verdes glaucofénicos.

Formación «esquistos gneísicos».

Facies anfibolita-almandínicas.

Formación «micasquistos».

Facies de esquistos verdes glaucofénicos.

Complejo Nevado-Filábride ... .. Facies de esquistos con glaucofana.

Como  $D_1$  es la primera estructura alpina encontrada y el metamorfismo de la facies de esquistos con glaucofana se relaciona con esta deformación, el movimiento de mantos va a ligarse con esta fase de deformación. En otras palabras,  $D_1$  es sincrónico con el primer apilamiento de mantos.

Es muy probable que el origen de las brechas tectónicas (grauwackas) se formara durante más de una fase de deformación, incluyendo  $D_1$ .

$D_2$  es responsable de una fuerte reducción tectónica. Esta deformación solamente puede establecerse en el Complejo Nevado-Filábride (KAMP-SCHUUR, en preparación) (véase también  $D_4$ ).

$D_3$  ha producido pliegues de todas las escalas, ya cerrados o isoclinales, a veces con una cenulación muy desarrollada que oscurece la esquistosidad de  $D_1$ .  $D_3$  está acompañada por el segundo metamorfismo sincinemático

De abajo arriba:

Complejo Maláguide ... ..

Ninguno.

Complejo Alpujárri-  
de ... ..

Rocas de cobertera, incluyendo la formación «filítica superior».

Facies de esquistos verdes.

Formación de «esquistos gneísicos».

Facies de anfibolitas almandínicas.

Formación «micasquistos».

Facies de esquistos verdes.

Formación «micasquistos» del SE. de Sierra Cabrera.

Facies de anfibolitas almandínicas.

Complejo Nevado-Filábride ... .. Facies de transición de esquistos verdes a anfibolitas.

D<sub>4</sub> ha dado lugar a un cabalgamiento de gran escala. Ocasionalmente puede observarse que pliegues D<sub>3</sub> macroscópicos están truncados por planos de cizalla D<sub>4</sub>.

Es difícil establecer cuál de las dos fases de cabalgamientos, D<sub>2</sub> o D<sub>4</sub>, es más importante.

Como no se han encontrado estructuras D<sub>3</sub> microscópicas que plieguen estos importantes planos de cizalla, el autor cree que es D<sub>4</sub> la responsable de la mayoría de estos planos.

El segundo metamorfismo cinemático continúa después de D<sub>3</sub> en el Complejo Alpujárride, como un metamorfismo estático en las formaciones «micasquistos» y «esquistos gneísicos». La discontinuidad en el grado de metamorfismo estático, entre los materiales de cobertera, incluyendo la formación «filítica inferior» y las rocas del zócalo, es causada por D<sub>4</sub>.

D<sub>5</sub> da lugar a pliegues de todas las escalas, variando de abiertos a cerrados, con planos axiales muy verticales. A menudo los pliegues D<sub>5</sub> son conjugados, dando lugar a planos axiales opuestos (véanse cortes I-I' y II-II'). Después de la quinta fase de deformación no hay cabalgamientos importantes.

D<sub>6</sub> da pliegues de todas las escalas, ya abiertos o cerrados, con planos axiales muy verticales.

Después de D<sub>6</sub> aparece sucesivamente un suave plegamiento, fallas inversas, normales y de desgarre. Las fallas inversas se presentan por toda la zona, buzando tanto al S. como hacia el N.

Una de las razones de la divergencia de estas fallas pueden ser los pliegues D<sub>5</sub> conjugados (véanse cortes I-I' y II-II'). Estas fallas afectan a los materiales neógenos y son datadas como Mioceno Superior.

Las fallas normales afectan a todas las rocas presentes en la zona, indicando su origen reciente o reactivación.

Las estructuras más modernas son las fallas de desgarre que cortan a todas las estructuras anteriormente mencionadas. En los planos de fallas normales aparecen estrías horizontales.

Los depósitos neógenos no están afectados por D<sub>6</sub> ni fases anteriores.

La datación de D<sub>1</sub> a D<sub>6</sub> inclusive es muy inexacta, ya que las rocas más jóvenes afectadas son del Triásico Superior y las más antiguas no afectadas son del Mioceno Inferior.

Si las determinaciones de edad de las intrusiones leucocráticas son correctas (Eoceno: 50 ± 3 millones de años), la edad de D<sub>1</sub> a D<sub>3</sub> incluida es más antigua que el Eoceno (las intrusiones leucocráticas cortan a las estructuras D<sub>3</sub>).

## 5 HISTORIA GEOLOGICA

La monótona y potente serie de micasquistos en la Formación Nevada de la Unidad Nevado-Lubrín y en el Complejo Alpujárride sugiere un depósito en medio acuoso profundo, antes y durante el Devónico.

Durante el Devono-Carbonífero y Pérmico el depósito tuvo lugar principalmente por corrientes de turbidez en los dominios Alpujárride y Maláguide. En la Formación Nevada del Complejo Nevado-Filábride no se han encontrado grauwackas. En el Pérmico Inferior hay localmente intrusiones de granito en la Formación Nevada. La naturaleza del límite entre estas rocas de zócalo y cobertera de los tres complejos permanece dudosa. Sin embargo, como no se ha encontrado metamorfismo ni deformación pre-alpina intensa, parece ser que se trata de una discordancia erosiva.

La estratigrafía de las rocas permo-triásicas de los Complejos Alpujárride y Maláguide indican un cambio brusco en esta zona para las condiciones de depósito, probablemente entre el límite Triásico Inferior-Triásico Medio.

Las condiciones de depósito del Complejo Nevado-Filábride son diferentes a las mencionadas anteriormente y reflejan un influjo de los aportes terrígenos durante el Triásico Medio y Superior.

Investigaciones recientes han dado una amplia información sobre la evolución estructural durante la orogenia alpina. El apilamiento de los mantos actualmente representados en el área estudiada se atribuye a movimientos de cabalgamiento que tuvieron lugar durante la segunda y cuarta fase de deformación ( $D_2$  y  $D_4$ ).

El primer metamorfismo regional se relaciona con plegamientos durante  $D_1$ . El autor cree que esta primera fase es además responsable de movimientos de empuje mayores que dieron lugar a la formación «de una pila inicial de mantos», en el sentido de EGELER y SIMON (1969a, b). Las posteriores fases de deformación  $D_2$ ,  $D_3$  y  $D_4$  han distorsionado esta pila inicial de forma notable. El segundo metamorfismo regional sólo puede establecerse en los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride, estando relacionados con plegamientos durante  $D_3$ .

Después de  $D_3$  aparece metamorfismo no cinemático en los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. En las rocas de zócalo del Complejo Alpujárride tiene lugar un metamorfismo no cinemático entre  $D_3$  y  $D_4$ . Como este último solamente aparece en las rocas del zócalo del Complejo Alpujárride, ha debido de ser causado por condiciones locales antes de  $D_4$ . Nada puede decirse acerca de la dirección del plegamiento inicial y de los de  $D_2$  y  $D_4$ .

Los depósitos están afectados por plegamientos suaves, con ejes de dirección NE.-SO., fallas inversas con vergencia N. y S., fallas normales y fallas de desgarre.

Al finalizar las fases orogénicas alpinas, en el curso de las cuales tuvo lugar el asentamiento de los mantos béticos, y tras un fuerte período de neoplanización, debió tener lugar un período transgresivo de gran amplitud, cubriendo el mar extensas áreas en la zona E. de las Cordilleras Béticas, donde amplias regiones quedaron en condiciones de sedimentación pelágicas. Se depositaron los materiales terciarios más antiguos, depósitos pelíticos en facies pelágicas, con terrígenos debidos a corrientes de turbidez, materiales groseros correspondientes a momentos de reactivación tectónica de diferentes áreas del SE. de las Cordilleras Béticas. Posteriormente tienen lugar el plegamiento y fracturación de las formaciones neógenas más antiguas, produciéndose el levantamiento de la Sierra de los Filabres y subsecuente erosión de las unidades tectónicas profundas del Complejo Nevado-Filábride, tal como indican los materiales que componen el conglomerado basal ( $T_{11}^{Bc}$ ) del neógeno más reciente.

Consecuencia inmediata del atenuamiento de esta fase orogénica es la disminución sensible en la cantidad de conglomerados, sobre todo hacia el centro de la cuenca de Sorbas, donde tiene lugar una sedimentación en facies pelágicas. Ocasionalmente esta deposición tranquila quedó interrumpida por deslizamientos o «fluxo-turbiditas» procedentes del N., tal como indican los fragmentos del Complejo Nevado-Filábride.

El conglomerado basal ( $T_{scg_{11}}^{Bc}$ ), en la zona Gafarillos, manifiesta condiciones de depósitos cercanos de costa, altamente turbulentas. Los materiales alpujárrides y maláguides vinieron del E. y S., tal como indican algunas estructuras imbricadas en los sedimentos conglomeráticos.

Considerando la presencia de bloques conglomeráticos de material nevado-filábride, al lado N. de Loma Colorada, y la ausencia de rocas comparables al S., hace pensar (RONDEEL, 1965) en una barrera en esta época separando la parte NE. y SE. de la cuenca de Sorbas.

Los materiales de  $T_{C_{12}}^{Bc}$  fueron depositados discordantemente, transgresivos, bajo condiciones altamente turbulentas, ambiente litoral, como se puede ver por las estructuras y composición de estos sedimentos ricos en restos orgánicos. Contemporáneamente, en las partes profundas de la cuenca se depositaba la asociación pelítica  $Tm_{12}^{Bc}$ , al mismo tiempo que hacia el O. esta formación margosa desaparece a favor de calizas del tipo recifal, posiblemente como consecuencia de la elevación en esta zona del fondo marino, que posteriormente aislaría hacia el O. (Tabernas) como hacia el E. (Sorbas) pequeñas cuencas, muy reducidas, hipersalinas, casi cerradas al mar abierto, en las cuales se depositaron los yesos.

Posteriormente el mar probablemente transgredió, depositándose los materiales calcareníticos  $T_{12-2}^{Bc-B}$ , en principio en condiciones marinas normales, que posteriormente pasan a ser bastante restringidas, dada la pobreza de fósiles. En este mismo ambiente continúa el depósito. Los oolitos y calcarenitas bentónicas al techo de  $T_2^B$  indican un mar de bajo fondo y abierto, dada la presencia de foraminíferos bentónicos (Elphidium, Rotalia).

Al finalizar este período se produce un basculamiento ligero de la cuenca, acompañado de una fuerte elevación de la Sierra de Filabres. El mar abandona definitivamente la cuenca y se depositan los conglomerados y arenas  $T_2^B$ -Q. La Sierra Alhamilla-Cabrera debería estar ya emergida en esta época, dada la presencia de detritus alpujárrides y maláguides en los conglomerados de  $T_2^B$ -Q.

## 6 GEOLOGIA ECONOMICA

### 6.1 MINERIA Y CANTERAS

No se han encontrado minerales de interés económico, excepto algunos de hierro que fueron explotados en pequeñas canteras en el pasado; por ejemplo, cerca de la Cueva del Pájaro.

El mineral es illmenita-hematites, que aparece a lo largo de fracturas y diseminado en rocas carbonatadas muy limonitizadas del Complejo Alpujárride. El mineral es de origen sedimentario. Los sucesivos plegamientos y cabalgamientos de la orogenia alpina son responsables de las concentraciones locales de este mineral.

### 6.2 HIDROGEOLOGIA

Dentro de los materiales paleozoicos, en general de carácter impermeable, se localizan algunos acuíferos ligados a determinados niveles que presentan cierta permeabilidad por fracturación (cuarcitas, mármoles, gneises). En general constituyen acuíferos aislados e independientes entre sí.

Las dolomías alpujárrides presentan permeabilidad alta, debida a fisuración y disolución. En general, los afloramientos quedan aislados y colgados. Cuando la formación dolomítica es potente y se recubre por sedimentos terciarios, los acuíferos que constituyen son importantes.

En los materiales terciarios, el conglomerado basal presenta permeabilidad de media a baja, debida a fisuración. Son escasas las captaciones de agua en este acuífero.



Las calizas y maciños miocenos presentan buena permeabilidad, debido a fracturación y disolución. Las calizas de tipo recifal  $T_{sc_{12}}^{Bc}$  constituyen acuíferos en general muy buenos. También las calizas pliocenas  $T_2^B$  tienen buena permeabilidad, constituyendo en los puntos en que la potencia es importante acuíferos interesantes, ya que los caudales específicos que se obtienen en los pozos son elevados.

En los materiales cuaternarios ubicados en las ramblas, aunque su potencia no es muy grande, son numerosas las captaciones que los explotan.

## 7 BIBLIOGRAFIA

- BOOY, T. DE, & EGELER, C. G. (1961).—«The occurrence of Bétic of Málaga in the Sierras de Almagro, Cabrera and Alhambilla (SE. Spain)». *Geol. en Mijnb.* 40, pp. 209-218.
- BROUWER, H. A. (1926).—«Overthruststructure in the Eastern Bétic Cordillera». *XIV Congrès Géol. Int. Madrid*, pp. 1.885-1.888.
- BROUWER, H. A., & ZEYLAMNS VAN EMMICHOVEN, C. P. A. (1924).—«De tektoniek van het centrale gedeelte van de Sierra de los Filabres (Zuid-Spanje)». *Verls. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.* 33, 9, pp. 873-882.
- BRUINSMA, J. W. (1964).—«The Geology and Petrology of the La Molata Area, SE-Spain». *Internal report, University of Amsterdam*.
- DIAZ DE BERRICANO, I. (1967).—«Reconocimiento del Terciario de la provincia de Almería». Inédito.
- DURAN DELGA, M., y MAGNE, J. (1958).—«Notes sur certaines formations tertiaires situées entre Almeria et la Sierra de Carthagene». *Notes y Com., Inst. Geol. y Min. España*, núm. 51.
- EGELER, C. G., & SIMON, O. J. (1969a).—«Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude basée sur les recherches dans le secteur compris entre Almeria et Vélez Rubio». *Verls. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch., Afd. Natuurk., eerste reeks*, 25, núm. 3, 90 p.
- (1969b).—«Orogenic evolution of the Bétic Zone (Bétic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures». *Geol. en Mijnb.*, 48, pp. 296-305.
- FOUCAULT, A., & PAQUET, J. (1971).—«Sur l'importance d'une tectogénèse hercynienne dans la région centrale des Cordillères Bétiques (Sud de la Sierra Arana, Provence de Grenade, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, pp. 2.756-2.758.
- FUSTER, J. M. (1956).—«Las erupciones delleníticas del Terciario Superior de la fosa de Vera (prov. de Almería)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 54, 5.
- FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F.—«Estudio petrológico de las rocas volcánicas lamproíticas de Cabezo María (Almería)». *Est. Geol.*, vol. XX.

- GEEL, T. (1973).—«The Geology of the Betic of Malaga, the Subbetic, and the Zone between these two Units in the Vélez Rubio Area (southern Spain)». *GUA Papers of Geology*, series 1, 5.
- HELMERS, H.—«Geological Investigations in the Western Sierra de Bédar, SE. Spain». *GUA Papers of Geology*. (In prep.).
- HELMERS, H., & VOET, H. W. (1967).—«Regional Extension of the Nevado-Filabride Nappes in the Eastern and Central Sierra de los Filabres (Betic Cordilleras, SE. Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetens ch.*, series B, 70, pp. 239-253.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION OF STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY (1961).—«Statement of Principles of stratigraphic Classification and Terminology». *Intern. Geol. Congr., 21 Session, Norden, 1960*, 25.
- KAMPSCHUUR, W. (1972).—«Geology of the Sierra de Carrascoy (SE. Spain) with Emphasis on Alpine Polyphase Deformation». *GUA Papers of Geology*, series 1, núm. 4.
- «Contribution to the Metamorphism and Polyphase Deformation of the Sierra de los Filabres». (In prep.).
- KAMPSCHUUR, W., & RONDEEL, H. E.—«Polyphase Deformation and Metamorphism in the SE-Part of the Sierra Cabrera and Variegato, SE. Spain». (In prep.).
- KOZUR, H.; KAMPSCHUUR, W.; MULDER-BLANKEN, C., & SIMON, O. J.—«Contribution to the Ostracode-faunas of the Betic Zone (southern Spain)». (In prep.).
- LANGENBERG, C. W. (1972).—«Polyphase Deformation in the Eastern Sierra de los Filabres, North of Lubrín, SE. Spain». *GUA Papers of Geology*, series 1, núm. 2.
- LEINE, L. (1968).—«Rauhwackes in the Betic Cordilleras (Spain)». *Thesis Amsterdam*, 112 p.
- (1971).—«Rauhwackes und ihre Entstehung». *Geol. Rundschau*, 60, 2, pp. 488-524.
- MAC GILLAVRY, H. J.; ROEP, Th. B., & GEEL, T. (1960).—«Notes on the Betic of Málaga near Vélez Rubio (SE. Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, 63, pp. 623-626.
- MAC GILLAVRY, H. J.; ROEP, Th. B., and SOEDIONO, H. (1964).—«Further notes on the geology of the Betic of Málaga, the Subbetic and the zone between the two units in the region of Vélez Rubio (southern Spain)». *Geol. Rundschau*, 53, pp. 233-256.
- NIJHUIS, H. J. (1964).—«Plurifacial Alpine Metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres South of Lubrín, SE. Spain». *Thesis Amsterdam*, 151 p.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H., & VERSCHURE, R. H. (1962).—«Isotopic Age Determinations on Tourmaline Granitegneisses and

- a Metagranite in the eastern Betic Cordilleras (south eastern Sierra de los Filabres), SE. Spain». *Geol. en Mijnb.*, 45, pp. 184-187.
- ROEP, Th. B. (1972).—«Stratigraphy of the "Permo-Triassic" Saladilla Formation and its tectonic Setting in the Bético of Málaga (Vélez Rubio Region, SE. Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, 75, 3.
- RONDEEL, H. E. (1965).—«Geological Investigations in the western Sierra Cabrera and adjoining Areas, south-eastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 161 p.
- SIMON, O. J. (1963).—«Geological Investigations in the Sierra de Almagro, south-eastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 164 p.
- TRIGUEROS, E., y NAVARRO, A. (1963).—«Estudio geológico de un área de Vera, Cuevas de Almanzora y Mojácar (Almería)». *Not. y Com. I. G. M. E.*, 70, 5.
- VISSERS, R. «Polyphase Deformation in the «Nevada schists» of the Sierra de los Filabres, south-west of Macael, SE. Spain». (In prep.).
- VOLK, H. R. ZUR (1966).—«Geologie und stratigraphie des neogenbeckens von VERA., Südost-Spanien». *Geol. Inst. Mededeeling*, núm. 339, Univ. Amsterdam.
- VOLK, H. R., y RONDEEL, H. E. (1964).—«Zur gliederung des junstertiärs in becken von Vera, Sudos-Spanien». *Geol. en Mijnbouw*, núm. 7.
- VRIES, W. C. P. de, & ZWAAN, K. B. (1967).—«Alpujarride Succession in the central Part of the Sierra de las Estancias, Province of Almeria, SE. Spain». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, series B, 70, pp. 443-453.
- WESTRA, G. (1969).—«Petrogenesis of a Composite Metamorphic Facies Series in an Intricate Fault-Zone in the south-eastern Sierra Cabrera, SE. Spain». *Thesis Amsterdam*, 166 p.
- WESTRA, L. (1963).—«Geology of the Bédar Area, Sierra de los Filabres, SE. Spain». *Internal report, University of Amsterdam*.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA