



IGME

83

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

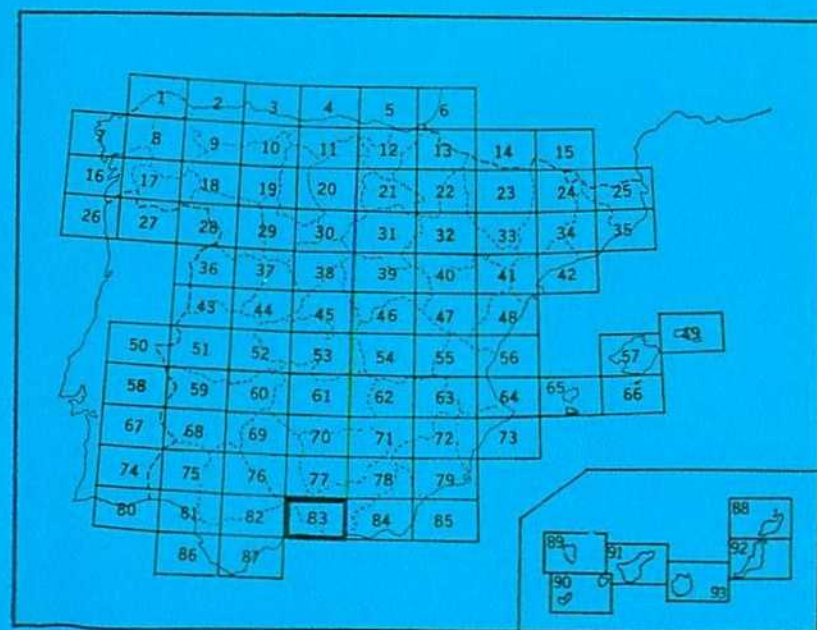
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

GRANADA-MÁLAGA

Segunda edición

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

GRANADA-MÁLAGA

Segunda edición

Esta Memoria explicativa ha sido redactada por F. ALDAYA y J. A. VERA, con la colaboración de J. M. FONTBOTE, de la Facultad de Ciencias de Granada.

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Editado
por el
Departamento de Publicaciones
del
Instituto Geológico y Minero
de España
Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

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

Depósito Legal: M-17.834 - 1980

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

1 INTRODUCCION

En el área incluida dentro de esta Hoja del Mapa afloran materiales que corresponden a la *Zona Bética* y a la *Zona Subbética*, así como materiales neógenos y cuaternarios, que alcanzan su mayor desarrollo horizontal y vertical en las *Depresiones* postorogénicas. También afloran, a lo largo del límite entre las zonas internas (*Z. Bética*) y externas, diversos elementos de atribución dudosa. En parte (sector de Colmenar, etc.) pueden representar la continuación, hacia el E., de alguna de las unidades autóctonas del Campo de Gibraltar (ver Memorias Hojas núms. 82, 86 y 87).

Los materiales béticos pertenecen a tres grandes unidades: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide.

Los materiales pertenecientes a los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride son de edad paleozoica y triásica, y están afectados por el metamorfismo regional alpídico.

El Complejo Maláguide está muy escasamente o nada afectado por el metamorfismo alpídico. Los materiales pertenecientes a este complejo se extienden desde el Paleozoico Inferior (Silúrico) hasta el Oligoceno.

La *Zona Bética* se caracteriza por su estructura en mantos de corrimiento de gran envergadura, originados por fenómenos de compresión, aunque, más tarde, fenómenos de desplome y deslizamiento gravitatorio hayan podido modificar más o menos las relaciones geométricas primitivas de la estructura en mantos de corrimiento.

Los materiales de la *Zona Subbética* afloran extensamente, especialmente en la mitad occidental de la Hoja. Están representados términos desde el

Triásico al Mioceno Inferior. El Paleozoico no aflora en ningún punto. Están representadas diversas unidades estratigráficas y tectónicas de esta zona, y tan sólo faltan las más septentrionales (o externas) de estas últimas.

Los materiales neógenos y cuaternarios, que en parte afloran dispersos en esta Hoja, también constituyen grandes afloramientos. Alcanzan el máximo desarrollo en la Depresión de Granada, que ocupa la parte central de la misma, y en el extremo SO. de la Depresión de Guadix (vértice NE. de la Hoja).

2. ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

2.1 ZONA BETICA

Es la zona más interna de las tres grandes unidades en que se pueden dividir las Cordilleras Béticas (FALLOT, 1948). Se caracteriza fundamentalmente por dos hechos:

1) Presencia de terrenos paleozoicos, que participan conjuntamente con materiales post-paleozoicos en la estructura alpidica de mantos de corrimiento.

2) Desarrollo de metamorfismo regional ligado al ciclo alpidico.

Cabría mencionar otros hechos notables de esta zona, tales como: ciertos tipos de manifestaciones metalogénicas; ausencia casi general de sedimentos posttriásicos; la falta de una verdadera etapa geosinclinal alpidica (FONTBOTE, 1970), y algunas otras de menor importancia.

Se distinguen en la Zona Bética tres grandes complejos, cuya estructura interna es más o menos complicada, y que corresponde a otros tantos dominios paleogeográficos:

El más bajo, según la estructura actual, es el *Complejo Nevado-Filábride*. Sobre él aparece situado el *Complejo Alpujárride*, de origen más meridional, según la mayor parte de los autores, compuesto a su vez por diversos mantos de corrimiento. Finalmente, sobre este último descansa el *Complejo Maláguide*, caracterizado por un Paleozoico apenas o nada metamórfico, y una cobertera mesozoica y terciaria poco potente.

Es conveniente matizar un poco la composición del Complejo Alpujárride. El número de mantos de corrimiento que lo componen es variable de una transversal a otra de las Cordilleras; todos ellos muestran características lo suficientemente homogéneas como para incluirlos en una unidad de orden superior, que es el *Complejo Alpujárride*. Ahora bien, en la mitad oriental de la Zona Bética existe una unidad en la base de este complejo, que muestra

características específicas, por lo que podría considerarse como unidad en cierto modo diferente. Es la *Unidad de Lújar* (Van BEMMELEN, 1925; ALDAYA, 1968) en la transversal de Granada, equivalente, sin duda, a la *Unidad Ballabona-Cucharón* (EGELER y SIMON, 1969) en la transversal de Almería-Murcia. Sin embargo, para este mapa dicha unidad se incluirá dentro del *Complejo Alpujárride s. lat.*, debido a que las diferencias con el resto de los componentes de este complejo no son excesivas y debido también a que en la actualidad la delimitación de esta unidad y el Complejo Alpujárride no está precisada en todos los sectores. De todos modos, queda señalada esta diferencia.

2.1.1. Complejo Nevado-Filábride

Las investigaciones actualmente en curso (FONTBOTE y PUGA) abordan fundamentalmente las características estructurales y petrológicas de estas series, lo que permite comenzar a plantear la cuestión de la presencia o no de unidades o mantos distintos, así como la de la superposición de estructuras de diferentes edades y características.

Además de los estudios que se efectúan actualmente sobre estos materiales por los autores citados, hemos de destacar, entre los trabajos relativamente recientes, los de FALLOT, FAURE-MURET, FONTBOTE y SOLE (1959-1960); todos ellos afectan la región incluida en esta Hoja.

Las unidades o conjuntos litológicos distinguidos hasta el momento, sin prejuzgar de momento su orden cronológico o estructural, son:

- *Unidad de Sierra Nevada*, propiamente dicha.
- *Unidad de las Sabinas* (PUGA, 1971), y que corresponde aproximadamente a la antes llamada *Mischungszone*.
- *Unidad de la Caldera*.

2.1.1.1. *Unidad de Sierra Nevada*

Es la que aflora en la mayor extensión de Sierra Nevada propiamente dicha, y, aún con las reservas del caso, la más potente dentro del complejo.

Desde el punto de vista litológico esta unidad, monótona hasta el extremo, se compone fundamentalmente de micasquistos grafitosos, en su mayor parte granatíferos (almandino-espesartita). Dentro de ellos pueden distinguirse algunas variedades de micasquistos cuarcíticos, con cloritoide, etc.,

Entre los micasquistos aparecen intercalaciones lenticulares de cuarcitas, en número variable según los sectores, y en general de escasa potencia. Estas cuarcitas, localmente, han quedado más o menos retrometamorfizadas, de modo que han adquirido el carácter de italo-columinitas.

En mucha menor proporción están representadas anfíbolitas y, aún me-

nor, serpentinitas, que corresponden a antiguas rocas básicas y ultrabásicas, respectivamente, las cuales fueron sometidas posteriormente a los procesos de metamorfismo regional.

Es de notar en esta serie la falta prácticamente total de rocas carbonatadas y de gneis, lo que contrasta con las otras dos unidades del mismo complejo.

Desde el punto de vista del metamorfismo, en conjunto, la serie de Sierra Nevada aparece como plurifacial. Los estudios petrológicos detallados (PUGA, en curso de publicación) permiten distinguir varias etapas, sincinemáticas, unas; estáticas, otras. El carácter plurifacial está bien claro, pero no se puede asegurar aún que se trate de rocas realmente polimetamórficas. El grado más elevado alcanzado corresponde a la facies anfibolita epidótica, o tercera subfacies de esquistos verdes, de un metamorfismo de tipo barrowiano.

En cuanto a las características originarias de la serie de Sierra Nevada se puede decir que se trataba de una potente serie arcillosa, rica en materia orgánica, con intercalaciones de areniscas, y en mucha menor cuantía de rocas básicas y ultrabásicas. A manera de hipótesis se podría añadir que su depósito se efectuó en una cuenca de fuerte subsidencia y que la sedimentación tuvo, posiblemente de las Sabinas, características de flysch.

En cuanto a la edad de esta serie no se dispone de datos seguros hasta el momento. Si el contacto entre esa serie y la serie suprayacente, es esencialmente estratigráfico, su edad sería anterior, por lo menos, al pérmico, ya que la segunda ha sido datada radiométricamente como permotriásica. Si por el contrario fuese tectónico, este argumento carecería de validez. Una discusión de esta cuestión se encuentra en FALLOT, *et al.* (1960).

2.1.1.2. *La unidad de las Sabinas*

Esta unidad contrasta notablemente con la anterior, debido a la variedad de rocas representadas en la misma. Está constituida por micasquistos más diversos: cuarcitas, mármoles de varios tipos, anfibolitas, serpentinitas y gneis. Esta composición actual refleja una sedimentación original más variada que en la serie de Sierra Nevada, así como una participación importante de materiales volcánicos: rocas volcánicas y subvolcánicas, básicas y ácidas, con sus correspondientes rocas piroclásticas. Por efecto del metamorfismo regional las ácidas originaron los gneis y las básicas las anfibolitas. Así, se puede decir que esta serie fue realmente vulcanosedimentaria. Este carácter se muestra más acentuado en los tramos medio y superior de la misma.

El metamorfismo es plurifacial y exclusivamente ligado al ciclo alpídico. El grado máximo alcanzado corresponde a la facies anfibolita epidótica.

La semejanza litológica (abstracción hecha del grado de metamorfismo) con el paleozoico superior y triásico del *Complejo Alpujárride* inclinaron a

varios autores a atribuir una edad permotriásica a esta serie. Por otra parte, aunque todavía escasas, las determinaciones de edad absoluta por métodos radiométricos apoyan esta atribución. Sin embargo, conviene advertir que otros autores han interpretado esta serie como o bien mucho más antigua (FAURE MURET, p. ej.) o bien han admitido que podía contener hasta términos posteriores al Triás (STAUB). Una exposición más detallada de estas cuestiones cronológicas se encuentra en FALLOT *et al.*, 1960.

2.1.1.3. *Unidad de la Caldera.*

Esta nueva unidad ha sido individualizada y definida muy recientemente (PUGA, FONTBOTE y MARTIN-VIVALDI, 1968) dentro del *Complejo Nevado-Filábride*.

Se trata de una sucesión originariamente vulcanosedimentaria, comparable a la serie filábride. Difiere de ésta en tres hechos fundamentales:

1. Existencia de polimetamorfismo, caracterizado por la superposición de un metamorfismo regional a una fase de metamorfismo de contacto, perteneciente a la facies de corneanas hornbléndicas (PUGA, FONTBOTE y MARTIN-VIVALDI, en prensa).
2. Metamorfismo regional más alto que en la serie filábride; corresponde a la subfacies de almandino-estauroлита, de la facies de las anfibolitas almandínicas.
3. Existencia de rocas plutónicas ácidas, muy escasas, que han sido posteriormente metamorfizadas (PUGA, 1970).

Este tramo fue considerado al principio, por PUGA, FONTBOTE y MARTIN-VIVALDI (1968), como la parte inferior de la Serie de Sierra Nevada. Sin embargo, investigaciones más recientes de los dos primeros investigadores, así como las dataciones radiométricas disponibles, abren la posibilidad de que se trate de un equivalente de la unidad de las Sabinas, por tanto de edad permotriásica, lo que implicaría la existencia de, por lo menos, dos grandes unidades tectónicas en Sierra Nevada occidental.

En este caso, el tramo de la Caldera correspondería a una unidad tectónica, manto de corrimiento, distinta. Será necesario esperar los resultados de las investigaciones en curso para resolver esta cuestión, aunque puede adelantarse que los resultados hasta ahora disponibles, si no una prueba absoluta, suministran ya argumentos poderosos en favor de esta nueva interpretación.

2.1.2. *Complejo Alpujárride*

Dentro de esta Hoja ha sido objeto de estudios recientes por ALDAYA (1969b), BOULIN (1968) y COPPONEX (1969).

Está compuesto por un conjunto de mantos de corrimiento, de número variable según la transversal que se considere. Constituye en su totalidad una gran unidad tectónica superpuesta al *Complejo Nevado-Filábride* e inferior al *Complejo Maláguide*.

Las series estratigráficas de los distintos mantos son extraordinariamente semejantes entre sí, aunque tan sólo en uno de ellos se presenta la serie completa (ALDAYA, 1969b, 1969c).

Las formaciones que componen la serie alpujárride, descritas muy sucintamente, son las siguientes:

A. *Formación inferior de micasquistos y cuarcitas*

Se trata de micasquistos granatíferos, polimetamórficos, que presentan alternancias de cuarcitas, y algunas intercalaciones de mármoles detríticos. Estos últimos hacia el O. se desarrollan fuertemente, y alcanzan grandes potencias en Sierra Tejeda (BOULIN, 1962).

Las rocas de esta formación presentan metamorfismo de diversas fases. La más antigua es de metamorfismo dinamotérmico (sincinemático) durante el paleozoico, posiblemente inferior (orogénesis caledoniana?). La paragénesis (cuarzo-oligoclasa-mica blanca-biotita-almándino-estauroлита) indica la facies de las anfibolitas almandínicas, primera subfacies de un metamorfismo de tipo barrowiano.

Posteriormente, con relación al ciclo alpídico, han sufrido una primera fase de metamorfismo dinamotérmico poco intenso, que en esta formación ha alcanzado la facies de esquistos verdes.

Posteriormente, pero antes de la última etapa de traslación de los mantos, tuvo lugar una segunda fase de metamorfismo poco intenso, de tipo térmico y en medio estático. Se caracteriza por una paragénesis de cuarzo-oligoclasa-mica blanca-biotita roja-andalucita. Se alcanza entonces una facies de esquistos verdes, segunda subfacies, de tipo abukúmico.

La edad de esta formación debe corresponder al Paleozoico Inferior.

B. *Formación superior de micasquistos y cuarcitas*

Es discordante sobre la anterior, e igualmente potente y monótona en cuanto a composición. Está constituida por micasquistos biotíticos y cuarcitas. Los materiales de esta formación son, en general, más cuarcíticos que los de la formación anterior.

El contacto entre ambas formaciones está determinado por un brusco salto de metamorfismo. Este salto se debe a que esta formación superior no fue afectada por la etapa de metamorfismo de edad paleozoica, descrita en el párrafo anterior, sino que tan sólo lo fue por las de edad alpídica.

Es en esta formación donde aparece con mayor claridad la primera de las

dos paragénesis alpidicas, constituida por cuarzo-albita (oligoclasa hacia los niveles más profundos)-mica blanca-clorita-biotita.

Esta formación ha sido afectada también por el metamorfismo alpidico de tipo abukúmico, de edad más tardía.

El contacto entre ambas formaciones tan sólo es claramente visible en contados puntos. La edad de la superior puede estimarse en Paleozoico Superior, infra-Pérmico.

C. Formación de filitas y cuarcitas

Aparentemente concordante sobre la anterior, se sitúa una formación de filitas y cuarcitas de color gris-azulado, y de potencia extraordinariamente variable; en algunos cortes puede alcanzar bastantes centenares de metros, mientras que en otros aparece casi completamente laminada.

Esta formación suele presentar intercalaciones de calizas y dolomías, en general detríticas, como ocurre en la región situada al E. y NE. de Motril. Igualmente presenta intercalaciones de calcoesquistos, niveles de yeso y niveles fuertemente coloreados de tonalidades rojizas y verdosas, en especial hacia la parte superior. También en la parte superior de la formación se encuentran intercalaciones de rocas volcánicas ácidas, piroclásticas en muchos casos, cuyas características originales han quedado más o menos enmascaradas por efecto del metamorfismo. En relación con las mismas existen mineralizaciones estratiformes de hierro (por ejemplo, mina del Conjuro).

El metamorfismo que afectó a los materiales de esta formación corresponde tan sólo a la primera de las dos etapas de metamorfismo alpidico, caracterizada por una paragénesis (cuarzo-albita-mica-blanca-clorita) que corresponde a la facies de esquistos verdes, primera subfacies. La paragénesis resultante de la fase térmica, o sea, de la segunda fase de metamorfismo alpidico, no ha sido detectada, al menos hasta el momento, en esta formación.

La edad atribuible es Permo-Werfenense.

D. Formación de calizas y dolomías

La Serie Alpujárride termina con una formación de calizas y dolomías situada normalmente sobre las filitas y cuarcitas. El paso de una formación a otra se realiza por medio de los niveles de calcoesquistos, aunque en la mayoría de los casos este contacto es de despegue.

Los procesos de metamorfismo tan sólo han afectado a esta formación, dando lugar a una recristalización, sin que aparezcan minerales de neoformación.

La edad es Trías Medio-Superior. Sobre él no han aparecido en este dominio materiales que puedan ser atribuidos con seguridad al Jurásico.

La serie que antecede corresponde al único de los mantos que presenta

la serie completa. Merece ser señalada, en el conjunto del dominio alpujárride, la existencia de manifestaciones subvolcánicas básicas, de edad triásica, en general en forma de diques.

La unidad tectónica más inferior, dentro de este conjunto alpujárride, es el Manto de Lújar, que como se indicó anteriormente presenta características netamente diferentes del resto. Estas características son principalmente:

- 1) Mayor importancia de las manifestaciones subvolcánicas básicas que se manifiestan en forma de filones-capa.
- 2) Menor recristalización del conjunto calizo-dolomítico.
- 3) Existencia de lentejones de yeso primario.
- 4) Mineralizaciones estratiformes de galena y fluorita, de origen sedimentario, en las dolomías.

2.1.3. Complejo Meláguide

Aflora extensamente en el área representada en esta Hoja, en especial en los Montes de Málaga.

Su estructura interna no está aclarada por el momento, pues no se sabe con seguridad si está constituido por una o varias unidades. En conjunto, se superpone tectónicamente al Complejo Alpujárride, sin que en ningún punto pueda observarse un retazo meláguide pellizcado entre dos unidades alpujárrides.

Los materiales que constituyen este Complejo apenas o nada han sido afectados por los procesos de metamorfismo regional ligados al ciclo alpídico, todo lo más por un anquimetamorfismo.

Los estudios sobre estos materiales, dentro de esta Hoja, se deben especialmente para el Paleozoico a BLUMENTHAL (1927) y para el Mesozoico a AZEMA (1961).

Se pueden diferenciar los siguientes términos:

2.1.3.1. Paleozoico (ante-Pérmico).

La base está constituida por filitas, que hacia arriba pueden contener intercalaciones de calizas. Sigue un verdadero flysch calizo —la formación de las calizas alabeadas— de edad de silúrica a devónica media. Luego viene una formación de tipo «Culm» de edad devónica superior a Carbonífero Inferior. Encima se hallan grauwackas, atribuidas, en general, al Carbonífero Inferior. Localmente, al parecer mediante discordancia poco visible, se superponen conglomerados poligénicos de cantos relativamente gruesos («Conglomerado de Marbella») definido por BLUMENTHAL, que podría representar un término más elevado del Carbonífero.

2.1.3.2 *Permo-Triásico*

Constituido por pelitas, areniscas y conglomerados violáceos y rojizos. En la parte superior predomina la arcilla, con algunos lentejones de yeso y bancos de dolomía. La potencia es del orden de los 150 m.

2.1.3.3 *Jurásico*

Generalmente tiene una representación muy incompleta. Comienza con unas dolomías poco potentes que se atribuyen al Triás Superior-Lías Inferior. El resto del Jurásico es calizo y con escasa potencia (50 m.) y episodios de condensación.

2.1.3.4 *Cretáceo*

El Cretáceo Inferior aparece fosilizando los huecos de un «karst» labrado sobre las calizas jurásicas. El Cretáceo Superior está constituido por margocalizas rosadas, que pueden confundirse con las del Paleoceno.

2.1.3.5 *Nummulítico*

Constituido por margas en la parte inferior y calizas organógenas en el Eoceno Medio-Superior. El Oligoceno, cuando existe, es margoso o arenoso.

2.2. ZONA SUBBÉTICA

Está representada por rocas sedimentarias de edades comprendidas entre el Triásico y el Mioceno Inferior inclusive, depositadas por lo menos desde el Lías Medio, en régimen geosinclinal, plegadas en la orogenia alpina.

Numerosos estudios se han efectuado sobre estos materiales dentro de la región comprendida en esta Hoja del Mapa y entre ellos merecen señalarse los de GARCIA-DUEÑAS (1966-69), PEYRE (1957-1969) y VERA (1964-69), por su carácter geológico regional, y que cubren la casi totalidad de los materiales subbéticos representados en esta Hoja.

Como características de conjunto más notables para la Zona Subbética podremos señalar:

- a) Predominio de litofacies calizas y margosas. Las areniscas son muy poco abundantes en el conjunto.
- b) Variabilidad de las series (facies y potencias) debida a una subsidencia diferencial marcada, durante el Jurásico-Cretáceo-Nummulítico.
- c) Presencia de rocas volcánicas básicas, jalonando los límites de las zonas isópicas y en épocas de máxima subsidencia.
- d) Falta total de afloramientos del Paleozoico; en gran parte de esta Zona también faltan los correspondientes al Triás Inferior.

De acuerdo con las características estratigráficas de las distintas series se han podido diferenciar diversas unidades o dominios paleogeográficos dentro de la Zona Subbética. Como se ha dicho ya al comienzo de esta Memoria, se agrupan aquí las unidades situadas inmediatamente al N. del borde de la zona bética, las cuales pueden ser no subbéticas en sentido estricto. Algunas de ellas (PEYRE, 1969) parecen ser continuación de las que en las Hojas vecinas al O. (números 82 y 83) se han considerado como un conjunto distinto al complejo de unidades alóctonas del Campo de Gibraltar. Ahora bien, la discusión detallada de este punto habría requerido un espacio excesivo para una Memoria como la presente, y, por otra parte, faltan en bastantes casos los elementos de juicio que permitan llegar a una sistematización suficientemente segura.

Los términos más variables entre dominios, y más constantes dentro del mismo dominio, son los de Lías Superior-Dogger-Malm, y en ellos es donde precisamente se basa la división en dominios paleogeográficos que se corresponden, en muchos casos, con sendas unidades tectónicas distintas.

En la región comprendida dentro de esta Hoja se han diferenciado de S. a N. las siguientes unidades o dominios paleogeográficos diferentes:

1. Unidades del «Flysch».
2. Unidades subbéticas meridionales.
3. Unidad Torcal-Sierra Gorda-Sierra Arana.
4. Subbético s. str. (VERA, 1966 b) o Dominio Subbético medio.

No está representada en esta Hoja el *Dominio subbético externo* o *Subbético frontal*, por quedar sus afloramientos al N. de ella.

Es de señalar que de las unidades relacionadas no afloran las primeras en la mitad oriental de la Hoja (al N. de Sierra Nevada), posiblemente por quedar ocultas por los materiales béticos cabalgantes. Únicamente, en los sectores de Beas de Granada y de Diezma, existen afloramientos del Nummulítico que podrían quizá pertenecer a dichas unidades. Pero faltan estudios más detallados para decidir su atribución precisa.

Las características de cada una de las unidades son las siguientes:

2.2.1. Unidades del «flysch»

Definidas por PEYRE (Inédito), y en parte equivalentes al Flysch de Colmenar, de BLUMENTHAL (1931). Afloran ocupando la región topográficamente deprimida, que se extiende desde La Viñuela hacia Periana y Colmenar.

Comprenden unidades diferenciables por sus series nummulíticas, pero que presentan características comunes. Las características más comunes de los terrenos representados en estas unidades son las siguientes:

Triásico: Margas con yesos, areniscas en lechos delgados, carniolas, yesos y ofitas.

Jurásico: Con un Lías, en la base dolomítico y calizo en la parte superior. El Dogger-Malm margoso, con episodios de radiolaritas y calizas con sílex.

Cretáceo: El Cretáceo Inferior es muy variable (PEYRE, 1969); en unas series es margoso; en otras, conglomerático; mientras que en otras presenta facies flysch. El Cretáceo Superior es detrítico y localmente presenta facies flysch.

Nummulítico: Domina la facies flysch; en algunas series se presenta como margas o areniscas. En las unidades más internas puede mostrar características de «wildflysch» en el Oligoceno Superior; los cantos y bloques son del Paleozoico y Permotrias especialmente.

Hay que advertir que ninguna de las unidades en cuestión presenta una serie estratigráfica completa; los terrenos más antiguos que el Cretáceo Inferior sólo están representados en unas pocas unidades.

2.2.2. Unidades subbéticas meridionales o de tránsito al «flysch»

Afloran extensamente en la región comprendida entre el corredor de Colmenar y las Sierras del Torcal de Antequera y Sierra Gorda. Comprende unidades diversas, como son las de Gallo-Vilo (MAGNE, PEYRE, VALLE y VERA, 1969), Sierra Prieta; Joya, etc. (PEYRE, inédito), Zafarraya (VERA, 1966), Baños de Alhama de Granada (BUSNARDO, MOUTERDE y LINARES, 1966), etcétera.

Como características paleogeográficas del conjunto tenemos una mayor subsidencia que en las unidades limítrofes.

Muy esquemáticamente las series presentarían las litofacies que se indican:

Trias.—Margas rosadas, con yesos y carniolas, con niveles de calizas y dolomías que en el corte de los Baños de Alhama han sido datadas como del Trias Medio-Superior (BUSNARDO, LINARES y MOUTERDE, 1969).

Liásico.—Con dolomías en la base y calizas en la parte superior. Estas calizas presentan fracción arcillosa, pasando a margas, y en conjunto muestran una textura más fina que los términos equivalentes de otras series. En el corte de los Baños de Alhama han suministrado fauna del Hettangense (BUSNARDO, LINARES y MOUTERDE, 1966); en otras series las faunas pueden llegar a datar hasta el Lías Superior, bajo facies similares.

Dogger-Malm.—Constituido por margas, margocalizas y radiolaritas, con frecuentes niveles de calizas con sílex. En algunas series presenta niveles de conglomerados en el Malm (PEYRE, inédito).

Cretáceo Inferior.—En unas series falta. Allí donde está presente es de facies margosas, con episodios detríticos.

Cretáceo Superior.—Detritico, constituido por calizas arenosas, con algunos niveles de margas. En la parte superior presenta un tramo de calizas de *Microcodium*, que empieza en el Maestrichtense y pasa al Eoceno Inferior.

Nummulítico.—El Eoceno en unas series se presenta como margas, con niveles de calizas organógenas, mientras que en otras es conglomerático. El Oligoceno Superior en algunas series (por ej. Gallo-Vilo) es conglomerático y discordante sobre términos muy diversos, incluso sobre el Lías. En otras series el Oligoceno se presenta con facies flysch o, por lo menos, flyschoides.

Aquitano-Burdigaliense.—Constituido por margas silíceas rojas y areniscas amarillentas en la parte superior.

2.2.3 Unidad Torcal - Sierra Gorda - Sierra Arana

Definida por diversos autores con nombres diferentes, según la localidad. En el Torcal (BLUMENTHAL, 1931; PEYRE, 1962), en Sierra Arana (BLUMENTHAL y FALLOT, 1936; GARCIA-DUEÑAS, 1968; LOPEZ-GARRIDO y OROZCO, 1970) y en Sierra Gorda (LINARES y VERA, 1966), las características estratigráficas son semejantes, en especial para el Jurásico.

Se caracteriza esta unidad por tener un Jurásico totalmente calizo, en el que el Dogger-Malm están constituidos esencialmente por calizas nodulosas de escasa potencia.

Muy resumidamente la serie más representativa podría ser la siguiente:

Triásico.—Aflora sólo en algunos puntos. En él domina la facies de margas abigarradas, carniolas y yesos.

Liasico.—En la base presentan dolomías, que según PEYRE (inérito) pueden comprender también parte del Trías Superior. El resto está constituido por calizas blancas, frecuentemente oolíticas y pisolíticas. El Lías Superior en Sierra Arana se presenta con calizas margosas muy potentes; en las otras series falta.

Dogger-Malm.—Constituido por calizas nodulosas, con algunos niveles calizos no nodulosos. Presenta potencias muy reducidas (20 m.) comprendiendo siempre todo el Malm y varias series también del Dogger completo. En otras series faltan algunos términos del Dogger, o al menos no se conocen faunas de ellos.

Cretáceo Inferior.—En el Torcal falta; tan sólo aparece el Albense rellenando un Karst que se muestra en la parte superior de las calizas jurásicas. En Sierra Gorda y Sierra Arana, por el contrario, se presenta con facies de calizas margosas, margocalizas y margas, de color verdoso.

Cretáceo Superior.—Se presenta con facies de «capas rojas», o sea, constituido por margocalizas rosadas, con intercalaciones de calizas, y con abun-

dante fauna de Globigerinas, que en los bancos calizos pueden llegar a ser mayoritarias en el conjunto de constituyentes de la roca.

Nummulitico.—Es margoso y contiene episodios flyschoides, en especial en el Oligoceno Superior.

2.2.4. Subbético con Jurásico margoso (PEYRE, 1962); Subbético s. str. (VERA, 1966) o dominio subbético medio (GARCIA-DUEÑAS, 1967).

Esta unidad estratigráfica alcanza una gran extensión, y aflora muy ampliamente al N. del Torcal, de Sierra Gorda y Sierra Arana, hasta el límite septentrional de esta Hoja.

Como series estratigráficas características del mismo han sido descritas diversas: serie del Pedroso (PEYRE, 1960), Algarinejo-Sierra de Chanzas y Montefrío (VERA, 1966-69), Sierra Elvira (GARCIA-DUEÑAS, 1967) y con unas características algo diferentes en la región de Rute (DABRIO y VERA, 1969).

De todas estas series destaca la de Algarinejo-Sierra de Chanzas por mostrar el máximo de potencia para el Jurásico, en el conjunto de la Zona Subbética.

Como características generales de esta gran unidad estratigráfica podemos destacar:

- a) Potentes términos margosos en la serie jurásica, con niveles de radiolaritas.
- b) Intercalaciones de rocas volcánicas y subvolcánicas básicas, correspondientes a primeras a típicas erupciones submarinas, en diversos tramos del Lías Superior, Dogger, Malm y Cretáceo Inferior.
- c) Marcada subsidencia diferencial de la cuenca durante el Lías Superior.

Las características litoestratigráficas de las series de esta unidad se pueden resumir:

Triásico.—Localmente aparecen calizas y dolomías del Muschelkalk. En el resto dominan las facies margas abigarradas, con yesos, carniolas y ofitas, atribuible al Keuper.

Liásico.—El situado por debajo del Domerense presenta dolomías en la base y calizas blancas en el resto. El Domerense es calizo y/o margocalizo. El Lías Superior, constituido por una alternancia de calizas margosas con margas, presenta potencia extremadamente variable de unas series a otras (de 20 m. al NO. de la Hoja a 1.200 m. en Algarinejo).

Dogger-Malm.—Margocalizas, margas y arcillas con radiolaritas y calizas con sílex. En el NO. de la Hoja, sector de Iznajar-Rute, pasa progresivamente a calizas nodulosas (DABRIO y VERA, 1969) y disminuye la potencia.

Cretáceo.—El Inferior, margocalizas y margas grises y verdes con Ammonites. El Superior, facies de «capas rojas», similares a las de la unidad anterior.

Nummulítico.—Dominantemente margoso, con niveles de calizas de nummulites y más localmente areniscas, pasando a facies flyschoides en el Eoceno Superior y/o en el Oligoceno.

2.2.5 Consideraciones generales sobre los materiales subbéticos

Los materiales subbéticos se depositaron en una cuenca sedimentaria que a partir del Domerense tuvo verdadero carácter de geosinclinal con marcada subsidencia diferencial. Las variaciones longitudinales de ésta son menores que las transversales, y por ello en éstas se basan las diferenciaciones de unidades estratigráficas o dominios paleogeográficos, dentro de la cuenca única.

Dentro de cada unidad o dominio las características generales permanecer constantes, pero existen grandes variaciones de detalle, en especial en cuanto se refiere a las potencias y distribución de facies.

En las descripciones anteriores se han indicado tan sólo las características generales de las series. Para las descripciones detalladas de litología, faunas y potencias de las mismas nos remitimos a los datos bibliográficos indicados en cada caso, ya que dada la variabilidad de las series, su descripción no puede incluirse en esta Memoria.

2.2.6 Rocas ígneas de la Zona Subbética

A lo largo de la descripción se ha indicado la existencia de rocas volcánicas y subvolcánicas básicas. Una descripción sobre la distribución de las mismas en el espacio y tiempo se tiene en VERA (1966). Desde el punto de vista petrológico las rocas volcánicas son fundamentalmente basaltos de tendencia espilitica, con estructuras almohadilladas (FONTBOTE y QUINTERO, 1960). Las rocas subvolcánicas son doleritas, con algunas variedades pegmatoides, bandeadas, etc., y pueden pasar hasta a gabros.

2.3 NEOGENO Y CUATERNARIO

2.3.1 Neógeno

Se pueden distinguir dos tipos de afloramientos de materiales neógenos. Un primer tipo corresponde a sectores de importante subsidencia durante este tiempo, que son las Depresiones postectónicas. Un segundo tipo es el constituido por afloramientos aislados dentro de las zonas Bética y Subbética.

En esta Hoja queda incluida en su totalidad la Depresión de Granada, y también lo está el extremo SO. de la Depresión de Guadix-Baza. En ambas los materiales del Mioceno y del Plioceno alcanzan una grande extensión y notables potencias.

Como afloramientos aislados merecen destacarse los constituídos por materiales del Mioceno dispersos en la región, tales como los de Montefrío, Zagra, Iznájar, Orgiva, etc.

2.3.1.1 *Neógeno de la Depresión de Granada*

Ha sido estudiado recientemente por GONZALEZ-DONOSO (1967), con especial interés en los materiales del Mioceno marino. Las diferentes unidades estratigráficas que el citado autor distingue son:

1. *Tramo de Murchas*: Aflora en puntos muy aislados, en el SE. y NE. de la Depresión. Está constituído por margas y limos, con algunos niveles de calizas y arenas. Su microfauna de foraminíferos corresponde al Oligoceno Superior-Mioceno Inferior.
2. *Tramo inferior miocénico*: (M^1_4 de la leyenda). Conglomerados y maciños, y localmente calizas y limos lacustres. Aflora en diversos puntos y con litología diferente. Su fauna le hace atribuible al Mioceno Medio, posiblemente Tortonense.
3. *Tramo superior miocénico*: Descansa discordantemente sobre los términos anteriores, o directamente sobre los materiales pre-tectónicos béticos o subbéticos. En él se pueden diferenciar tres términos: El inferior de maciños (M^1_{4a}), que lateralmente pueden pasar a limos (M^1_{4b}). Sobre él, una alternancia de margas y maciños, a la que sigue un potente paquete de limos, localmente con yesos (M^1_{4b}); lateralmente puede cambiar, hacia el borde de la cuenca, a conglomerados (M^1_{4a}). Por último, tenemos unas calizas lacustres (M_5). Este tramo en su parte inferior, es marino y atribuible al Tortonense, y en su parte superior lacustre y de edad Miocena Superior.
4. *Formación de Pinos-Genil*: (M_5PL). Es la denominada «Blockformation» por von DRASCHE (1879). Aflora en los bordes de Sierra Nevada, discordantemente sobre los mismos. Se trata de conglomerados muy heterométricos. Equivalen posiblemente al tramo de calizas lacustres del centro de la Depresión y pueden incluir parte del Plioceno.
5. *Plioceno-Cuaternario antiguo*: Constituido por conglomerados, arenas y limos, típicamente fluviales.

2.3.1.2 *Neógeno de la Depresión de Guadix-Baza*

Está representado en esta Hoja solamente el extremo SO. de dicha de-

presión. En él aflora la serie miocena más característica del conjunto de la Depresión.

Esta serie del Mioceno (VERA, 1968), comprende los siguientes términos:

1. Margas y calizas marinas del Oligoceno Superior-Aquitaniense (GONZALEZ-DONOSO y VERA, 1968). Su potencia es de 100 m. aproximadamente.
2. Tramo continental de limos y calizas lacustres con yesos, y localmente niveles de lignitos. Potencia 150 m.
3. Tortonense marino extremadamente potente (más de 2.000 m.). En la parte inferior, limos y margas; sobre ellos, una alternancia rítmica de conglomerados, areniscas y limos. La parte superior es margosa.

El Plioceno está representado por la *formación de Guadix*, descrita por von DRASCHE (1879) y estudiada recientemente por FALLOT, FAURE-MURET y FONTBOTE (1967) y por VERA (1970). Está constituida por conglomerados, arenas y limos. Esta formación es discordante sobre el Tortonense.

2.3.1.3 Otros afloramientos de Neógeno

Dispersos dentro de la Zona Subbética o Zona Bética, tenemos gran cantidad de afloramientos de materiales del Neógeno. Entre ellos son muy importantes los del Tortonense marino.

Son siempre discordantes sobre materiales de cualquier edad y presentan una fauna y una facies muy similar a los materiales de la misma edad situados dentro de las depresiones, por lo que se puede pensar que su depósito tuvo lugar en un mar único. Actualmente estos afloramientos se sitúan a una altitud media de 1.000 m. Algunos de ellos presentan una discordancia intratorntonense (VERA y GONZALEZ-DONOSO, 1964).

Materiales neógenos más modernos que el Tortonense no suelen aparecer ligados con los anteriores, salvo en el sector de Iznájar, donde aparecen unos conglomerados atribuibles al Plioceno.

2.3.2 Cuaternario

Los afloramientos de materiales del Cuaternario están distribuidos muy irregularmente en esta región, y regidos especialmente por factores morfológicos.

El Cuaternario antiguo (Villafranquense?) aflora en la Depresión de Granada en los alrededores de esta ciudad, constituyendo la *Formación Alhambra* (von DRASCHE, 1879), atribuida (AGUIRRE, 1958) al Cuaternario antiguo. En la Depresión de Guadix los materiales de esta edad constituyen el nivel de colmación de la misma. En los bordes son depósitos de pie de monte, que hacia el centro de la depresión pierden potencia.

Los conos de deyección presentan un gran desarrollo en los bordes de Sierra Nevada.

Los travertinos y tobas afloran en unos casos ligados a depósitos aluviales (por ej. embalse de Cubillas), y representan episodios pantanosos y en otros casos aislados y con gran potencia (S. de Zafarraya), un tanto, y ligados a fuentes de surgencia cárstica (Fuente Grande y Fuente Chica, Alfacar).

3. TECTONICA

3.1 ZONA BETICA

Dentro de esta Hoja, los terrenos más antiguos afloran en la Zona Bética. Estos terrenos han sido afectados, al menos, por una orogenia antealpídica, de cuya actuación quedan algunas huellas. Debido a que estos materiales fueron posteriormente afectados por la orogenia alpídica, las citadas huellas quedaron parcialmente borradas, lo que dificulta en gran manera el estudio de las características y directrices de las deformaciones antealpídicas.

En el momento actual de las investigaciones lo único que se puede decir al respecto es que los materiales más antiguos del Complejo Nevado-Filábride, lo mismo que la formación inferior de micasquitos y cuarcitas del complejo alpujárride sufrieron los efectos de una orogenia, verosíblemente ante-herciniana, acompañada de metamorfismo dinamotérmico sincinemático.

En el Triás, concretamente en el Manto de Lújar, dentro del Complejo Alpujárride, tiene lugar una nueva actividad tectónica. De ella resultan pliegues de dirección media N. 40° E. Esta etapa de deformación fue supuesta por ALDAYA (1969, 1969b) y comprobada por el mismo autor recientemente (ALDAYA, 1970b). Los pliegues son de edad triásica, sin poderse precisar por el momento a qué tipo de tectónica obedecen. Estas deformaciones pueden ser consideradas como de escasa importancia, comparadas con las originadas por la orogenia alpídica propiamente dicha, pero indudablemente son muy interesantes, tanto más cuanto que en otras unidades de la Zona Bética se han encontrado también indicios al respecto.

Es la tectónica de corrimiento, de edad alpídica, la que ha originado los rasgos estructurales más acusados.

Las unidades alóctonas pueden ser calificadas de «mantos de zócalo», si bien es necesario advertir que el sentido de zócalo es más bien estratigráfico y no tectónico, pues los materiales antiguos que lo constituyen han sido más o menos rejuvenecidos por la tectónica alpídica de modo que han tenido una participación activa en dicha tectónica. Actualmente no es posible efectuar una distinción entre zócalo y cobertera que tenga sentido tectónico.

La tectónica de corrimiento ha conducido a la superposición de los tres complejos ya mencionados: el *Complejo Nevado-Filábride* ocupa la posición más baja; sobre él está superpuesto el *Complejo Alpujárride*, sobre el que, a su vez, descansa el *Complejo Maláguide*.

3.1.1 Complejo Nevado-Filábride

La estructura interna de este Complejo no es conocida con detalle en el momento actual. Las investigaciones recientes (PUGA, 1971; DIAZ DE FEDERICO, 1971; FONTBOTE in litt) como ha quedado dicho, demuestran que existe más de un manto de corrimiento dentro de este complejo. Por lo demás, los resultados del análisis estructural de las estructuras menores comienzan a revelar una complicada superposición de deformaciones de diversos tipos. La más llamativa y generalizada de estas estructuras es la de plegamiento similar isoclinal con un grande índice de estrechamiento, acompañada de esquistosidad continua de plano axial. Esta esquistosidad aparece afectada por varias etapas de deformación. Resultados de las mismas son nuevas generaciones de pliegues decimétricos y menores aún, así como el desarrollo de nuevas esquistosidades, de tipo discontinuo. La primera o más antigua de éstas es la más importante, y crenula la esquistosidad continua originando una linealidad de dirección NE.-SO. muy generalizada en la parte occidental de Sierra Nevada. Las demás esquistosidades discontinuas son, al parecer, mucho más locales. Todas estas estructuras son, salvo quizá las de la última generación, anteriores a la colocación («mise en place») de los mantos del complejo alpujárride encima del complejo nevadofilábride, tal como aparece en la estructura actual...

3.1.2 Complejo Alpujárride

En la región comprendida en esta Hoja está constituido por varios mantos de corrimiento. En la región situada al S. de Sierra Nevada, al E. del río Guadalfeo, se han reconocido cinco mantos (ALDAYA, 1969b, 1969c). El más inferior es el Manto de Lújar, que como ya se indicó debe ser considerado como una unidad independiente.

Como norma general, el número de mantos que constituyen el Complejo Alpujárride es variable según las transversales. En la región oriental de la Hoja, los mantos alpujárrides son, de abajo hacia arriba: Manto de Lújar (considerado aquí como Alpujárride), de Cástaras, de Alcázar, de Murtas y de Adra (ALDAYA, 1969).

Los estudios de uno de nosotros en la región situada al S. de Sierra Nevada (F. A.) han permitido disponer de algunas precisiones sobre la tectónica de estos mantos.

Los mantos más bajos, tectónicamente hablando, es decir, los de Lújar y

Cástaras, están compuestos solamente por filitas y cuarcitas permotriásicas, y calizas y dolomías del Trías Medio y Superior. Su potencia total es más bien reducida. El Manto de Alcázar, superior a ellos, admite, hacia su base (en la región situada al S. de la Sierra de Lújar), un pequeño retazo paleozoico (Paleozoico Superior). Su potencia, en puntos en que no está laminado, es considerablemente mayor que la de los anteriores. Finalmente, los mantos de Murtas y Adra presentan una serie paleozoica potente y bien desarrollada (ALDAYA, 1969b).

El trazado de las superficies de corrimientos se hace de modo que dichas superficies se sitúan en niveles cada vez más profundos conforme se consideran mantos más altos (de origen más meridional). Dichas superficies se hundén brusca y sistemáticamente hacia el S. hacia la zona más meridional, de tal modo que se hacen divergentes hacia el S. (ALDAYA, 1970a), lo que determina, por cada manto, un aumento de la potencia del conjunto de los materiales, en sentido de norte a sur.

Estos hechos parecen más compatibles con un sistema de corrimientos de vergencia hacia el N. que en sentido contrario. Por otra parte, en el seno de las formaciones no carbonatadas aparece un sistema bien desarrollado de pliegues de arrastre de dirección N. 80° E. Estos pliegues son vergentes hacia el N. en la mayoría de los casos. Se interpretan como el resultado de deslizamientos diferenciales entre capas durante la tectónica de corrimiento, indicando que la vergencia ha sido hacia el N. (ALDAYA, 1969 a. c.).

La dirección media de las estrías de fricción en las superficies de corrimiento es N. 10° O. Si bien los datos suministrados por las estrías hay que utilizarlos con una cierta reserva, es curioso observar que esta dirección es perpendicular a la dirección media de los ejes de los pliegues de arrastre vergentes al N.

Esta geometría de las superficies de corrimiento no se debe a la actuación de plegamientos posteriores a la tectónica de mantos, sino que es una forma conseguida durante dicha etapa tectónica (véase ALDAYA, 1969b, 1970a, 1970c).

La tectónica de corrimiento se ha desarrollado al menos en dos fases. la primera, con deslizamientos según superficies paralelas a la esquistosidad principal (subparalela en general a la estratificación), esquistosidad que, por otra parte, puede estar relacionada al menos con el principio de esta fase. Después de esta etapa de corrimiento tiene lugar la de metamorfismo térmico en medio estático. La segunda fase, posterior, presenta las superficies de corrimientos oblicuas a la esquistosidad principal, y durante ella tienen lugar las traslaciones más importantes (ALDAYA, 1970c).

3.1.3 Complejo Maláguide

La estructura interna del Complejo Maláguide es aún mal conocida. No se sabe si se trata de una unidad única o de varias unidades superpuestas. Al

N. de Granada el Complejo Maláguide aparece claramente subdividido en escamas (BLUMENTHAL y FALLOT, 1935; ALDAYA, 1964). Esta escamación ha podido formarse tanto en la etapa de corrimiento, como posteriormente. En otros sectores muy posiblemente comprenda varias unidades tectónicas (DURAND-DELGA, 1968).

3.1.4 Tectónica del conjunto de la Zona Bética

La tectónica de mantos de corrimiento del conjunto de la Zona Bética ha conseguido un acortamiento de la misma, en la dirección N.-S., que en la transversal de Granada puede estimarse de un mínimo de 165 Km. (ALDAYA, 1969), pero que indudablemente debe ser bastante mayor.

Sobre la edad de los corrimientos es poco lo que se puede decir con seguridad. Lo único que es totalmente seguro es que su colocación fue posterior al Triás Superior y anterior al Oligoceno Superior, y que, probablemente, comprendió dos etapas distintas. Aun cuando nos inclinamos a pensar que la primera etapa sea relativamente bastante antigua (Cretáceo, tal vez), no se cuenta todavía con argumentos sólidos al respecto.

Después de la tectónica de corrimiento y con anterioridad al Mioceno ha tenido lugar, al menos al S. de Sierra Nevada (ALDAYA, 1969), un plegamiento de dirección N. 5° E. Al N. de Sierra Nevada (ALDAYA y GARCIA-DUEÑAS, inédito), también han sido reconocidos pliegues de esta dirección, en la terminación suroccidental de la Sierra de Baza.

En tiempos aún más recientes, después del Tortonense, tiene lugar un plegamiento que da grandes pliegues de dirección N. 80° E., seguido de fracturación, en especial de fallas normales, marginales a Sierra Nevada. El plegamiento de gran radio se acompañó realmente también de deslizamientos gravitatorios de parte de la «cobertera tectónica» (mantos alpujárrides s. lat.) de los flancos de Sierra Nevada (FONTBOTE, 1957; GARCIA-DUEÑAS y COMAS, 1971).

3.2 ZONA SUBBÉTICA

El rasgo tectónico más notable de la Zona Subbética es el comportamiento diferencial de zócalo y de la cobertera, respecto al Mesozoico-Nummulítico, durante el plegamiento alpino. Los mantos de corrimiento, que caracterizan esta estructura alpídica, son realmente «mantos de cobertera».

El zócalo pretriásico no aflora en ningún punto, se comporta más o menos rígido y no se plegó. El Mesozoico-Nummulítico, por el contrario, constituye la cobertera, que es fuertemente afectada por el plegamiento alpino, dando lugar a estructuras de corrimiento, además de las de plegamiento propiamente dicho.

El nivel de despegue general es el Triás, y más concretamente el Triás

Superior (Keuper). El resto del Triás, en especial el inferior, se comporta, en muchos sectores, solidario con el zócalo paleozoico.

Dentro de la Zona Subbética (cobertera Mesozoica-Nummulítica) se pueden diferenciar varias unidades tectónicas, que a grandes rasgos coinciden con las unidades estratigráficas.

La estructura general se podría resumir diciendo que las diversas unidades cabalgan (o están corridas, según los sectores) sobre las unidades más septentrionales, y que todo el conjunto está afectado por pliegues de dirección general OSO-ENE.

A esta estructura, que en cierto modo puede ser considerada como principal, se superpone otra de cabalgamientos de vergencia opuesta, es decir, al SSE., por término medio. De ello resultan dispositivos complicados, especialmente notables en la transversal de Granada (GARCIA-DUEÑAS, 1969a).

Cortes tectónicos interpretativos del conjunto de la Zona Subbética dentro de esta Hoja tenemos en VERA (1966) para la transversal de Loja, en PEYRE (1969) para la de Málaga y en GARCIA-DUEÑAS (1967b) para el extremo NE. de la Hoja.

Las unidades tectónicas que se pueden diferenciar de S. a N., o sea, de más internas a más externas, son:

3.2.1 Unidades del Flysch y subbéticas meridionales

Equivalen a las unidades estratigráficas del mismo nombre. Su estructura interna, muy compleja, responde a un gran número de escamas con vergencia general al N. En conjunto aparecen entre posiciones diferentes (PEYRE, 1969):

1. Parautóctonas según PEYRE, alóctonas según otras interpretaciones, localizadas al S. de la unidad Torcal-Sierra Gorda.
2. Corridas sobre esta unidad o las más septentrionales.
3. Corridas sobre el Complejo Maláguide.

A este último tipo corresponden tan solo unos afloramientos muy aislados.

3.2.2 Unidad Torcal-Sierra Gorda

Presenta una estructura interna de pliegues con fallas inversas ligadas a los mismos, que pueden dar lugar a una estructura de escamas, más simple que la de las unidades más meridionales (VERA, 1966; PEYRE, 1969).

3.2.3 Unidad de Sierra Arana

Estratigráficamente equivalente a la anterior, pero considerada (GARCIA-DUEÑAS, 1969) alóctona, corrida sobre el Subbético s. str., y composición

equivalente a la unidad siguiente. Hay que advertir que la unidad aquí definida comprende sólo las crestas altas y las laderas N. de Sierra Arana. Al S. se hallan elementos de atribución problemática. Para DURAND DELGA y FOUCAULT (1966) se trataría de la continuación de la denominada «Dorsal» en las cordilleras norteafricanas, la cual corresponde a un dominio paleogeográfico intermedio entre las zonas internas y las externas.

3.2.4 Unidad Hacho de Loja-Parapanda-Moclin

Definida en las dos primeras localidades por VERA (1966) y en la tercera por GARCIA-DUEÑAS (1966). Estratigráficamente equivalente al borde N. de la Unidad Torcal-Sierra Gorda-Sierra Arana, pero tectónicamente se puede diferenciar por estar cabalgando o corrida, sobre la unidad Subbética s. str. No tiene continuidad al O. de Loja, y hacia el E. aumenta la envergadura de la traslación hacia el N.: es el manto de Moclin, definido por FONTBOTE y GARCIA-DUEÑAS (1968), y desde el punto de vista paleogeográfico corresponde al dominio subbético interno de este último autor.

3.2.5 Unidad Subbética s. str.

Equivale a la unidad estratigráfica del mismo nombre (VERA, 1966b bis) o «Subbético medio» (GARCIA-DUEÑAS, 1967a). Presenta una estructura interna de pliegues en relevo (VERA, 1966), con dirección general de los ejes ENE-OSO. Su borde N. no aflora dentro de esta región. En su borde S. es cabalgada por los materiales de la unidad anterior o por el «Trías de Antequera» (BLUMENTHAL, 1931). Este Trías se puede ligar al O. de Loja con la base de la unidad del Torcal-Sierra Gorda, y al E. a la base de la unidad del Hacho de Loja-Parapanda, y alcanza grandes extensiones, desplazando en conjunto hacia el N., apenas sin llevar materiales más modernos encima. Sobre este Trías localmente se encuentran corridos a su vez materiales de las unidades subbéticas meridionales (PEYRE, 1969). A su vez, esta unidad subbética s. str. o subbética media está corrida sobre otra más septentrional («subbética exterior»): es el manto de Cambil (FONTBOTE y GARCIA-DUEÑAS, 1968).

3.2.6 Consideraciones generales sobre la Zona Subbética en esta Hoja

Sobre la posición relativa actual de las distintas unidades aludidas hay acuerdo entre los diferentes autores. Por el contrario en cuanto al mecanismo del movimiento y edad de los mismos se manejan hipótesis diferentes.

El mecanismo de los cabalgamientos o corrimientos, según el caso, es interpretado con procedencia meridional, en el que las unidades cabalgan sobre las más septentrionales (VERA, 1966) (GARCIA-DUEÑAS, 1967), mien-

tras que para PEYRE (1969) está ligado especialmente a una zona de succión localizada al S., y los movimientos fueron de las unidades más septentrionales por debajo de las más meridionales.

En cuanto a la edad de las traslaciones, hemos de decir que acaecieron en épocas diferentes. Así, GARCÍA-DUEÑAS (1967) cree que los movimientos más importantes tuvieron lugar durante el Cretáceo, mientras que PEYRE (1969) y VERA (1966) opinan que la etapa principal fue ya terciaria, sin descartar que anteriormente se iniciasen los corrimientos. En cualquier caso, lo que es seguro es que se ha sucedido más de una etapa importante.

Después de los corrimientos, el conjunto de la Zona Subbética fue plegado, dando directrices de ejes de pliegues principales en la dirección ENE.-OSO., y afectado por retrocabalgamientos de vergencia hacia el S. o SSE.

3.3 CONTACTO BÉTICO-SUBBÉTICO

Presenta características muy diferentes de unos sectores a otros, aún dentro de esta Hoja.

Al N. de Sierra Nevada se ve claramente cómo los materiales de la Zona Bética están corridos sobre los de edad mesozoica atribuibles a parte más interna de la zona subbética, o, según DURAND-DELGA y FOUCAULT (1967) a la denominada «Dorsal».

En este sector han sido reconocidas varias ventanas tectónicas ya desde los tiempos de los primeros estudios tectónicos de cierto detalle (van BEMMELEN, 1927), en las que afloran dichos materiales de atribución problemática.

Por el contrario, en la mitad occidental de esta Hoja el contacto Bético-Subbético es muy diferente. Los materiales subbéticos hacia el S. se disponen subverticalmente y el contacto se hace con los materiales béticos también subverticales, sin que se observe cabalgamiento general de una unidad sobre otra. En detalle se pueden llegar a ver cabalgamientos del Subbético sobre el Bético (PEYRE, 1969).

En el sector intermedio queda fosilizado este contacto por los materiales neógeno-cuaternarios de la Depresión de Granada.

En cuanto a la interpretación del tipo de contacto para el sector de Sierra Arana, N. de Sierra Nevada, parece muy aceptable la hipótesis clásica de FALLOT (1948) de que el frente de la Zona Bética cabalga ampliamente hacia el N., aunque más tarde, por efecto de fenómenos de retrocabalgamiento la disposición original haya quedado enmascarada.

Poco se puede concretar al respecto, en el estado actual de las investigaciones, ya que es un tema de los más debatidos de las Cordilleras Béticas.

3.4 TECTONICA NEOGENO-CUATERNARIA

En el Mioceno, después de la orogenia principal se individualizan regiones con potente sedimentación (depresiones subsidentes).

La etapa de plegamiento más tardía de Granada y de Guadix-Baza ocurrió hacia principios del Tortonense (VERA y GONZALEZ-DONOSO, 1964) y afecta al conjunto de la región incluida en esta Hoja. Esta etapa va seguida de una fracturación, en especial en los bordes de las depresiones. La existencia de fallas neógenas y cuaternarias (FONTBOTE, 1957) y la inestabilidad sísmica de la región indican que esta región ha quedado incluida en el sistema de bloques fracturados (tectónica de «rif») que afecta al Mediterráneo occidental y una extensa parte de Europa occidental. Esta tectónica tiene directrices independientes de las de la estructura alpídica y afecta indistintamente elementos de las cordilleras alpinas y de su antepaís.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Elaborar una historia geológica detallada de esta región es difícil, debido a que frecuentemente faltan hitos cronológicos que permitan apoyarla. Además, la falta de materiales paleozoicos en la Zona Subbética y de materiales postríasicos en la mayor parte de la Zona Bética dificultan más aún la labor.

Con las reservas propias del caso se podría resumir:

4.1 PALEOZOICO-ZONA BETICA

En el Paleozoico Inferior (¿predevónico?), sedimentación en la Zona Bética. Orogenia, de directrices y estilo no determinados hasta el momento, con desarrollo de metamorfismo regional sincinemático, que afecta al dominio alpujárride. Esta orogenia anteherciniana es seguida de una fuerte erosión hasta hacer aflorar materiales metamórficos mesozonales.

En el Devono-Carbonífero, sedimentación. La orogenia herciniana afectó con seguridad al Complejo Maláguide, sin que se cuente con pruebas contundentes para asegurar que afectase igualmente a los dominios Nevado-Filábride y Alpujárride.

4.2 PALEOZOICO-ZONA SUBBETICA

No aflora en ningún punto y los escasos datos de geofísica con que se cuenta indican que constituye la continuación del Paleozoico de la Meseta, que se ha comportado como zócalo, en la orogenia alpina.

4.3 PERMO-TRIASICO

En el Complejo Maláguide es de carácter continental y aparece en general discordante sobre el Paleozoico. En los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride se depositó en régimen marino, subsidente, y en él se desarrolla una etapa de volcanismo en general básico, localmente ácido (Alpujárride); y básico y ácido (Nevado-Filábride). En el Complejo Alpujárride tiene lugar la formación de pliegues de dirección N. 40° E., posiblemente dentro del Triás Superior.

En la Zona Subbética no aflora el Pérmico, y el Triás presenta facies germano-andaluzas (BLUMENTHAL, 1972 a) con un Muschelkalk marino y el resto con fuerte influencia continental (facies Keuper).

4.4 JURASICO-NUMMULITICO

En el dominio Maláguide tiene lugar una sedimentación marina. La relación de estos materiales con los paleozoicos infrayacentes y con la cuenca subbética no están por el momento aclaradas, como se indicó al hablar de la relación Bético-Subbético.

En los dominios Nevado-Filábride y Alpujárride no hay sedimentación durante este tiempo.

En algún momento de este intervalo de tiempo pudo desarrollarse en la Zona Bética la fase orogénica más importante: la tectónica de mantos de corrimiento de gran envergadura. Esta tectónica parece haberse desarrollado de dos fases (ALDAYA, 1969b): La primera, coetánea con el metamorfismo regional dinamotérmico, seguida de metamorfismo de una fase térmica en medio estático; la segunda fase de corrimientos es donde se alcanzan las máximas traslaciones. Posteriormente pueden haber tenido lugar otros procesos de corrimiento de origen gravitatorio, más o menos locales.

Hasta entrado ya el Cretáceo Inferior, en la Zona Subbética tenemos una etapa de sedimentación marina, en régimen geosinclinal, con fuerte subsidencia diferencial, que permite la subdivisión de la cuenca única en dominios paleogeográficos diferentes. En los dominios de mayor subsidencia se desarrollan diversas etapas de volcanismo básico. La tectónica de corrimiento igualmente se pudo iniciar y desarrollar en esta época. Según GARCIA-DUEÑAS (1967), el máximo desarrollo de los corrimientos subbéticos tiene lugar en el Cretáceo Medio, aun cuando han vuelto a actuar en épocas posteriores. El Senoniense parece ser una época de relativa uniformización del dominio Subbético, lo mismo que el Paleoceno. En el Eoceno se desarrolla de nuevo una patente diferenciación y compartimentación de la cuenca subbética. También en el lapso comprendido entre el Luteciense y el Eoceno más alto ocurren importantes plegamientos y, con toda probabilidad, corrimientos.

4.5 FASES POST-NUMMULITICAS

Hacia esta época ha tenido lugar un corrimiento hacia el N. del conjunto de la Zona Bética, cabalgando a las unidades subbéticas más meridionales.

En el complejo alpujárride, y en época que por el momento no se puede precisar, pero indudablemente pre-miocena, ha tenido lugar un plegamiento de gran radio de dirección media N. 5° E. En tiempos más recientes (después del Tortonense) tiene lugar en esta Zona la formación de grandes pliegues de dirección media N. 80° E.

En la Zona Subbética se desarrolló el plegamiento más importante y la acentuación de la tectónica de corrimiento, con un fuerte despegue general de la cobertura mesozoica sobre el Paleozoico, que actúa a manera de zócalo. Este plegamiento, en unos sectores es anterior al Mioceno Inferior, mientras que en otros es posterior.

4.6 INDIVIDUALIZACION DE LAS DEPRESIONES

Después de las etapas de plegamiento aludidas se diferencian unas regiones de fuerte subsidencia y depósito (depresiones), de otras regiones de activa erosión. En las depresiones se depositan materiales neógeno-cuaternario antiguo, inicialmente en régimen marino, posteriormente lacustre y, por último, continental. Cada depresión tiene una historia sedimentaria diferente, de acuerdo con los relieves circundantes.

4.7 CUATERNARIO

En esta época ocurre un levantamiento general del conjunto, aunque localmente, en parte de las depresiones se haya desarrollado todavía alguna etapa subsidente. Con este levantamiento se reactivan los procesos de erosión, los cuales, en las zonas altas de Sierra Nevada, han comprendido por lo menos dos épocas con desarrollo de pequeños glaciares.

5. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E. de (1958).—«Novedades paleoicnastológicas de la Depresión de Granada y estratigrafía de su borde NE (Alfacar).» *Est. Geol.*, 14, 107-120.
- ALDAYA, F. (1968).—«Sobre la posición tectónica de la Sierra de Lújar (provincia de Granada).» *Act. Geol. Hisp.* I, 87-92.
- (1969a).—«Sobre el sentido de los corrimientos de los mantos alpujárrides al S. de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada).» *Bol. Geol. Min.*, LXXXIII, 212-217.

- ALDAYA, F. (1969b).—«Los mantos alpujárrides al S. de Sierra Nevada.» *Tesis Universidad de Granada. Mém. Inéd.*, 527 p., ilustr., 1 mapa, 1:50.000.
- (1969c).—«Los Mantos alpujárrides al S. de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada).» *Acta Geol. Hisp.*, IV, núm. 5, 126-130.
- (1970a).—«Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los Mantos alpujárrides del S. de Sierra Nevada (Zona Bética. Prov. de Granada).» *Cuad. de Geología. Univ. Granada*, vol. 1, 35-37
- (1970b).—«Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar, zona bética, provincia de Granada (Nota preliminar).» *Bol. Geol. Min.*, t. 81, 593-600, 9 figs.
- (1970c).—«La sucesión de etapas tectónicas en el dominio alpujárride (zona bética, provincia de Granada).» *Cuad. Geol. Univ. Granada*, I, 159-181, 6 figs., 4 láms.
- ALDAYA, F., FONTBOTE, J. M., y GARCIA-DUENAS, V. (1970).—«Brechas intraformacionales y pliegues de slumping en el dominio triásico nevado-filábride (zona bética, provincia de Granada).» *Cuad. Geol. Univ. Granada*, I, 117-122, 3 figs.
- AZEMA, J. (1961).—«Etude géologique des abords de Málaga.» *Est. Geol. XVII*, número 2, 131-160.
- BANTING, A. H. (1933).—«Sur le pli-nappe de Lújar-Gádor (Cord. Bétiques).» *Proc. Konn. Ned. Akad. Wetters*, t. XXXVI, pp. 96-106.
- BEMMELEN, R. C. W. von (1927).—«Bijdrage tot de Geologie der betische ketens in de province Granada.» *Tesis E. T. S. Delft.*, 176 págs. Delft (Waltman).
- BLUMENTHAL, M. (1927a).—«Versuch einer tektonischen Gliederung der Betschen Cordilleren von central und Sudwest-Andalusien.» *Ecl. Geol. Helv.* 20, 487-552.
- (1927a).—«Zur Bauplan betischer und penibetischer Decken im Nordem der Prov. Málaga.» *Geol. Rundsch.* XVIII, 37-45.
- (1931).—«Géologie des chaines pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja, et les zones limitrophes (Andalousie).» *Bull. Soc. Geol. de France* (5), I, núm. 1, 23-94.
- «Reliefüberschiebungen in den westlichen betischen Cordilleren.» *Géol. Médit. Occid.*, t. IV, 8.8, pp. 3-28.
- BLUMENTHAL, M. y FALLOT, P. (1935).—«Observations géologiques sur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix.» *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XVII, 5-74.
- BOULIN, J. (1961).—«Sur le Bétique de Málaga aux environs de Vélez-Málaga.» *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 291-292.
- (1962).—«Sur les Alpujarrides occidentales et leurs rapports avec la nappe de Malaga (Andalousie meridionale).» *Bull. Soc. Geol. de France* (7), IV, 384-389.
- (1968).—«Etudes géologiques dans les zones internes des Cordillères Bétiques (Espagne méridionale).» *Tesis. Univ. Paris*, 487 p.

- BROUWER, H. A. (1926).—«Zur Geologie der Sierra Nevada.» *Geol. Rund.* 17, 118-137.
- BUSNARDO, R., LINARES, A., y MOUTERDE, R. (1969).—«Trias fossilifère à facies pâlagiques près d'Alhama de Grenade (Andalousie).» *C. R. Ac. Sc. de Paris*, 268, 1364-1367.
- BUSNARDO, R., MOUTERDE, R., y LINARES, A. (1966).—«Decouverte de l'Hétangien dans le coupe d'Alhama de Grenade (Andalousie).» *C. R. Ac. Sc. de Paris*, 263, 1036-1039.
- COMAS, M. C. (1970).—«Observaciones geológicas en los alrededores de Nigüelas (Granada. Zona Bética).» *Cuad. Geol. Univ. Granada*, t. 1, pp. 39-43.
- COPPONEX, J. (1958).—«Observations géologiques sur les Alpujarrides occidentales (Cordillères Bétiques, Espagne).» Tesis Univ. Ginebra, *Bol. Inst. Geol. Min.*, LXX, 89-208, 1959.
- COSTER, H. P. (1945).—«The gravity field of the western and central mediterranean.» *Tesis. Univ. Gronigen*, 57 p.
- DABRÍO, C. J. y VERA, J. A. (1969).—«Características sedimentarias del Jurásico subbético en la región, Algarinejo-Rute.» *Act. Geol. Hisp.*, IV, núm. 6.
- DIAZ DE FEDERICO, A. (1971).—«Estudio geológico de un sector de Sierra Nevada, situado al sur de Jeres del Marquesado.» *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 2, 89-114, 7 figs., 2 láms.
- DRASCHE, R. von (1879).—«Geologische Skizze des Hochgebirgsteiles der Sierra Nevada in Spanien.» *Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt*, 29, 93-122 (existe trad. española en *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. VI).
- DUGAR, G., PEYRE, N. y F. (1960).—«Observations nouvelles sur le Jurasique inferieur et moyen dans les Cordillères Bétiques sur la transversale de Málaga.» *Bull. Soc. Geol. France* (7), II, 330-339.
- DURAND DELGA, M. (1968).—«Coup d'oeil sur les unités maláguides de Cordillères Bétiques (Espagne).» *C. R. Ac. Sc. de Paris*, 266, 190-193.
- DURAND DELGA, M. y FONTBOTE, J. M. (1960).—«Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie.» *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn.*, III, 181-187.
- DURAND-DELGA, M., y FOUCAULT, A. (1967).—«La dorsale bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères Bétiques, au bord Sud de la Sierra Arana.» *Bull. Soc. Geol. France*, t. (7) 9, 723-728.
- EGELER, C. G. y SIMON, D. J. (1969).—«Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Etudes basés sur la recherche dans le secteur compris entre Almeria et Vélez-Rubio.» *Verh. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. Afd. Nat. serts. reeks.*, t. XXV, núm. 3, 90 p.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères Bétiques.» *Est. Geol.*, núm. 8, 83-172.
- FALLOT, P., FAURE-MURET, A. y FONTBOTE, J. M. (1967).—«Observations sur la formation de Guadix.» *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* LXXVIII, 7-46.

- FALLOT, P., FAURE-MURET, A., FONTBOTE, J. M. y SOLE, L. (1960).—«Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone.» *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LXXI, 347-557.
- FONTBOTE, J. M. (1957).—«Tectoniques superposées dans la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Espagne).» *C. R. Ac. Sc. de Paris*, 245, 1326.
- (1970).—«Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas.» *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 1, 71-78, 2 láms.
- FONTBOTE, J. M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1968).—«Essai de systématization des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des Chaînes bétiques.» *C. R. Ac. Sc. de Paris*, 266, 186-189.
- FONTBOTE, J. M. y QUINTERO, I. (1960).—«Lavas almohadilladas (pillow-lavas) en los afloramientos volcánicos de la transversal Iznalloz-Jaén (Cordilleras Subbéticas).» *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 60, 3-8.
- GALLEGOS, J. A. (1971).—«Los Alpujarrides al NW. de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Nota preliminar.» *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 2, 3-14, 2 figs., 2 láms.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967a).—«Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética.» *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 101-102, 73-100.
- (1967b).—«La Zona Subbética al N. de Granada.» Tesis. Univ. Granada (en prensa en *Mém. Inst. Geol. Min. Esp.*).
- (1969a).—«Les unités allochtones de la Zone Subbétique dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne).» *Rev. Geog. Phys. et Geol. Dynam.*, XI, 211-222.
- (1969b).—«Consideraciones sobre las series del Subbético interno que rodean la Depresión de Granada (Zona Subbética).» *Act. Geol. Hisp.*, IV, número 1, 9-13.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y GONZALEZ-DONOSO, J. M. (1970).—«Mapa y Memoria explicativa de la Hoja núm. 1.009 (Granada) del Mapa geológico nacional a escala 1:50.000.» *Inst. Geol. Min. de España*.
- GONZALEZ-DONOSO, J. M. (1967).—«Estudio geológico de la Depresión de Granada.» Tesis. Univ. Granada (Resumen publ. en *Cuad. Geol. Univ. Granada*, I).
- (1968).—«Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocénicos de la Depresión de Granada.» *Act. Geol. Hisp.*, III, número 3, 57-63.
- GONZALEZ-DONOSO, J. M. y VERA, J. A. (1965).—«Estudio geológico de una parte de las laderas norteoccidentales de Sierra Nevada (Granada).» *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 78, 93-124.
- (1968).—«Sur la présence de terrains antéburdigaliens post-tectoniques au bord Sud-Ouest du bassin de Guadix (Cordillères Bétiques).» *C. R. Ac. Sc. de Paris*, 266, 49-51.

- GONZALEZ-DONOSO, J. M., y VERA, J. A. (1969).—«Mapa y Memoria explicativa de la Hoja núm. 1025 (Loja) del Mapa Geológico 1:50.000.» *I. G. M. E.*
- LHENAFF, R. (1965).—«Néotectonique quaternaire sur le bord occidental de la Sierra Nevada (Prov. de Grenade, Espagne).» *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, t. (2) VIII, pp. 205-207.
- LINARES, A. y VERA, J. A. (1966).—«Precisiones estratigráficas sobre la serie mesozoica de la Sierra Gorda. Cordilleras Béticas.» *Est. Geol.* XXII, número 1-2, 65-99.
- LOPEZ-GARRIDO, A. C. y OROZCO, M. (1970).—«Estudio estratigráfico del sector centro-occidental de Sierra Arana (Cordilleras Béticas).» *Est. Geol. Hisp.*, t. V, 4-7.
- MAGNE, J., PEYRE, Y., VALLE, M. del y VERA, J. A. (1969).—«La serie estratigráfica del Gallo-Vilo (prov. de Málaga).» *Act. Geol. Hisp.* 4, número 3, 67-71.
- PEYRE, Y. (1960).—«La serie del Pedroso, serie-type d'une zone paléogéographique nouvelle dans le Jurassique des Cordillères Bétiques.» *C. R. Ac. Sc. Paris*, 251, 1883-1885.
- (1962a).—«Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères Bétiques sur la transversale de Málaga. Faits nouveaux, problèmes et hypothèses.» *Liv. à la mém. du Prof. P. Fallot, Soc. Geol. France*, 1, 199-208.
- (1962b).—«El subbético con jurásico margoso o subbético meridional como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas.» *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 67, 133-144.
- (1969).—«Presentation de deux coupes tectoniques d'ensemble dans les Cordillères Bétiques au Nord de Málaga (Andalousie).» *C. R. Somm. Seanc. Soc. Geol. France*, núm. 2, 38-39.
- (1969).—«Essai sur la paléogeographie des Cordillères Bétiques au Crétacé inferieur de Málaga.» *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, número 3, 45-49.
- PUGA E. (1965).—«Nuevos datos sobre las anfibolitas del borde NO. de Sierra Nevada.» *Not. Com. I.G.M.E.*, núm. 80, pp. 137-156.
- (1970).—«Sobre la existencia de «ortogneis porfiroides» en Sierra Nevada. (Cordilleras Béticas, España).» *Bol. Geol. Min.*, t. 81, 174-184, 10 figs.
- (1971).—«Investigaciones petrológicas sobre Sierra Nevada occidental. Tesis Doct. Univ. Granada, en curso de publicación. Un resumen de 23 páginas ha sido publicado con el n.º 92 de la *Publ. Sec. Geol. Univ. Granada*, serie B.
- PUGA, E. y FONTBOTE, J. M. (1966a).—«Sur l'origine des gneiss de la Sierra Nevada (Granade, Espagne).» *C. R. Ac. Sc. Paris*, 262, 2681-2684.
- (1966b).—«Albite filonienne et albitisation dans les formations métamorphiques de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Espagne).» *C. R. Ac. Sc. Paris*, 263, 13-15.

- PUGA, E., FONTBOTE, J. M. y MARTIN-VIVALDI, J. L. (1968).—«Caracterización petrológica del Tramo de la Caldera en la serie de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas).» *Bol. Inst. Geol. M.* LXXIX, 388-406.
- (in litt).—«Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymetamorphic rocks of Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Southern Spain).» En prensa, en *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*
- SOLE SABARIS, L., GIGOUT, M. y SOLE, N. (1955).—«Sur le Quaternaire méditerranéen de l'Andalousie». *C. R. Soc. Géol. France*, pp. 177-179.
- VERA, J. A. (1965).—«Nuevos datos estratigráficos sobre la región de Montefrío (Zona Subbética).» *Est. Geol.*, XX, 221-227.
- (1966).—«La Unidad de Parapanda-Hacho de Loja. Su individualización estratigráfica y tectónica dentro de la Zona Subbética.» *Act. Geol. Hisp.*, I, número 1, 3-6.
- (1966b).—«Estudio geológico de la Zona Subbética en la Transversal de Loja y sectores adyacentes.» Tesis. Univ. de Granada (Publ. en *Mem. Inst. Geol. Min. España*, LXXII, 1969).
- (1968).—«El Mioceno del borde SO. de la Depresión de Guadix-Baza.» *Act. Geol. Hisp.*, III, núm. 5, 124-127.
- (1969).—«Mapa y Memoria explicativa de la Hoja núm. 1008 (Montefrío) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.» *I. G. M. E.*
- (1970).—«Estudio estratigráfico de la depresión de Guadix-Baza.» *Bol. Geol. Min.*, 81, 429-462.
- VERA, J. A. y GONZALEZ-DONOSO, J. M. (1964).—«Discordancia intravindobonense en Montefrío (Zona Subbética).» *Not. y Com. I. G. M. E.*, número 76, 19-32.
- WESTERVELD, J. (1929).—«De bouw der Alpujarras en het tektonische verband der oostelijke betische ketens.» *Tesis E. T. S. Delft*. 120 p.
- ZERMATTEN, H. L. J. (1929).—«Geologische onderzoekingen in de randzone van het venster der Sierra Nevada (Spanje).» *Tesis E. T. S. Delft*. 104 p.
- Se ha contado, además, con numerosos datos inéditos de FONTBOTE, PEYRE y PUGA.