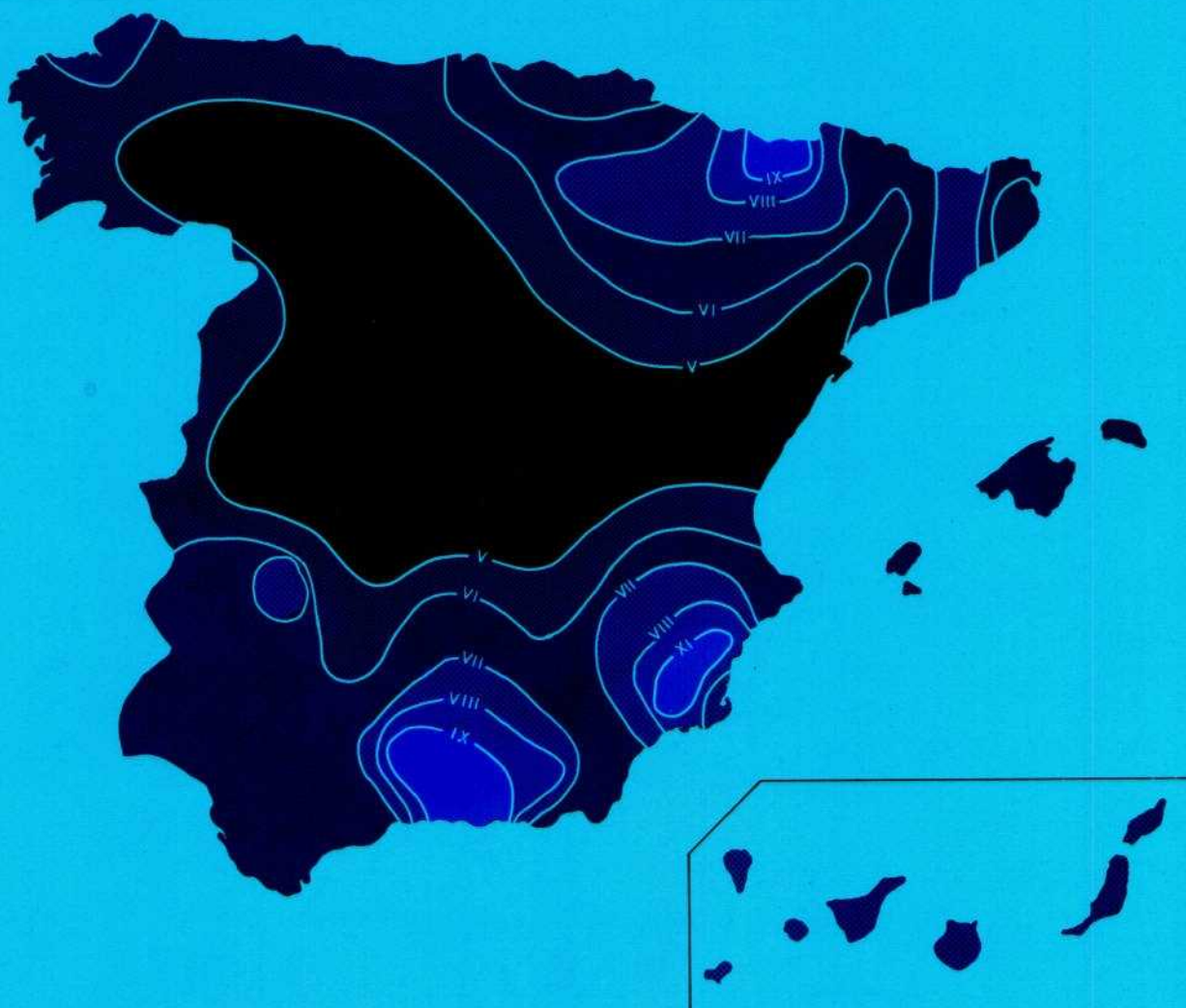




IGME

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA SISMOTECTONICO DE ESPAÑA



GRANADA

HOJA PILOTO

ESCALA 1 : 100.000

00796

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA SISMOTECTONICO DE ESPAÑA

GRANADA

HOJA PILOTO
ESCALA 1 : 100.000

MEMORIA

1983

El presente Mapa ha sido realizado para el INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA en régimen de Convenio por la EMPRESA NACIONAL ADARO DE INVESTIGACIONES MINERAS, S.A.

En su ejecución han participado los siguientes Organismos y personas:

- DIRECCION Y SUPERVISION: D. José María Pernía Llera, de la División de Geología Aplicada a la Ingeniería del IGME.
- REALIZACION: D. Luis González de Vallejo, Jefe del Proyecto, y Da. Julia Saint-Aubin, D. Juan Antonio Gómez Prieto y D. Félix Rosales, de la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A.
- ASESORES CIENTIFICOS: Los datos neotectónicos han sido aportados por D. Antonio Estévez y D. Carlos Saenz de Galdeano, del Departamento de Geomorfología y Geotectónica de la Universidad de Granada y Centro Coordinado del Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

La información sísmica y los capítulos relativos a la sismicidad y estructura profunda han sido revisados y realizados, respectivamente, por D. Agustín Udías, de la Cátedra de Geofísica de la Universidad Complutense de Madrid.

En los estudios de Geodinámica e interpretación de datos gravimétricos han participado D. Ramón Capote del Villar y D. Andrés Carbó Gorosabel, del Departamento de Geomorfología y Geotectónica de la Universidad Complutense de Madrid.

Además de los citados Organismos han contribuido aportando información los Servicios de Sismología y Gravimetría del Instituto Geográfico Nacional y el Observatorio de la Cartuja de la Universidad de Granada.

INDICE

	<u>Pags.</u>
1.—INTRODUCCION	1
2.—METODOLOGIA	2
3.—MARCO GEOLOGICO	4
3.1.— INTRODUCCION	4
3.2.— ESTRUCTURA DE LAS CORDILLERAS BETICAS	4
3.3.— EVOLUCION TECTONICA DEL CONJUNTO DE LAS CADENAS BETICAS	6
4.—NEOTECTONICA	9
4.1.— INTRODUCCION	9
4.2.— EVOLUCION NEOTECTONICA DE LA REGION DEL ARCO DE GIBRAL— TAR	9
4.3.— LA NEOTECTONICA DEL SECTOR CENTRAL DE LAS CORDILLERAS BETICAS	12
4.3.1.— Rasgos estratigráficos generales	12
4.3.2.— La distensión	12
4.3.3.— La compresión cuaternaria	15
4.3.4.— Interpretación	16
4.3.5.— Las deformaciones de la costa	16
4.3.6.— Las principales fracturas del área de estudio	18
5.—SISMICIDAD	18
5.1.— INTRODUCCION	18
5.2.— SISMICIDAD DEL AREA DE GRANADA	20
5.3.— MECANISMO FOCAL	21
6.—ESTRUCTURA PROFUNDA	24
6.1.— PERFILES SISMICOS PROFUNDOS	24
6.2.— DATOS GRAVIMETRICOS	24

	<u>Pags.</u>
7.—EVOLUCION GEODINAMICA	26
8.—EL MAPA SISMOTECTONICO DE GRANADA	28
8.1.— CRITERIOS SEGUIDOS PARA LA ELABORACION DEL MAPA SISMO— TECTONICO DE GRANADA	28
8.2.— CONSIDERACIONES SOBRE LA INTERPRETACION SISMOGENETICA DE LA REGION	29
9.—BIBLIOGRAFIA	31

1.— INTRODUCCION

En esta Memoria se resumen las principales características sismotectónicas de la región estudiada y se presenta la metodología seguida en la elaboración del Mapa Sismotectónico de la Hoja Piloto de Granada.

El Mapa, al que se adjunta esta Memoria, ha tenido como objetivos la realización de un documento inédito sobre la región de Granada, así como poner en práctica la Metodología desarrollada en el estudio realizado por el IGME en 1981, denominado "Metodología para la elaboración del Mapa Sismotectónico de España".

Dado el carácter de Hoja Piloto, y antes de entrar en los capítulos específicos de la sismotectónica regional, es oportuno referirse a algunos conceptos de índole general y conceptual. El Mapa Sismotectónico que se considera en este estudio presenta aquellas estructuras tectónicas que están o pueden estar relacionadas con la generación de terremotos, en particular las fallas cuya actividad en épocas geológicas recientes pueden ser objeto de asociaciones neotectónicas y sísmicas.

Estas asociaciones son el resultado de análisis de datos tectónicos y sísmicos, y de otros datos deducidos por la Geología, Geomorfología, Sensores Remotos, Geofísica y Geodesia.

La información que debe contener un mapa de esta índole debe estar lo más libre posible de criterios subjetivos y, además, debe ser representada gráficamente de forma clara

y comprensiva aún para los no especialistas. El detalle y la extensión de la información contenida en el Mapa depende en gran parte de la escala del mismo. Con estas condiciones se ha tratado de elaborar el Mapa Sismotectónico de Granada. Se ha evitado incluir datos no constatados, así como reducir al mínimo las interpretaciones, pretendiendo que la información sea lo más objetiva posible. La complejidad neotectónica de la región —una de las más activas sísmica y tectónicamente de España— aconsejó realizar el Mapa a la escala 1:100.000, si bien los trabajos geológicos originales se efectuaron a 1:50.000.

Una de las principales aplicaciones de los mapas sismotectónicos es la aportación de la información sísmico-tectónica fundamental para la formulación del riesgo sísmico. Además de contribuir decisivamente a esta formulación, sus posteriores aplicaciones justifican por sí mismas la necesidad de estos mapas: Zonificación sísmica y planificación territorial, proyectos de centrales eléctricas, obras públicas, instalaciones industriales y edificaciones en aquellas zonas que requieran considerar el diseño antisísmico, o bien deban tener en cuenta criterios de seguridad que incluyan la Sismotectónica como factor condicionante. Por último, y según recogen distintos documentos elaborados por la UNESCO, en un programa de predicción sísmica, los Mapas Sismotectónicos constituyen el principal documento de referencia de un programa de predicción sísmica a largo plazo y, por tanto, el punto de partida para programas posteriores de predicción a corto y medio plazo.

2.— METODOLOGIA

El área comprendida por la Hoja Piloto cubre una extensión aproximada de unos 6.700 km² e incluye las poblaciones de Vélez Málaga y Motril por el borde Sur, y Loja y Granada por el borde Norte (fig. 2.1).

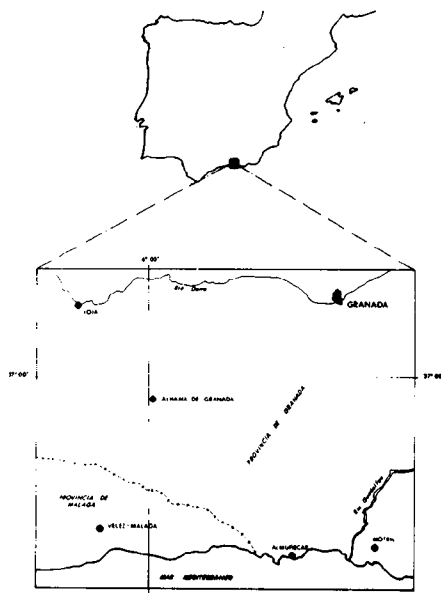


Fig. 2.1.— Situación geográfica de la zona comprendida por la Hoja Piloto

El documento de referencia en lo concerniente a la Metodología ha sido el trabajo anteriormente citado: "Metodología para la elaboración del Mapa Sismotectónico de España". A pesar de que en este trabajo la escala elegida fuera la 1:1.000.000 y la ejecutada en la Hoja de Granada ha sido la 1:100.000 en líneas generales, el procedimiento seguido ha sido el mismo, presentándose seguidamente una sucinta exposición de los trabajos realizados.

En primer lugar las tareas desarrolladas han partido de datos previamente publicados y estudios en curso o no publicados, es decir, el Mapa se ha elaborado en base a datos existentes, convenientemente revisados y analiza-

dos para los fines de un estudio sismotectónico. En casos concretos y en atención a la importancia de algunos problemas, sobre todo neotectónicos, se han efectuado comprobaciones y revisiones in situ.

Las principales fases del trabajo han sido las siguientes:

- Recopilación, análisis y revisión de datos disponibles.
- Estudios de sensores remotos, Geomorfología, Geología y Neotectónica.
- Análisis y revisión de datos sísmicos y geofísicos.
- Definición de criterios y elaboración de la Hoja Sismotectónica.
- Programación y clasificación de la información en un banco de datos.

Los temas desarrollados en las distintas fases consistieron en una detallada recopilación de la información, tanto específica como general, que pudiese tener alguna relación con el tema. Para ello, se han consultado todos los estudios regionales sobre Geología, Sismología y Geofísica y sus distintos campos o especialidades afines.

Una vez revisada y seleccionada la información se procedió a elaborar los siguientes documentos de trabajo:

- Mapa Geológico de Síntesis, elaborado a partir de la Cartografía MAGNA a escala 1:50.000, complementado con datos inéditos procedentes de la Universidad de Granada. Esta Síntesis se llevó a un plano a escala 1:100.000.
- Listado de Terremotos, proporcionado por el Instituto Geográfico Nacional y actualizado hasta 1979. Junto con esta informa-

ción se recopilaron los datos existentes sobre mecanismos focales de terremotos y curvas isosistas. A partir de estos datos se elaboró el Mapa de Sismicidad a escala 1:100.000.

- Estudios geomorfológicos, incluyendo en los mismos los topográficos y batimétricos. Estos estudios han consistido en la realización de un mapa de alineaciones de la red fluvial, un mapa de alineaciones morfológicas de mayor entidad, así como las isobatas de fondos marinos. El objeto de estos mapas ha sido el aportar criterios de trabajo en la interpretación neotectónica de alineaciones deducidas por foto satélite y datos geológicos de campo.
- Estudios de sensores remotos, realizados a distintos niveles y escalas. Las fotos satélite LANDSAT consultadas han sido la 1:1.000.000, 1:500.000 y la 1:200.000, bandas 5 y 7, además de la foto satélite en banda de falso color a escala 1:500.000. También se consultaron las fotos aéreas convencionales a escala 1:33.000. El estudio de todas estas fotos permitió realizar un mapa de alineaciones a escala 1:200.000. Este mapa junto con los geomorfológicos y geológicos de síntesis aportaron criterios de trabajo para el mapa neotectónico y posteriores interpretaciones.
- Estudios neotectónicos. Este aspecto ha sido uno de los más laboriosos e importantes dada la gran complejidad tectónica del área, lo inédito de la mayoría de los trabajos realizados y la consiguiente labor de análisis y síntesis efectuada. Los estudios comprendían pues una labor de recopilación de datos, revisión y análisis, efectuándose visitas de reconocimiento y comprobación a las zonas en donde la información era menos uniforme, o carecía de suficientes datos. Esta información se levantó en planos 1:50.000, presentándose una síntesis a escala 1:100.000 correspondiente al Mapa Neotectónico.
- Estudios de Sismicidad y Geofísica. La información sísmica de terremotos, mecanismos focales e isosistas, previamente recopi-

lada fue analizada en relación con otros datos sobre la estructura de la corteza. Se incluyeron los datos existentes sobre perfiles sísmicos profundos y se efectuó una interpretación de datos gravimétricos obtenidos del listado de estaciones proporcionado por el Instituto Geográfico Nacional. Además se dispuso del Mapa de Anomalías de Bouguer a escala 1:100.000 y de un levantamiento gravimétrico realizado por la Empresa Nacional Adaro a escala 1:50.000 de un sector situado al Norte de la ciudad de Granada. Como documento de trabajo se realizó un Mapa de anomalías de Bouguer a escala 1:250.000.

- Definición de criterios y elaboración de la Hoja Sismotectónica. De acuerdo con la información previamente enumerada y el estado actual del conocimiento sobre el contenido de un Mapa Sismotectónico, así como la representación gráfica de sus términos cartográficos se eligieron las características neotectónicas, sísmicas, geofísicas y geológicas significativas al concepto de Mapa Sismotectónico enunciado en el apartado de Introducción de esta Memoria.
- Programación y clasificación de la información. Toda la información utilizada y consultada fue archivada en un banco de datos realizado por ordenador, y siguiendo un programa de clasificación y recuperación de la información por palabras clave.

El estudio realizado ha sido distribuido en los siguientes documentos:

- Memoria y Mapa Sismotectónico de la Hoja Piloto de Granada 1:100.000.
- Anejos: Los distintos documentos de trabajo utilizados en la elaboración del Mapa se han incluido en anejos que constan de la siguiente información:
 - Mapa geológico de Síntesis 1:100.000.
 - Mapa de alineaciones de foto satélite 1:200.000.

- Mapa morfológico 1:100.000.
- Mapa de alineaciones de foto satélite 1:200.000.
- Mapa de sismicidad 1:100.000.
- Mapa de anomalías de Bouguer 1:250.000.

- Mapa tectónico 1:100.000.
- Listado de terremotos.
- Curvas isosistas.
- Listado de señales gravimétricas.
- Banco de datos bibliográficos.

3.—MARCO GEOLOGICO

3.1.— INTRODUCCION

El área correspondiente a la Hoja Sismotectónica de Granada pertenece a las Cordilleras Béticas (C.B.), que a su vez forman parte del sistema de cadenas alpinas que rodean al Mediterráneo Occidental. Dichas cadenas fueron estructuradas en general desde el Cretácico al Terciario, si bien cada una de ellas presenta caracteres más o menos distintivos. Así, mientras Córcega Alpina (que representa la continuación meridional de los Alpes Occidentales) y los Apeninos poseen notables manifestaciones ofiolíticas de edad jurásica, los Magrébides apenas los presentan. Estos, en cambio, muestran un fuerte desarrollo de facies flyschs desde el Neocomiense al Aquitaniense. En todos estos ejemplos citados el carácter eugeosinclinal de la Cadena aparece relativamente claro.

En lo que se refiere a las C.B., este carácter no es tan obvio. Sin embargo, como también ocurre en la Córcega alpina, lo más notable de este segmento es el metamorfismo alpino de las zonas internas.

Por otro lado, salvo en los Pirineos, en todas las cordilleras del borde Mediterráneo occidental se aprecian fuertes acortamientos transversales que originan un estilo propio de mantos de corrimiento.

Las zonas externas de todas estas cordilleras se caracterizan por una cobertera mesozoica, y paleógena que se comporta autónoma-

mente plegándose e incluso dando mantos de corrimiento, gracias al despeque generalizado que, a nivel del Triás, la desolidariza del substrato más antiguo. Los materiales de estas coberteras se depositaron en los márgenes estables de los bloques continentales próximos: margen del bloque ibérico (C.B. y Pirineo Meridionales), margen del bloque europeo occidental (Alpes occidentales y Pirineo septentrionales), margen del bloque africano (Magrébides), margen occidental del bloque adriático (Apeninos). La vergencia de las estructuras de estas zonas es centrífuga respecto al Mediterráneo actual.

En las zonas internas zócalo y cobertera son conjunta e intensamente deformados y metamorfizados, existiendo evidencias de que las compresiones responsables son relativamente antiguas.

3.2.— ESTRUCTURA DE LAS CORDILLERAS BETICAS

Las C.B. forman la parte septentrional del doble orógeno bético-magrebí (Figs. 3.1 y 3.2).

La rama bética de este orógeno resulta de la yuxtaposición de dos edificios distintos: al N, las zonas externas que constituyen la orla sedimentaria de la Meseta Ibérica, afectadas por una tectónica de cobertera de edad esencialmente Mioceno; y, al S, las zonas internas o Zona Bética s. str., caracterizada por metamorfismo alpino y por una estructura en man-

tos de corrimiento que afecta al zócalo.

De N a S las zonas externas (Z.E.) están constituídas por los siguientes conjuntos: el Prebético, con facies epicontinentales poco profundas que, hacia la Meseta, indentan con

facies continentales y, hacia el S presenta secuencias más completas y potentes; y el Subbético, cabalgante sobre el conjunto anterior, con series marinas, más profundas y potentes, sobre todo en su parte media (Subbético Medio).

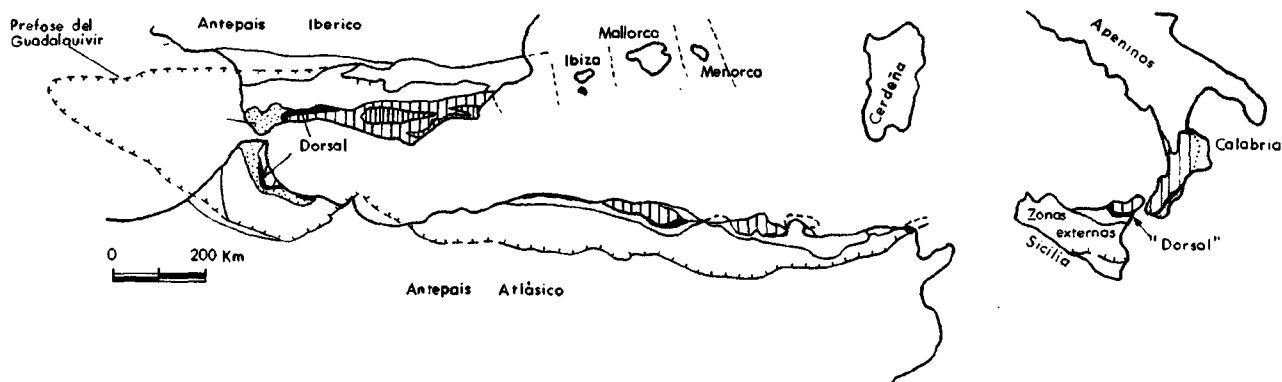


Fig. 3.1. — Esquema estructural de "Bética y Magrébides". Zonas internas en rayado vertical. Zonas externas en blanco; Flyschs en posición media con punteado. Dorsal perimediterráneo.

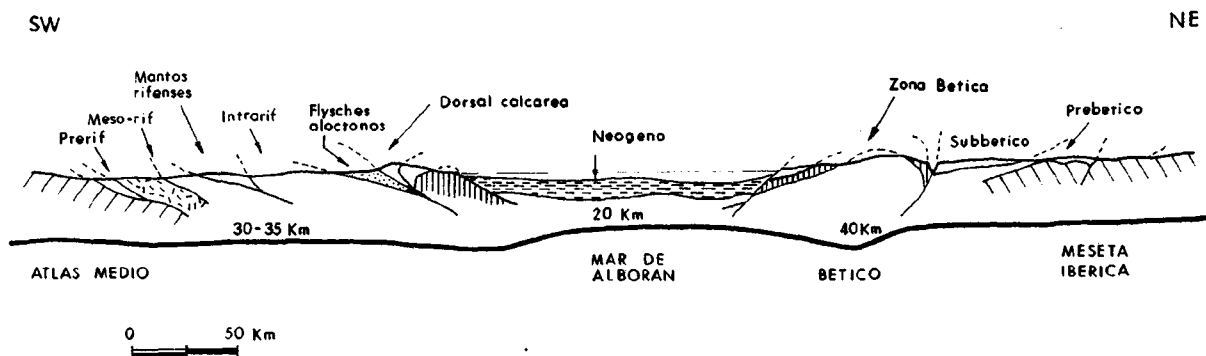


Fig. 3.2. — Corte esquemático de las cadenas bética y rifeña. (Según Durand Delga y Fontboté, 1980). En esta figura no es necesario precisar más que la situación actual relativa de las grandes unidades tectónicas. La posición de Moho es en gran medida hipotética.

El Prebético está constituido por varias unidades parautoctonas, que presentan pliegues y, a veces, escamas de vergencia N (sector Jaén-Cazorla), desarrollados esencialmente durante el Mioceno Superior y con posterioridad al corrimiento subbético.

El conjunto Subbético está estructurado en varias unidades alóctonas, constituidas por una cobertera mesozoica y paleógena que ha deslizado hacia el N varias decenas de kilómetros, desolidarizada de su zócalo gracias a la potente serie arcillosa y yesífera del Trías.

La zona interna (Z.I') o Zona Bética s. str. está separada de la Z.E. por un accidente N 70° E más o menos rectilíneo buzante hacia el S que ulteriormente ha sido retocado por deformaciones recientes.

Desde el punto de vista estructural, en la Zona Bética se pueden distinguir tres conjuntos —Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide—, cada uno de ellos compuesto por varios mantos superpuestos, en los que el zócalo está implicado. Esta estructuración megoscópica es bastante tardía en relación con el metamorfismo y la estructura interna de los materiales, micropliegues, pliegues decimétricos, esquistosidades, etc.

Esta estructura íntima de los materiales y el metamorfismo deben estar ligados a la génesis de mantos más antiguos de los que aún no existen pruebas concluyentes.

La edad de los empilamientos actualmente visibles en las Z.I. oscila entre el Oligoceno superior, —Aquitaniense, (edad correspondiente en las formaciones de Alzaina, Pantano de Andrade y Ciudad Granada, depositadas sobre materiales maláguides) y el Burdigaliense inferior (edad correspondiente a las formaciones de Las Millanas, Fuente, Espejos, Viñuelas, Los Alamillos, que se depositan sobre las formaciones anteriormente citadas o sobre el conjunto alpujárride-maláguide ya empilado). Por su parte PAQUET (1969) reconoce en la Sierra de Espuña un empilamiento intramaláguide de edad Eoceno medio, ya que el Eoceno superior y el Oligoceno son discordantes.

Separando las Z.E. de las Z.I. existe en

posición media una serie de unidades de difícil atribución a un conjunto o a otro. Su estructuración afecta a términos del Oligoceno y/o Mioceno inferior. Se extiende desde Gibraltar hasta algo al E de Granada y constituyen lo que los franceses han llamado Dorsal Bética, equivalente a la "Dorsal Calcaica" de los Magrébides. Se situaría en una posición paleogeográfica próxima al Maláguide o bien respondería a elementos de cobertera despegada del dominio maláguide (Dorsal Interna) o del dominio alpujárride (Dorsal Externa).

Inmediatamente al N de la Dorsal se sitúan las unidades del Campo de Gibraltar, con gran desarrollo de series flyschs (Neocomiense a Aquitaniense), a veces en parte englobadas en una matriz arcillosa del Mioceno inferior. La superposición de estas unidades se haría hacia el Burdigaliense superior, —Langhense inferior. Estos "flyschs gaditanos" que indudablemente se relacionan con los flyschs magrébides ocupan una posición que parece resultar de la etapa tectónica del Mioceno inferior ("Hispanización" de BOURGOIS, 1978).

3.3.— EVOLUCION TECTONICA DEL CONJUNTO DE LAS CADENAS BÉTICAS

La evolución de las C.B. se enmarca dentro del contexto del Mediterráneo occidental. En este resumen consideraremos en particular el segmento bético y su evolución tectónica a partir del Cretácico medio.

a) Cretácico medio—Paleógeno. A partir del Albense medio parecen detectarse deformaciones precoces en la infraestructura de los dominios internos de varias cadenas. Parece ser que el metamorfismo inicial de alta presión se sitúa entre -110 m.a. y -60 m.a. en las Z.I. bético-rifeñas y estarían ligados a una zona de subducción localizada entre el bloque ibérico y el Complejo Alpujárride.

Otros accidentes como los situados en la proximidad del contacto entre Z.E. e I. en las C.B. y los Magrébides habrían funcionado como fallas normales en régimen distensivo y como fallas con fuerte salto en dirección du-

rante el inicio de la apertura del Atlántico, respectivamente.

Al mismo tiempo, se generaliza el régimen de la sedimentación de flyschs magrebíes (ya iniciada al final del Jurásico y comienzo del Cretácico) en un surco cuyo borde N presenta un margen activo. Este margen constituye el límite meridional del dominio mesomediterráneo en el que, al S se ubican los materiales de la Dorsal calcárea y el resto de las Z.I. más al N.

En las Z.E., durante el Cretácico superior existen indicios de actividad tectónica, tanto en el Subbético como en el Rig y el Tell septentrional. En este lapso de tiempo se depositan las "capas rojas" en las C.B. (dominio citrabético), Sicilia y los Apeninos, mientras que en el Rif y el Tell se depositan fangos arcillosos oscuros mal oxigenados. En posición más próxima a los continentes la sedimentación es de arena y carbonatos de plataforma.

b) Eoceno. En esta época existiría un amplio surco perialpino que se prolongaba por Córcega y Cerdeña orientales (antes de la rotación de este microcontinente), para quizá comunicarse con el surco citrabético, así como otro ancho brazo de mar magrebí que alcanzaba Sicilia y el Apenino externo. Parece claro, pues, que entre ambos se alzaba una zona emergida en gran parte constituida por las Z.I. bético-magrebíes y liguro-piamontesas; se trataría del dominio mesomediterráneo, anteriormente mencionado, cuyo borde meridional activo continuaría proporcionando los materiales de los flyschs que se depositan inmediatamente al S.

Esta situación evoluciona durante la tectogénesis del Eoceno superior. En este momento quedan ya estructurados los segmentos correspondientes a los Pirineos, Provenza, Alpes y Córcega. Las Z.I. bética y magrebíes parecen sufrir en esta época los efectos de un segundo evento tectonometamórfico que probablemente acabaría con la estructuración en mantos actualmente visibles (? Eoceno sup.). A este respecto conviene recordar que en la Sierra Espuña (Murcia) el Maláguide muestra

un empilamiento inmediatamente anterior a los materiales del Eoceno superior—Oligoceno (PAQUET, 1969). Por otro lado, si como un cierto número de autores supone, el metamorfismo alpujárride está en relación con la intrusión de las peridotitas (Macizo de Ronda), habría que situar también este emplazamiento durante el Eoceno.

Sincrónicamente en el surco de los flyschs el contacto entre la Dorsal Calcárea y los flyschs mauritanos es sellado al comenzar la sedimentación del flyschs de la molasa (más al N) arenoso—micáceo (Eoceno sup.—Oligoceno).

En las Z.E. bética y magrebí los movimientos son de menor amplitud y quedan atestiguados por discordancias ligadas a pliegues e incluso cabalgamientos.

Las vergencias son centrífugas respecto al microcontinente mesomediterráneo como consecuencia de la aproximación entre Iberia y África.

c) Oligoceno. Tras la anterior tectogénesis el mar se retira del dominio Pirenaico y en los Alpes sólo queda un estrecho pasillo perialpino cerrado hacia el S.

En el Mediterráneo meridional, por el contrario, se reactivan las suturas y se producen fuertes deslizamientos laterales. En el surco citrabético se constituye en un golfo abierto hacia el W con un estrecho divertículo hacia el E, en el límite entre Z.E. e I., en el que se acumulan detritus procedentes de las Z.I. Mientras tanto en el dominio del surco magrebí continúa la sedimentación de flyschs y molasas arenoso—micáceas, a partir de detritus provenientes de los macizos de las Kabiliyas, y, probablemente en situación más meridional y externa, se desarrolla el flysch numídico alimentado por aportes procedentes del zócalo africano.

d) Aquitaniense—Burdigaliense—Langhense. La zona emergida mesomediterránea es reemplazada por el mar. La corteza continental del Mediterráneo occidental se adelgaza para dar grandes cuencas relativamente profundas. Una de éstas sería la correspondiente al Mar

de Alborán, que poseería una corteza continental casi normal y una profundidad menor. Otros, con corteza oceánica, al menos parcialmente, según muchos autores, serían la Provenzal o Ligur, originada por la rotación del bloque corso-sardo; la Argelina, originada por la subducción miocena de vergencia S y situada en el borde meridional de los macizos de las Kabilias; y, finalmente, la Tirrena, ligada igualmente a una zona de subducción situada en el exterior del arco de Sicilia-Calabria-Apeninos. Los sedimentos más antiguos que se detectan en estas nuevas cuencas son de edad Aquitaniense.

Durante el Mioceno inferior se produce otra fase tectogenética que lleva a un fuerte apretamiento (mayor hacia el E) combinado con deslizamiento en dirección del bloque de las Z.I. bético-kabildo-rifeñas hacia el W. Como resultado aparece el arco de Gibraltar y estructuras de vergencia centrífuga. Este proceso combinado se cebaría a lo largo de superficies de subducción convergentes en profundidad, simétricamente situadas a ambos lados de la microplaca mesomediterránea.

En las C.B., durante esta fase, los desplazamientos relativos entre Iberia y esta microplaca producen la estructuración de la parte meridional del Subbético y su hundimiento relativo bajo las Z.I. Estos desplazamientos dextrosos a lo largo de accidentes próximos al contacto entre Z.E. e I. pueden relacionarse evidentemente con otros accidentes paralelos que afectan a los materiales subbéticos (HERMES, 1978). En conjunto se llegaría a una situación en la que se produce una torsión en planta de los materiales pertenecientes a las zonas internas y un fuerte arrastre en la horizontal de ciertas unidades subbéticas y magróbides (flyschs, Dorsal Calcárea).

Durante el Aquitaniense sup. -Burdiga-

liense inf.- ciertas formaciones plásticas (flyschs) y elementos carbonatados de la Dorsal ("arcillas con bloques", de BOURGOIS, 1978) invaden la zona límite entre Z.E. e I., constituida temporalmente en una prefosa (especialmente en el área andaluza del arco de Gibraltar). Los flyschs del Campo de Gibraltar se colocarían seguidamente entre el Burdigaliense superior y el Langhense inferior ("hispanización de BOURGOIS, 1978).

Algo más tardíamente, hacia el Langhense, se producen retrocorrimientos hacia el S que afectan a los flyschs y a las "arcillas con bloques", cuyos materiales pueden llegar a descansar, en posición más interna, sobre materiales de los Complejos Alpujárride y Maláguide o sobre formaciones como la de Los Alamillos (Tapeza y Beas, prov. Granada) (RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1982).

Aunque de un modo puramente convencional y no libre de subjetividad, puede considerarse que, a partir de este momento, acaba la fase orogénica alpina s. str. y comienza ya la historia neotectónica en los sectores próximos al contacto entre Z.E. e I. En el Subbético continuaría aún la historia alpina s. str. hasta, por lo menos, el tránsito Serravaliense-Tortonense. La individualización de las depresiones intramontañosas de Granada, Guadix-Baza, Murcia, Sorbas, etc., hacia el Tortonense inf. marcarían la transición a la etapa que podemos considerar de forma general como neotectónica.

En el Prebético y en la depresión del Guadalquivir este límite no puede establecerse de modo fiable ya que el tránsito entre tectónica alpina s. str. y neotectónica es más gradual y no existen hitos, como el de la individualización de depresiones intramontañosas, que permitan una distinción. En todo caso, en tales sectores cabría considerar el Messinense como límite inferior para los eventos neotectónicos.

4.— NEOTECTONICA

4.1.— INTRODUCCION

La "Paleotectónica" de las Cordilleras Béticas, se puede considerar terminada en el Mioceno medio, o más bien al final del mismo (fase post-Serravaliense).

En sentido estricto la Neotectónica estudia las deformaciones actuales o muy recientes. Sin embargo parece conveniente extender su campo a la tectónica y deformaciones en general que han tenido lugar desde la última fase referida post-Serravaliense. La Neotectónica no es independiente de la historia alpina de la Cordillera. En realidad es continuación de ésta y sus rasgos y deformaciones en muchos casos quedaron prefijados por la misma. Algunos aspectos se acentúan, así la fracturación, pero esta misma sigue directrices en buena parte heredadas de las últimas etapas alpinas de deformación.

Las deformaciones neotectónicas se mueven por tanto en un cuadro general similar al de la tectónica alpina, es decir: un movimiento general de colisión N-S ($N 160^{\circ}-170^{\circ}$) de acercamiento de Africa hacia Europa y por tanto hacia la Península Ibérica y un movimiento hacia el E producido por la progresiva apertura del Atlántico. Ambos movimientos se dejan sentir en la actualidad por las deformaciones modernas existentes y gracias a los estudios de mecanismos de foco de los terremotos.

Desde el Tortonense (Mioceno superior) se distinguen épocas en las que han predominado distensiones y otras en las que lo han hecho las compresiones. Esto no es totalmente riguroso pues cuando los estudios se hacen en detalle se observa que compresiones y distensiones se simultanean en distintos sectores. En otros casos, movimientos compresivos de desgarre provocan la formación de fosas en las que los rasgos sedimentarios observados son distensivos, etc. De todas formas es verdad que el balance de movimientos, con toda la dificultad que esto encierra,

en determinadas épocas parece inclinarse más a las distensiones o a las compresiones. Con estas matizaciones es como se deben de tratar las etapas compresivas o distensivas que vamos a señalar. Corresponden a momentos de aceleración o desaceleración del acercamiento Africa-Europa, o de los movimientos hacia el E (hacia el W relativamente de las partes de internas de las Cordilleras Béticas) que por otra parte impiden o favorecen en cada caso los reajustes isostáticos.

4.2.— EVOLUCION NEOTECTONICA DE LA REGION DEL ARCO DE GIBRALTAR

Tras la etapa de deformación post-Serravaliense se produce un período de distensión. Las fracturas importantes preexistentes, casi E-W (muchas de ellas $N 70^{\circ}$ E) y los juegos NNE, SSW y NW-SE que habían actuado como importantes desgarres muchos de ellos, comienzan a actuar como fallas normales. Esto reguló la distribución y formación de surcos, fosas y semifosas fuertemente subsidentes, junto a áreas en elevación. En los puntos deprimidos se acumularon materiales detríticos gruesos, marinos y continentales. En algunos casos se alcanzaron varios millares de metros de espesor. En esta época debió comenzar la configuración definitiva del Mar de Alborán (fig. 4.1).

En áreas externas de la Cordillera la subsidencia fue en principio menos marcada, aunque durante el Tortonense superior aumentó considerablemente, lo que favoreció los deslizamientos olistrostrómicos durante el Mioceno superior en la cuenca del Guadalquivir. Durante el Tortonense, y para que sirva de matización a las anteriores líneas, se detecta en muchos puntos un importante aumento de compresiones (Estévez et al, 1982, Ott D'Esteveu 1980) con pliegues, fallas inversas y desgarres localmente importantes.

Durante el Messinense la sedimentación en general es más fina, testimonio de una dis-

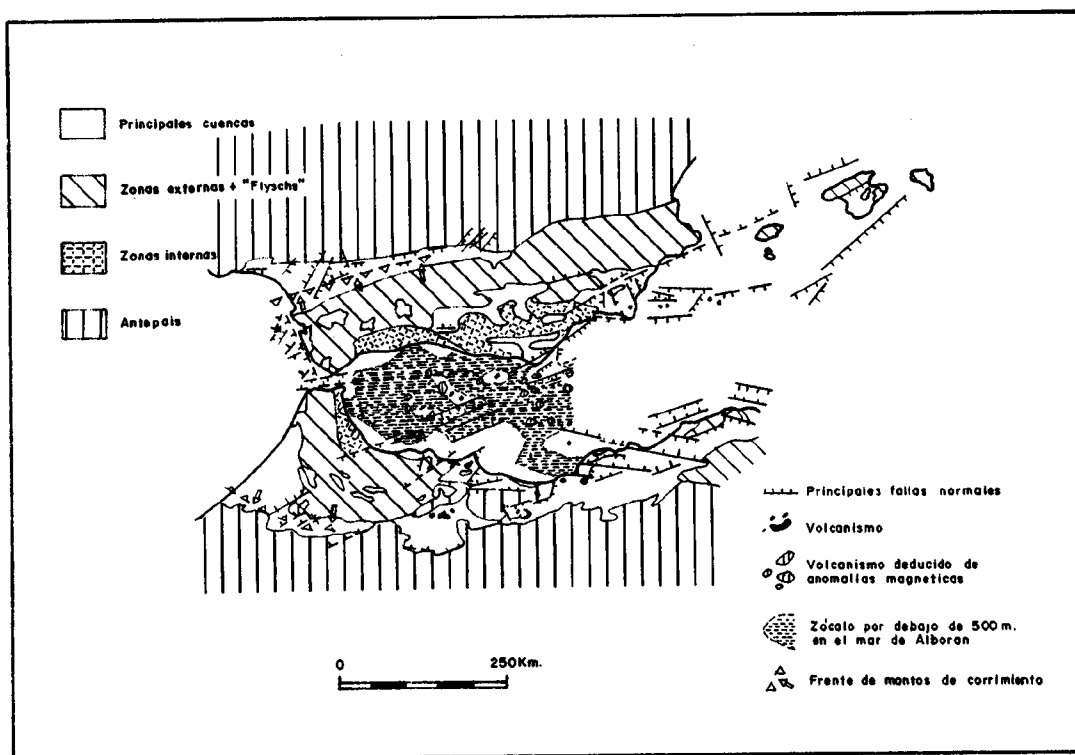


Fig. 4.1.— La distensión del Tortoniano al Cuaternario antiguo.
("Groupe de Recherche", 1977).

minución de los relieves circundantes. De todas formas continúa el rejuego de fallas, con movimiento de tipo normal que motiva importantes diferencias en la potencia, discordancias, depósitos carbonatados, a veces recifales en los altos fondos, y margas y limos y arcillas junto con yesos. Estos depósitos se hacen en medios marinos y en medios salobres continentales, tal como sucede en este último caso en la depresión de Granada, donde durante el Tortoniano superior al Messiniense inferior se pasa de medio marino a continental.

Es también durante el Messiniense cuando se cierra el estrecho Nord-Bético (fig. 4.2) que por la cuenca del Guadalquivir unió hacia el E con el Mediterráneo, y comienza a prefigurarse el actual estrecho de Gibraltar, sin que realmente se abriera como tal al menos hasta el Plioceno.

Durante el Plioceno continúan los movimientos diferenciales en la vertical. Así en una misma cuenca puede ser concordante en unos puntos con el Messiniense y discordante en otros, por ejemplo en los márgenes de las mismas. En general se localiza una discordancia intrapliocena y existe una superficie de glaciación generalizada en muchos puntos, notablemente en la región central de la Cordillera. Así el Plioceno superior suele ser discordante y en muchos puntos se presenta juntamente con el Cuaternario inferior.

A partir del Cuaternario inferior o medio, según los puntos, se deja sentir una compresión cuyos efectos con frecuencia han pasado desapercibidos. Así en muchos sectores solo los estudios de microtectónica han podido ponerlos en evidencia.

Las deformaciones más netas son plie-

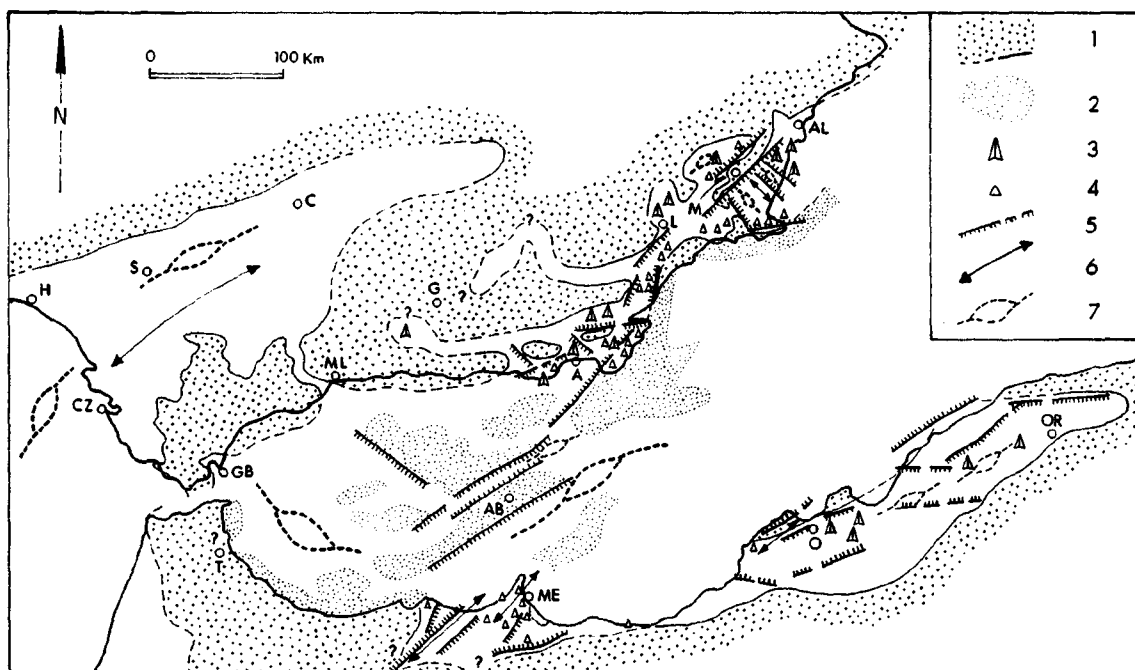


Fig. 4.2. — Esquema paleogeográfico del Messinense
(Groupe de Recherche, 1977)

Símbolos gráficos:

- 1: Límite de extensión máxima del mar messinense
 - 2: Extensión posible de las tierras emergidas (y fondos someros) en el Mar de Alborán tomadas de datos geofísicos
 - 3: Yesos messinienses reconocidos en tierra
 - 4: Volcanismo messiniense, principalmente calcoalcalino
 - 5: Fallas normales y flexuras en el Messiniense
 - 6: Eje de las zonas elevadas de sedimentación reducida o parcialmente emergida
 - 7: Principales zonas de gran subsidencia (depósitos > 500 m)
- A: Almería; AB: Alborán; AL: Alicante; C: Córdoba; CZ: Cádiz; G: Granada; GB: Gibraltar; H: Huelva; L: Lorca; M: Murcia; ME: Melilla; ML: Málaga; O: Orán; OR: Orleans; S: Sevilla; T: Tetuán.

Las evaporitas del mar de Alborán no han sido indicadas; del mismo modo el volcanismo de Alborán anterior al Messiniense tampoco figura.

gues, a veces de escala kilométrica en general E-W a N 50° E. En muchos casos las antiguas fallas normales (que antes han sido desgarres) se mueven como inversas (así en muchos casos las de dirección próxima a E-W) o más corrientemente como fallas de salto en direc-

ción, así en muchos casos las de dirección N 10°-30° E, sinestrales o dextrales. Además aparecen nuevas fracturas en general de pequeño tamaño e importancia.

En conjunto se deduce una dirección de

compresión σ_1 N 160° (Groupe de Recherche 1977 y Estévez y Sanz de Galdeano, 1983) aunque localmente se noten efectos de otras compresiones de dirección E-W aproximadamente (Sanz de Galdeano, 1980). Por otra parte en el sector central de la Cordillera pueden reaparecer, al menos momentáneamente, deformaciones distensivas.

Conviene subrayar los movimientos sucesivos de los sistemas de fracturas que, según el sistema de esfuerzos dominante en cada momento, (Sanz de Galdeano, en prensa) han actuado de diferente modo. Estas fracturas, por otra parte, pueden ser muy importantes y tienen valores que en algunos casos superan el centenar de kilómetros.

4.3.— LA NEOTECTONICA DEL SECTOR CENTRAL DE LAS CORDILLERAS BETICAS

4.3.1.— Rasgos estratigráficos generales

El Tortonense es transgresivo y presenta en su base conglomerados y arenas seguidos en muchos puntos por calcarenitas muy ricas en restos orgánicos marinos. Sobre estos aparecen limos y arcillas con intercalaciones de conglomerados que son muy potentes en los bordes de Sierra Nevada, así al E de Alboloduy (al NW de Almería) y en la depresión de Granada y en la de Guadix, allí donde se ven aflorar sus materiales, o en el borde SE del conjunto de Sierra Arana—Alfacar, etc. Estos materiales pueden alcanzar parte del Messinense, momento en que desaparece el régimen marino. Los depósitos entonces se hacen más finos, con abundancia local de evaporitas, fundamentalmente yeso, también celestina. En el Messinense superior, quizá hasta el Plioceno inferior, hay depósitos de calizas lacustres muy ricas en gasterópodos.

El Plioceno está mal caracterizado y parece faltar en muchos puntos el Plioceno medio. El Plioceno superior, allí donde no existe, forma la base de los materiales que alcanzan buena parte del Pleistoceno. Estos están formados por depósitos fluviales, conglomerados, limos y arcillas en las que predominan los

tonos rojizos y localmente presentan paleosuelos. Tanto en la depresión de Granada, como en la de Guadix—Baza hay importantes cambios de facies en estos materiales del Plio—Pleistoceno. Así hay depósitos calizos lacustres (Gorafe—Huélago en la depresión de Guadix—Baza y en Tocón—Brácan en la de Granada). Incluso en la depresión de Guadix hay formaciones evaporíticas (yesos), así en la formación Baza.

Estos materiales del Plio—Cuaternario pueden alcanzar en algunos puntos al Pleistoceno superior, en otros son sustituidos por nuevas formaciones de piedemonte y conos de deyección formados a partir de la erosión de nuevos relieves. Así el cono de deyección compuesto de La Zubia (al S de Granada), formado en relación con la elevación de los montes Trevenque, Silleta, etc.

A finales del Mioceno o quizá con más precisión durante el Plioceno se forma una importante superficie de glaciais posteriormente afectada por levantamientos y hundimientos. Es claramente visible por ejemplo en Sierra Arana, en algunos bordes de Sierra Nevada, en Freila al W de Baza, etc.

Durante el Cuaternario, en el Pleistoceno Superior, se desarrolla otra superficie de glaciais muy bien conservada, sobre todo en la depresión de Guadix—Baza, aunque ahora está siendo profundamente entallada. Otras superficies de glaciais más modernas se han desarrollado, pero son de menor importancia.

4.3.2.— La distensión

Una etapa distensiva es muy patente desde el Tortonense, dando lugar entre otros rasgos a la formación de las depresiones de Guadix—Baza y Granada, que fueron asiento de importantes depósitos ligados a una fuerte subsidencia.

En general, las fallas, algunas de ellas antiguas, que ayudaron a los movimientos verticales, lo que dió lugar a la formación de nuevos relieves, sufrieron desplazamientos en diversas pulsaciones. Relacionados con la for-

mación de relieves están los depósitos gruesos del Tortonense terminal (Block-Formation), depositados alrededor de Sierra Nevada.

De la diferente litología que muestran los cantos de las formaciones detríticas depositadas en las áreas subsidentes, se puede deducir que la aparición de los actuales relieves de Sierra Nevada, Sierra Arana, etc., se produjeron por etapas sucesivas de levantamiento. A un primitivo núcleo que emergió de Sierra Nevada, se fueron añadiendo sucesivamente otros bloques periféricos que, en principio, formaron parte del área de sedimentación durante el Tortonense, durante el Messinense, e incluso durante el Plioceno, y que a su vez fueron, tras ser levantados, solicitados por la erosión. Se trata de un "horst" múltiple, limitado por zonas deprimidas y subsidentes, a las que se les ha hecho perder progresivamente sus áreas marginales para ser incorporadas al "horst".

Estas últimas etapas se observan también en el relieve, y quedan bien expresadas en los "escalones" que existen en la orografía de Sierra Nevada, con relieves suaves desplazados por bruscos desniveles que en un caso llegan a tener valores próximos a 900 m. De esta manera, y sumando los diferentes saltos de falla sucesivos, se alcanzan valores de saltos verticales superiores a 4.000 m en el sector occidental de Sierra Nevada (Padul, La Zubia), en relación con los materiales que sirven de zóca-

lo a los sedimentos neógenos y cuaternarios que ocupan la depresión de Granada.

Estos movimientos han afectado claramente a materiales del Cuaternario Inferior, que se encuentran fallados o basculados. Incluso afectan a materiales más modernos, si bien en muchos casos puede tratarse de pequeños reajustes posteriores. En otros, la existencia de escarpes de fallas normales, que, aunque afectan a materiales muy blandos, aún no han sido borrados, puede ser testimonio de movimientos modernos (línea de falla de Gambia Grande).

Hay que recordar, sin embargo, la existencia muy clara de una etapa compresiva en la depresión de Granada, de edad Tortonense, lo que muestra que la anterior etapa distensiva citada no es totalmente homogénea.

Como ejemplo de estructura ligada a las fallas de dirección E-W hay que citar la depresión situada al S de Sierra Nevada, que desde Orgiva se dirige al E, por Cádiar, Ugijar y Alboloduy, y llega a Sorbas en el sector oriental.

Un ejemplo espectacular de fallas N 40° W es la fosa de Padul-Dúrcal, o el borde W de Sierra Arana-Sierra de Alfacar, y otro el horst complejo de Sierra Elvira, asientos todos ellos de una notable sismicidad actual (fig. 4.3).

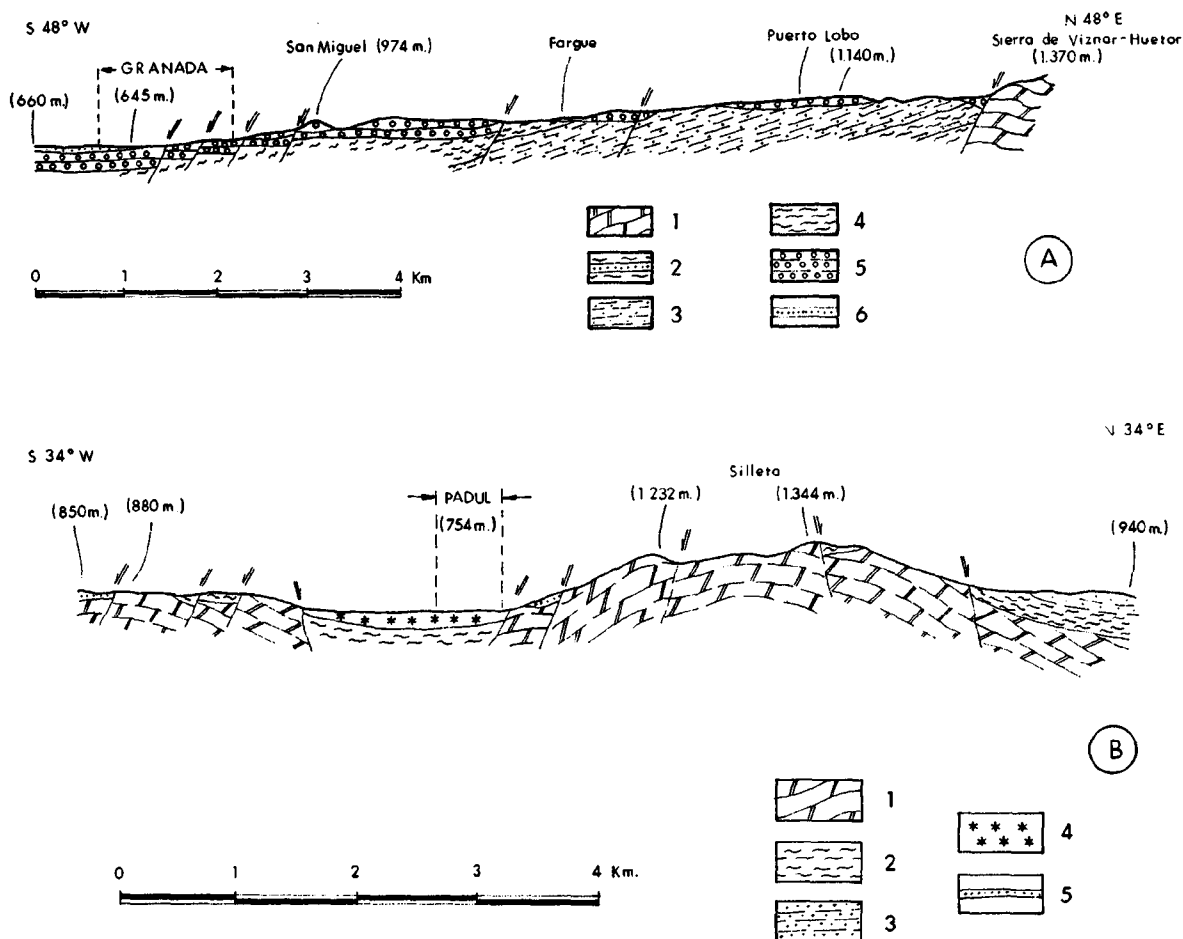


Fig. 4.3.— Corte A: Realizado desde Granada a la Sierra de Víznar.

Corte B: Corte de la fosa de Padul. Muestran fallas que presentan notables saltos con movimientos normales. En las mismas se perciben también movimientos en la horizontal. (Tomado de Santanach et. al., 1980).

1. Alpujárride; 2. Tortonense (limos y conglomerados); 3. Block-formation (Tortonense-Mesiniense); 4. Limos arenas y conglomerados mesinienses; 5. ¿Plioceno? y Cuaternario antiguo (arcillas, limos, arenas y conglomerados); 6. Holoceno.

4.3.3.— La compresión cuaternaria

A partir fundamentalmente del Cuaternario Medio aparece un régimen compresivo detectado por muy diferentes estructuras.

La línea de fractura del Negratín (que va de Alicante a Crevillente en Murcia, y continúa hasta las proximidades de Cádiz) subparalela a las directrices de la Cordillera, presenta notables deformaciones compresivas (puntos en que funciona como falla inversa, desarrollo de pliegues ligados, etc.). Durante el período de distensión marcó la línea de mayor subsidencia, ligada a cambios de facies, de las depresiones de Granada y Guadix-Baza, y probablemente ya existía con anterioridad.

Por su parte, las grandes fallas normales antes citadas, presentan juegos de estrías, incluso horizontales, que indican nuevos movimientos, ahora en compresión.

En general, es necesario el estudio de la microtectónica para completar el conocimiento de la compresión. Así localmente son

abundantes campos de pequeñas fallas de desgarre e inversas, visibles en general en cortes de carreteras o en canteras, y que afectan a materiales incluso del Cuaternario Medio. También hay pequeños pliegues, pero estos se localizan preferentemente en materiales del Messinense. Además han suministrado valiosos datos los cantos calizos de los conglomerados cuaternarios. Estos cantos en muchos puntos han sido impresos por otros más pequeños, silíceos, que los han estriado o han penetrado en ellos, de acuerdo con la dirección de compresión local, la forma del canto, etc. (Sanz de Galdeano y Estévez, 1981).

En conjunto, queda establecida claramente la existencia de una compresión (fig. 4.4) que afecta al menos al Cuaternario Medio, si no sigue actuando en la actualidad, y que tiene una dirección aproximada $N 20^{\circ} - 30^{\circ} W$. Menos neta es otra compresión de dirección cercana a la E-W, y que parece que se ha alternado con la anterior en momentos de relajación de aquélla. Las fallas muestran diferente sentido de deslizamiento relativo según predomine una compresión u otra (fig. 4.5).

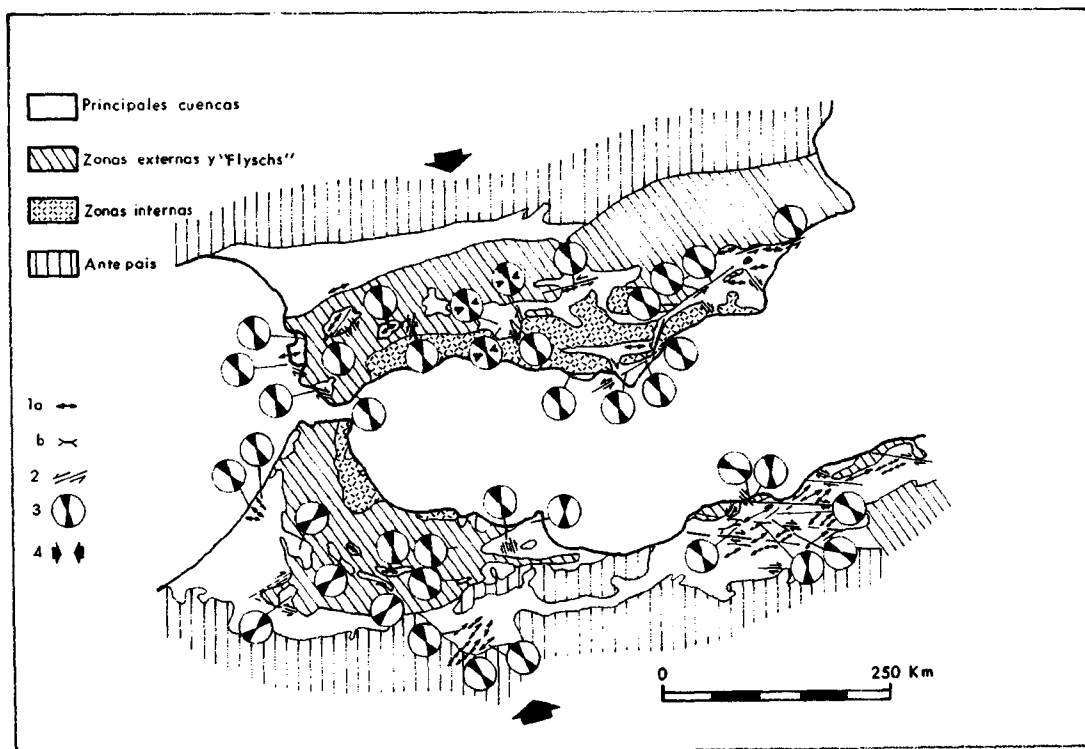


Fig. 4.4.— La compresión del Cuaternario antiguo
(Tomado del "Groupe de Recherche", 1977)

- 1: Principales pliegues (a) anticlinal, (b) sinclinal
- 2: Desgarres
- 3: Direcciones de acortamiento, tomadas de medidas microtectónicas
- 4: Dirección general de acortamiento

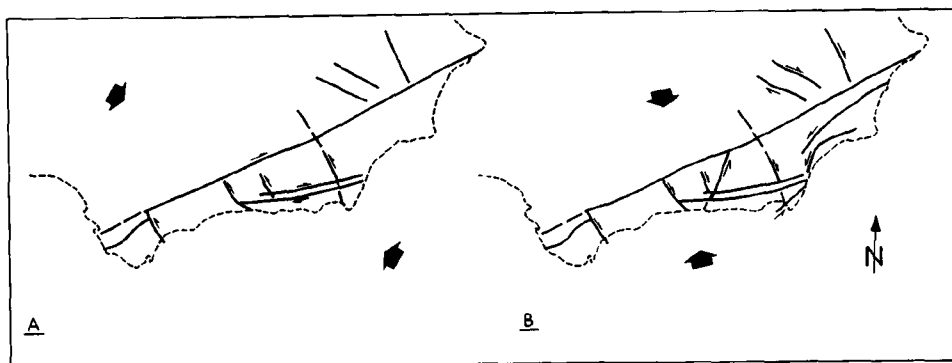


Fig. 4.5.— Sentido de movimiento de los accidentes según se sitúe σ_1

- A: Para σ_1 según la dirección aproximada $N 120^\circ E$ las fracturas del sistema $N 70^\circ E$ presentan movimientos dextrorsos; las del $N 30^\circ-60^\circ W$ actúan como fallas sinistrorsas.
- B: Para σ_1 de dirección NNW-SSE a N-S las fracturas $N 70^\circ E$ prácticamente no se mueven o lo hacen como fallas inversas; las $N 30^\circ-60^\circ W$ pasan a ser dextrorsas y las $N 10^\circ-30^\circ E$ se mueven como sinistrorsas. Si σ_1 pasara a tener una dirección aproximada NE el sistema $N 10^\circ-30^\circ E$ cambiaría su sentido de movimiento y el $N 70^\circ E$ pasaría a ser sinistrorso, fenómeno que se ha detectado en algunos puntos.

(Tomada de Sanz de Galdeano, en prensa)

Por último, además de la posible continuación de estas compresiones, hay que destacar que la región experimenta actualmente un claro proceso de encajamiento de las redes fluviales.

4.3.4.— Interpretación

Como resumen se podría decir que después de la etapa compresiva intratortoniense, ha tenido lugar una distensión prolongada hasta el Cuaternario, y a continuación se ha producido una etapa claramente compresiva durante este último período. Sin embargo, se está a veces en presencia de estructuras que afectan a materiales pliocenos y cuaternarios, que han actuado alternativamente en diversos movimientos compresivos y distensivos. Parecería como si estos diferentes movimientos se hubieran sucedido rápidamente. (Estévez y Sanz de Galdeano, 1983).

Esta casi coexistencia puede ser explicada en relación con el levantamiento general y continuo de la región, ligado probablemente a la compensación isostática. Así, la componente principal σ_1 , en general vertical, se colocará horizontal en ciertos momentos y en determinados lugares. En estas circunstancias se podría esperar el encontrar fallas con movimientos compuestos en compresión y en dis-

tensión, pues unos no impedirían en otro momento a los otros. Así, si la compresión disminuye, la compensación isostática general puede verse acelerada, y por tanto los movimientos diferenciales verticales.

En realidad la sucesión compresión intratortoniense, distensión tortoniense a cuaternaria y compresión cuaternaria, no es más que una simplificación de la realidad, que debe ser tomada bajo el punto de vista de diferentes situaciones estadísticamente caracterizadas por rasgos compresivos y distensivos. Por otra parte, no hay contradicción en lo que precede, pues se puede imaginar una situación distensiva ligada a la compensación isostática, a la cual se pueden superponer rasgos compresivos. Se trataría, pues, de una cuestión de equilibrio entre dos procesos que se desarrollan a la vez: el levantamiento de la cadena y las compresiones N-S o incluso E-W causadas por los movimientos de acercamiento de África a Europa.

4.3.5.— Las deformaciones de la costa

Fundamentalmente se detectan deformaciones de gran radio de curvatura y fracturaciones (fig. 4.6).

Las deformaciones de gran radio de cur-

vatura se ponen en evidencia a partir de las diferentes alturas que alcanzan materiales marinos, fundamentalmente cuaternario, hoy exondados.

En el arco de Gibraltar se presenta un levantamiento en las dos riberas del Estrecho, unos 15 m desde hace aproximadamente 100.000 años. Este levantamiento, con menores valores, se continúa hasta Nerja (Málaga). También hay sectores subsidentes; así el comprendido entre Nerja y Adra (y en el Rif central). Más al E de Adra, en el Campo de Dalías, se eleva notablemente (con su elevación equivalente en la costa de Marruecos, entre Alhucemas y Melilla).

Más al E del Campo de Dalías, el comportamiento es variable, con un sector subsidente en el Cabo de Gata y una elevación desde Carboneras hacia el Norte.

La fracturación es menos manifiesta, y

sólo en la costa de Almería es donde se muestra con mayor importancia. Es notablemente interesantes el Campo de Dalías, conjunto de materiales pliocenos y cuaternarios marinos fundamentalmente de forma semilunar, adosados a la Sierra de Gádor. Este área está afectada por fracturas que desnivelan las plataformas de erosión, con saltos decamétricos. Existen además pliegues laxos anticlinales y sinclinales de hasta 15 km de longitud, que producen desniveles de 10 a 20 m. Estos pliegues son de dirección cercana a la E-W y a la N 15° E. Además hay movimientos de gran radio con áreas donde se han producido levantamientos y hundimientos, incluso actuales.

Hay que señalar además la posible existencia de una línea de fallas que desde Málaga se continuaría, conformando en buena parte la costa, hasta el borde Sur de Sierra de Gádor, en el Campo de Dalías.

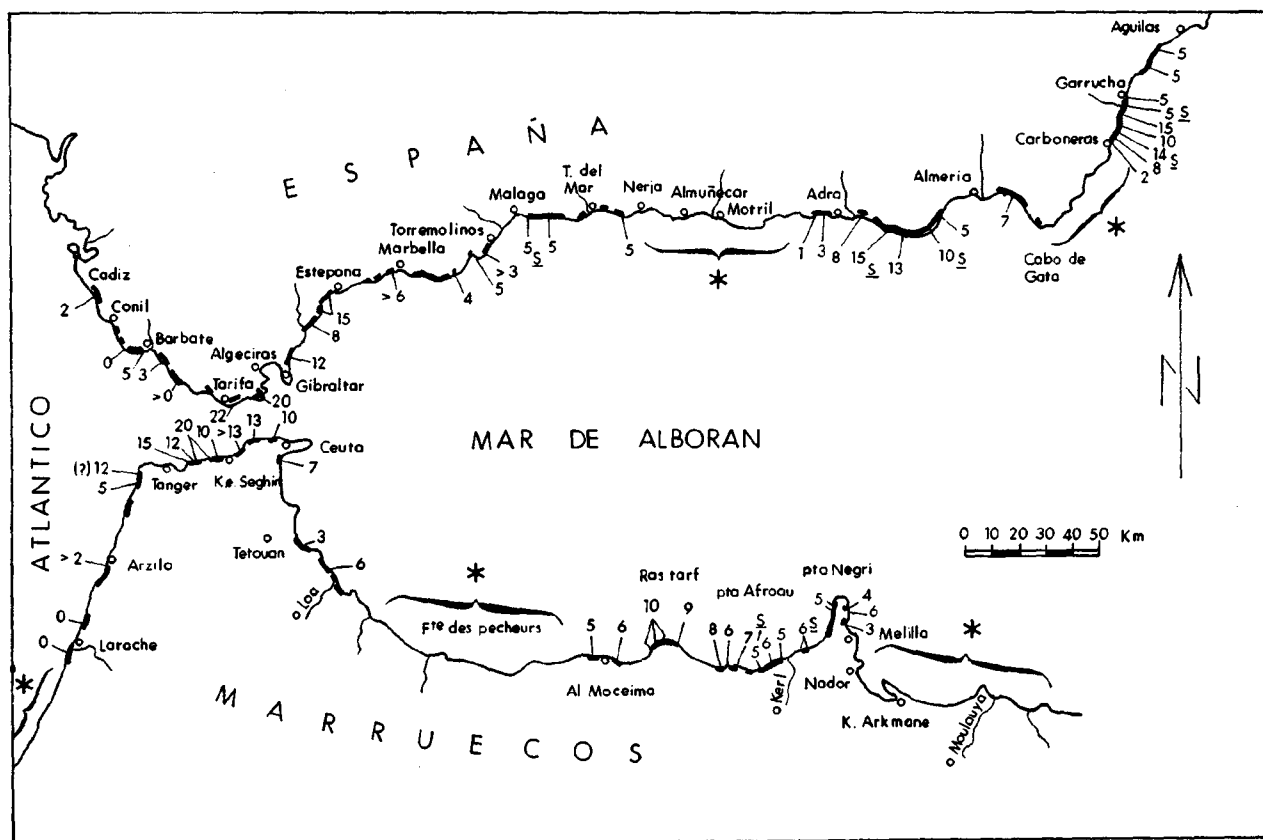


Fig. 4.6.— Localización y altitudes máximas transgresivas del Tirreniense reciente en el contorno del Arco de Gibraltar y del Mar de Alborán (Tomado del "Groupe de Recherche", 1977).

* El trazo grueso indica sectores del Cuaternario marino estables o elevados, los corchetes y las estrellas indican zonas de hundimiento durante el Cuaternario.

4.3.6.— Las principales fracturas del área de estudio

Son varias las líneas de fracturas que destacan. Así ya se ha señalado el accidente que va de Cádiz a Alicante (del Negratín o de Crevillente). Cruza la parte norte del Mapa. De parecida dirección son las fracturas que forman el corredor de las Alpujarras, y que continúan por Sierra Tejeda, especialmente por su borde Norte, además de la posible línea de fracturas que recorre la costa. La génesis de estas fracturas pudo ser parecida en origen (Sanz de Galdeano, en prensa) y debió estar ligada a los movimientos de traslación hacia el W de las Zonas Internas de la Cordillera.

Otro sistema muy importante de fracturas son las de dirección aproximada $N 30^{\circ} - 60^{\circ} W$, bien representadas al W de Sierra Gorda, que continúan hasta la costa. Al mismo sistema corresponden las fallas de Sierra Elvira y de las proximidades de Granada.

Por último hay que señalar las fracturas de dirección $N 10^{\circ} - 30^{\circ} E$, muy bien represen-

tadas en la terminación occidental de Sierra Nevada (Sanz de Galdeano et al, en prensa), que incluso llegan a dar un claro lineamiento en imágenes de satélite. Estos tres sistemas de fracturas, que se cruzan en múltiples sitios, en particular convergen claramente en el sector del valle de Lecrín—Lanjarón. Así las fracturas del borde de Sierra Nevada parecen allí desplazadas y se continúan por el sector del río Guadalfeo.

Con estos sistemas de fracturas tan importantes, tanto por el número de fallas como por la importancia de las mismas, se puede comprender que la sismicidad de la región es bastante difusa. No obstante hay algunas áreas en las que parece haber mayor densidad de sismos. Una de ellas es el sector próximo a Granada: las ya citadas fallas de Sierra Elvira y de la propia Granada y el borde de Sierra de Alfacar, y al W la de las Gabias.

De igual forma, el valle de Lecrín a Lanjarón, por la densidad de las fracturas y por converger, como se ha señalado, los tres sistemas principales de fracturas, constituye una zona de fracturación preferente moderna.

5.— SISMICIDAD

5.1.— INTRODUCCION

La representación de la sismicidad en su conjunto debe incluir la mayor información posible sobre la actividad de los terremotos de una región. La información básica de la sismicidad de una región se obtiene a partir del catálogo de terremotos. De aquí la importancia de la fiabilidad y precisión de los datos contenidos en dicho catálogo. Debido a que la instrumentación sísmica no empieza hasta principios de este siglo, los datos anteriores a esta fecha tienen un carácter muy distinto del de los de la época instrumental. Esto se pone de manifiesto, por ejemplo, en la precisión de la localización de los epicentros, que aún en la época instrumental va variando al ir mejorando, a medida que se aumenta el número y distribución de las estaciones sismológicas. En muchos casos, el margen de error en la localización de los epicentros puede llegar a veces

hasta órdenes de 40 km. Los terremotos históricos, por otro lado, están localizados en las poblaciones en donde hay relación de mayores daños. Esta localización no corresponde al concepto de epicentro deducido de datos instrumentales y muchas veces tampoco al centro de la zona mesoseismal. Por otro lado, es necesario tener en cuenta los terremotos antiguos, pues sólo si se abarca un período grande de tiempo tendremos una visión adecuada de la actividad sísmica. Aún incluyendo todos los datos históricos este período sigue siendo corto y sobre todo para una región limitada puede dar una impresión falsa.

El tamaño de los terremotos representado por las medidas de su intensidad máxima y su magnitud crea otra dificultad. Los terremotos históricos sólo pueden tener estimaciones de su intensidad, y ésta en muchos casos mal determinada y en general excesiva. Para

estos terremotos el pasar de intensidades a magnitudes es una costumbre que no debe admitirse.

El número de terremotos registrados de un determinado tamaño es también función de la época a que se refiere. En épocas históricas sólo los terremotos sentidos con suficiente intensidad están incluidos en la mayoría de los catálogos. Para la época instrumental, el número de terremotos registrados depende de la época, así como el que para toda una región se tenga la certeza de disponer de un registro completo de todos los terremotos desde una cierta magnitud. Para áreas grandes la falta de cobertura de las estaciones sismológicas hace que no sea homogénea la distribución de los terremotos de pequeña magnitud. Es preferible en estos casos cortar la información para aquellas magnitudes a partir de las cuales se está seguro que todos han sido registrados en toda la región, durante el mismo período de tiempo.

El parámetro de la profundidad de los focos sísmicos que tiene una importancia indudable a la hora de evaluar sismotectónicamente una región, es aún más conflictivo. La profundidad de los terremotos históricos es prácticamente imposible de determinarse, a no ser que se disponga de mapas de isosistas con suficiente detalle. Aún en la época instrumental, a excepción de los terremotos de gran profundidad, ($h > 100$ km), ésta no puede determinarse hasta época muy reciente cuando la distribución y número de estaciones lo permiten. Esta información es, por lo tanto, muy dependiente de la época y la zona a la que correspondan los terremotos.

Todas estas consideraciones ponen de manifiesto la evidente falta de homogeneidad de todo catálogo de terremotos, tanto en el tiempo como en el espacio. Esta inhomogeneidad se extiende a prácticamente todos los parámetros consignados, aunque de diversa forma para cada uno de ellos. No puede utilizarse, por lo tanto, el catálogo sin un conocimiento adecuado para la región de que se trata, de la fiabilidad de los datos históricos, del desarrollo de las estaciones sismológicas

y su instrumentación, de los métodos de determinación de epicentros, profundidades y magnitudes y su precisión y, en fin, de los márgenes de error para cada época y zona, de toda la información contenida.

Otra fuente de información relacionada con la sismicidad es la conocida en los mapas de isosistas. A partir de ella se deducen las curvas de atenuación de la intensidad que aportan información muy importante. Algunos autores incluyen a partir de estos datos en los mapas sismotectónicos las intensidades máximas sentidas en cada zona. Esta opinión es debatible, aunque de alguna manera esta información debería estar reflejada.

El incremento en los estudios del mecanismo focal de los terremotos ha motivado la práctica cada vez más generalizada de la inclusión de este tipo de datos en los mapas. Esta información se representa por el diagrama de la proyección de la esfera focal. Para las personas no habituadas a esta representación, quizá sería mejor añadir la dirección de los ejes de presión y tensión. La dificultad de representar en un mapa problemas de tres dimensiones se puede salvar representando sólo aquél eje que tenga mayor componente horizontal y para el caso de mecanismos de fallas de desgarre las dos direcciones posibles de deslizamiento. Se debe recordar que la orientación de los ejes principales de esfuerzos no tienen ambigüedad inherente en los dos planos nodales del mecanismo focal.

La información más completa sobre las dimensiones de la fractura y otros parámetros focales, tales como caída de esfuerzos, esfuerzo medio, etc., no está todavía suficientemente generalizada para su inclusión en los mapas. Es evidente, sin embargo, que las dimensiones del foco, cuando se conocen, darían una representación más adecuada que el símbolo de tamaño arbitrario que señala la localización de un epicentro. Señalar con un punto un terremoto de magnitud 6, cuyas dimensiones son del orden de 50 km puede inducir a error, sobre todo cuando otros datos de neotectónica están representados en el mismo mapa con un gran detalle.

En conclusión, la representación de los datos de sismicidad en un mapa sismotectónico exige un análisis previo de dichos datos y debe hacerse de modo que evite lo más posible los errores que puedan deducirse de su falta de homogeneidad. En cuanto al tipo de datos y la forma de su representación no existe todavía un acuerdo total entre los especialistas, por lo que debe de mantenerse de momento una actitud abierta.

La inclusión de la información sobre la estructura profunda de la corteza, tales como su espesor total, variaciones laterales, etc., también está todavía sujeta a debate. En muchas zonas esta estructura se desconoce y en otras la relación entre sus variaciones en naturaleza y espesor con la ocurrencia de terremotos no está claramente definida. La falta de precisión en la determinación de la profundidad de los focos sísmicos es un obstáculo serio a este tipo de correlación. Sin embargo, dado que en muchas zonas gran parte de los terremotos están localizados en la parte inferior de la corteza, el conocimiento de su estructura sería de gran interés.

5.2.— Sismicidad del área de Granada

La actividad sísmica de la península Ibérica está condicionada por su situación con respecto a las grandes placas litosféricas de Eurasia y África. La zona de contacto entre estas dos placas en la zona de interés se extiende en su extremo oeste desde las islas Azores hasta cerca del Estrecho de Gibraltar con una estructura relativamente sencilla. A partir de aquí la estructura de la zona de contacto se complica existiendo además de una zona principal de contacto otras alineaciones que corresponden a zonas activas y posible fracturación en pequeñas placas marginales. El mapa de toda la zona Ibero-Magrebí, recientemente publicado por Mezcuá y Martínez Solares (1983) del Instituto Geográfico Nacional (ver fig. 5.1), destaca por primera vez la complejidad de esta zona.

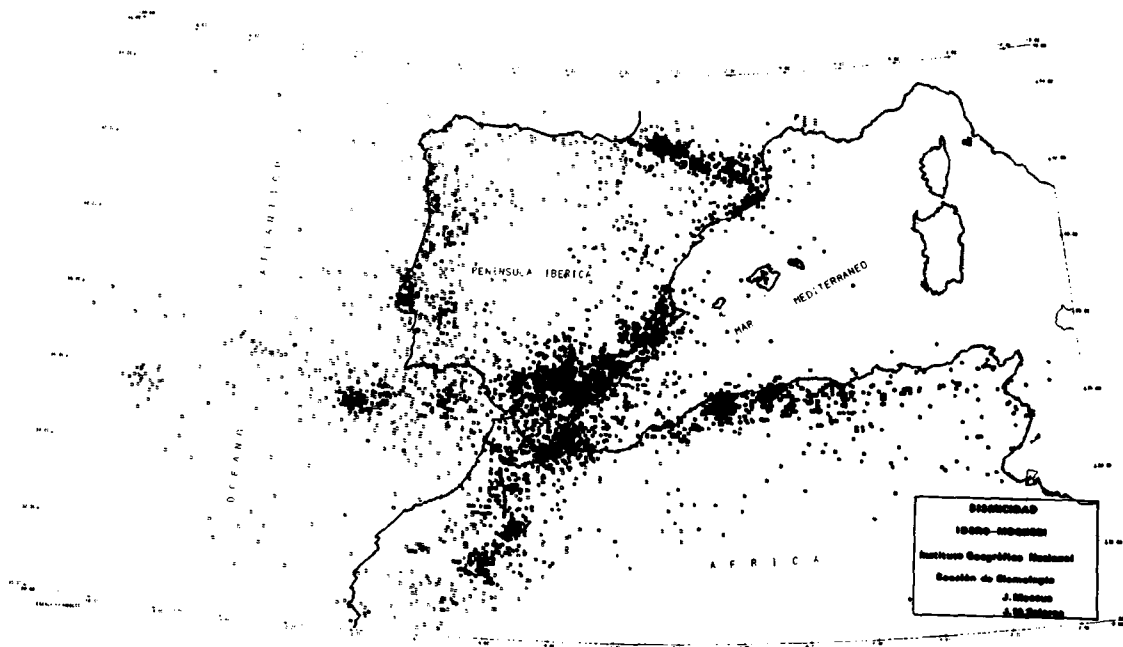
En el sur de la península la actividad sísmica está concentrada en la región que queda al sur de la flexura del Guadalquivir que sepa-

ra la zona de la Meseta, tectónicamente estable, de la activa de las Béticas. Dentro de esta región las concentraciones mayores de terremotos corresponden a la región de Granada—Málaga, Almería y Murcia—Alicante.

La zona de estudio está comprendida entre las latitudes $36^{\circ} 40' N$ y $37^{\circ} 10' N$ y longitudes $3^{\circ} 20' W$ y $4^{\circ} 20' W$, incluyendo la ciudad de Granada y la zona de la costa. Los epicentros representados en el mapa corresponden a un listado del Catálogo de Terremotos del Instituto Geográfico Nacional, suministrado con fecha 11 de Febrero de 1983. Debido a las continuas revisiones de este Catálogo es importante consignar esta fecha.

En el mapa se han representado los epicentros hasta Diciembre de 1979 usando distinto símbolo para los sucedidos antes y después de 1950. Naturalmente que muchos de los terremotos anteriores a esta fecha, a partir aproximadamente de 1925, están localizados con registros sismográficos, por lo que la denominación de "históricos" es sólo en sentido muy amplio. Se ha tomado la fecha 1950 para los "instrumentales" por considerar que a partir de dicha fecha las determinaciones epicentrales tienen ya una precisión aceptable y muchos de ellos han sido relocalizados en una revisión reciente. Sin embargo, la precisión de los epicentros a partir de esta época tampoco es homogénea, variando de unos años a otros y dependiendo de la magnitud. El estudio de los terremotos antiguos lleva consigo grandes dificultades, ya que es necesario acudir a fuentes originales y éstas son tanto más escasas y de más difícil interpretación cuanto más se retrocede en el tiempo.

Se han incluido los epicentros de terremotos de magnitud mayor que 3 e intensidad mayor que IV con distinto símbolo de acuerdo con la magnitud y la intensidad en cada caso. Para la zona representada en el mapa los terremotos de intensidad igual o mayor de VIII son los de 1431, 1526, 1581, 1806, 1884, 1911 y 1956. Cinco de estos, 1431, 1526, 1806, 1911 y 1956, están localizados cerca de la ciudad de Granada. El terremoto de Andalucía de 1884 de intensidad máxima



*Fig. 5.1.— Mapa de epicentros de la región Ibero-Magrebí
I.G.N. (Julio Mezcua y J. Martínez Solares, 1983)*

IX, que afectó severamente a Ventas de Zafarraya, Alhama de Granada y Arenas del Rey, es el más destacado por los daños y víctimas que produjo y la información que de él se tiene (Muñoz y Udías, 1981 y López Arroyo et al., 1981).

Aunque sea aventurado establecer alineaciones de terremotos dada la diferente precisión de los epicentros, se puede observar en la parte SW de la zona una tendencia EW, entre las latitudes $36^{\circ} 50'$ y 37° y una segunda en dirección NNE-SSW, comprendida entre las longitudes $3^{\circ} 30' W$ y $3^{\circ} 50' W$. También puede destacarse la concentración de terremotos en la zona de la ciudad de Granada y Santa Fé. El grupo de sismos históricos representados cerca de Granada puede estar motivado

por la existencia de noticias históricas de terremotos sentidos en dicha ciudad, pero cuyo epicentro puede estar localizado en otro lugar.

5.3.— Mecanismo focal

En los últimos años se han publicado los mecanismos focales de varios terremotos de la zona del Golfo de Cádiz, Sur de España, mar de Alborán, norte de Marruecos y Argelia. (Udías, 1963; Udías et al., 1976; Hatzfeld, 1978; Mckenzie, 1972; Mezcua et al., 1983; Ouyed et al., 1981). Estos estudios están basados principalmente en el análisis del signo del primer impulso de la onda P y en algunos casos complementados por el estudio de la polarización de la onda S y ondas superficiales. De estos mecanismos se pueden deducir las di-

recciones predominantes de esfuerzos de la zona. La falla Azores–Gibraltar hasta la longitud 12° W es de movimiento de desgarre dextral en fallas orientadas E–W. A partir de esta zona hasta el Estrecho de Gibraltar los mecanismos son de fallas inversas, con el eje de presión horizontal y orientado N–S. El movimiento se realiza en fallas inversas de dirección general E–W con la placa de Africa deslizándose por debajo de la Euroasiática. Este movimiento es acorde con el presente a lo largo de todo el margen en el Mediterráneo occidental. Los mecanismos con componente de movimiento de desgarre lo son todos de carácter dextral, compatible con el movimiento a

lo largo de la falla Azores–Gibraltar, y de un movimiento general relativo hacia el E de Eurasia con respecto a Africa.

Al E del Estrecho de Gibraltar la situación es más complicada, al extenderse la sismicidad por un área que incluye situaciones muy diversas en el sur de España, mar de Alborán y norte de Marruecos. De los datos sísmológicos se deduce, con bastante certeza, que el margen de la placa africana se encuentra en la parte norte de Marruecos y de ahí se extiende por Argelia hasta Túnez donde conecta con el arco de Sicilia–Calabria. (Ver fig. 5.2).

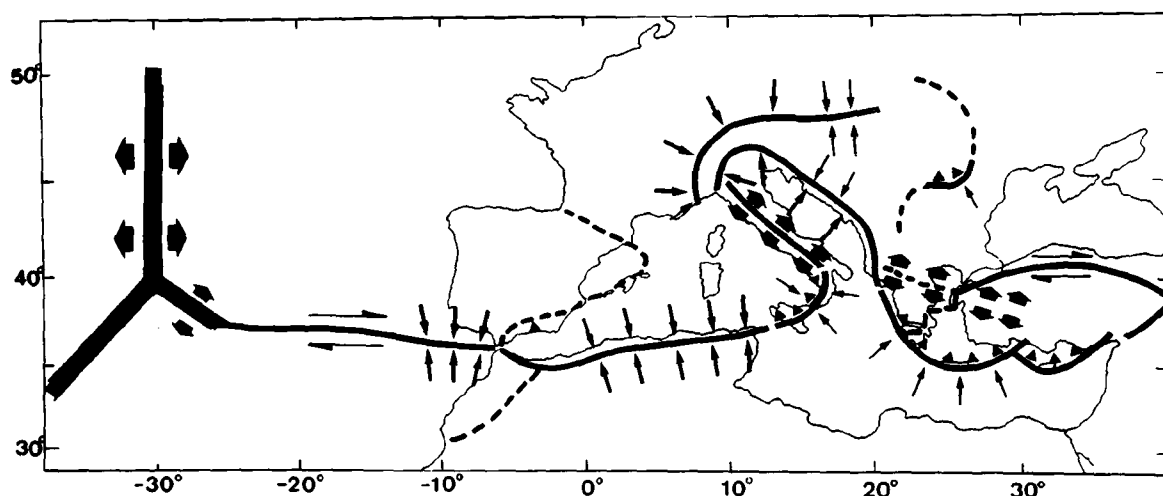


Fig. 5.2.— Esquema de la distribución de esfuerzos en la región Azores–Mediterráneo

Los mecanismos del sur de España son todavía muy escasos para poder dar una visión clara de la distribución de esfuerzos. Los mecanismos que corresponden a los dos terremotos profundos (1954 y 1973) son del mismo tipo con ejes de presión en dirección E–W y buzando 45° . Esta orientación sería concorde con una placa buzante desde el arco de Gibraltar y en estado de compresión. La ausencia de una sismicidad de profundidad intermedia y lo escaso de los focos más profundos no permiten establecer la existencia de dicha placa. A lo más podemos hoy situar estos focos

en una reliquia de una paleozona de Benioff, quizá hoy sin conexión con la tectónica superficial. Los escasos terremotos superficiales de los que se dispone de mecanismo parecen indicar zonas de distensión en Levante, borde norte de las Béticas y mar de Alborán, mientras que la única solución de la zona de Granada es de carácter compresivo con falla inversa y ejes de presión en dirección E–W.

Pretender deducir de los pocos datos disponibles una correlación de las soluciones del mecanismo con datos de neotectónica nos pa-

CUADRO 1.- MECANISMO DE LOS TERREMOTOS

FECHA			COORDENADAS			PLANO A			PLANO B			
DIA	MES	AÑO	LAT. N	LONG. E	M	ϕ_A	δ_A	λ_A	ϕ_B	δ_B	λ_B	REF.
6	9	1969	36. 9	-11. 9	5.4	158 ± 8	82 ± 8		67 ± 9	82 ± 7		E
28	2	1969	36. 1	-10. 6	7.3	231 ± 25	47 ± 6		98 ± 25	54 ± 11		E
28	2	1969	36.23	-10.48	5.4							E
15	3	1964	36. 2	- 7. 6	6.2	276 ± 37	24 ± 9	53 ± 10	56 ± 11	71 ± 4	75 ± 6	C,A,H
5	12	1960	35. 6	- 6. 5	6.5	73 ± 15	86 ± 28		343 ± 15	88 ± 22		E,C
2	7	1972	36. 0	- 4. 6	4.0	44	90		134	76		B
22	11	1972	36.02	- 4.07	4.4	234	48		152	80		B
7	8	1975	36. 4	- 4. 4	5.1	212	76		128	70		B
13	6	1974	36.88	- 4.06	4.2	174	90		84	50		B
19	5	1951	38. 1	- 3. 7	6.0	248	66		353	57		C
20	6	1979	37. 2	- 3. 5	4.5	226 ± 9	39 ± 4	38 ± 17	348 ± 15	67 ± 10	58 ± 6	J,I
30	1	1973	37. 0	- 3. 6	4.0	180	70		312	30		C
29	3	1954	37. 0	- 3. 3	7.2	3	89		77	3		C,A
6	6	1977	37.38	- 4.48	4.9	208 ± 14	45 ± 2	57 ± 10	70 ± 12	53 ± 6	61 ± 5	F
5	3	1981	38.24	0.04	4.9	336 ± 41	44 ± 3	84 ± 73	165 ± 8	47 ± 5	84 ± 69	F
13	8	1967	43. 2	- 0. 5	5.3	46	46		218	44		A
23	4	1981			4.0	268	80		176	70		K
24	8	1973	35.92	- 1.83	3.9	112	86		200	60		B
29	4	1973	34.63	- 4.16	4.5	32	90		122	90		B
7	4	1970	34.87	- 3.90	4.8	64	64		346	70		B
13	7	1967	35. 5	- 0. 1	5.0	160	35		110	66		A
10	10	1980	36. 1	1. 4								D
9	9	1954	36.25	1.53	6.7	254	30		86	60		A
23	4	1967	36.26	2.44	4.8	9	69		243	34		B
7	11	1959	36. 4	2. 4	5.5	201	9		108	90		B

A - Mckenzie, 1972

B - Hatzfeld, 1978

C - Udías et al., 1976

D - Ouyed et al., 1981

F - Mezoua et al., 1984

G - Colombas y Bufo, 1983

E - Colombas, 1983

H - Bufo, 1982

I - Vidal et al., 1982

J - Mézcua y Bufo, 1983

K - Gallart, 1982

rece aún prematuro. Parece, sin embargo, que el mar de Alborán se encuentra bajo tensiones horizontales NW-SE normales a la estructura de dorsal que pasa por la isla de Alborán. La zona de Levante, en el margen definido por el sistema de fallas Alhama de Murcia-Palome-

ras-Carboneras, está también bajo tensiones horizontales, pero ahora en dirección NEE-SWW. En el esquema general del margen de las placas, la península Ibérica se encuentra como un bloque semiindependiente entre la placa Euroasiática y Africana.

6.- ESTRUCTURA PROFUNDA

6.1.- PERFILES SISMICOS PROFUNDOS

La estructura profunda de la corteza y manto superior ha sido estudiada en España por medio de perfiles sísmicos, en sucesivas campañas de 1974 a 1982 (Udías, 1978; Banda y Ansorge, 1980; Udías, 1980; Banda et al., 1983). La parte sur de la península y el mar de Alborán recibió en estas campañas una atención especial. Los perfiles realizados en esta región están representados en la fig. 6.1. Los perfiles siguen líneas paralelas a la costa en dirección E-W y transversales en dirección N-S. Estos estudios han permitido establecer las características de la estructura profunda en esta región, que se han representado en la fig. 6.1 en dos cortes, uno a lo largo de la estructura de las Béticas (AA') y otro transversal, atravesando el mar de Alborán (BB') a lo largo del meridiano 4° W.

La estructura de la corteza en línea AA' muestra un carácter irregular y una fuerte variación de la profundidad de la Moho.

Bajo la península, la corteza está diferenciada en capas de velocidades comprendidas entre 4 y 6.9 km/s, su espesor es de 38 km y el manto tiene una velocidad de 8.1 km/s, mostrando un carácter continental.

Bajo el mar de Alborán, la corteza no está claramente diferenciada en capas, su velocidad media es de 6.1 km/s y el espesor de 14 km, que puede considerarse como una corteza de carácter oceánico o continental adelgazada. La velocidad del manto es de 7.6-7.9 km/s, similar a la encontrada en otras regiones del Mediterráneo occidental, tales como el Mar Nord-Balear. La transición de esta corteza a la continental se produce con un fuerte gra-

diente.

El espesor de la corteza nuevamente vuelve a engrosar hacia el sur al acercarse al continente africano, alcanzando allí 30 km de espesor. La velocidad del manto en esta zona es de 8.0 km/s.

La estructura de la corteza para la línea BB' muestra un carácter diferenciado en capas. La velocidad varía entre 4 km/s en superficie y 6.9 km/s en el contacto con la discontinuidad de Moho. En ella aparece una capa de baja velocidad 5.4 km/s alrededor de 10 km de profundidad.

El espesor de la corteza varía considerablemente entre 25 km cerca de la costa hasta 38 km bajo la zona de máximas alturas de Sierra Nevada. Tanto la estructura de la corteza como su espesor muestran un cambio brusco al cruzar el accidente de Palomares. En esta región desaparece la capa de baja velocidad y el espesor muestra un salto desde 32 km hasta 25 km al este de esta falla.

Se trata, por lo tanto, de una región con fuertes variaciones laterales de estructura, con rápidos gradientes en el espesor de la corteza y variaciones de las velocidades tanto de la corteza como del manto superior.

6.2.- DATOS GRAVIMETRICOS

La documentación gravimétrica considerada, está constiuída básicamente por el Mapa de Anomalías de Bouguer para la Península Ibérica y Baleares, a escala 1:1.000.000 (I.G. N., 1976). Asimismo se ha utilizado el Mapa de Anomalías Isostáticas para el Arco Rifeño y las Cadenas Béticas (Bureau Gravimetrique

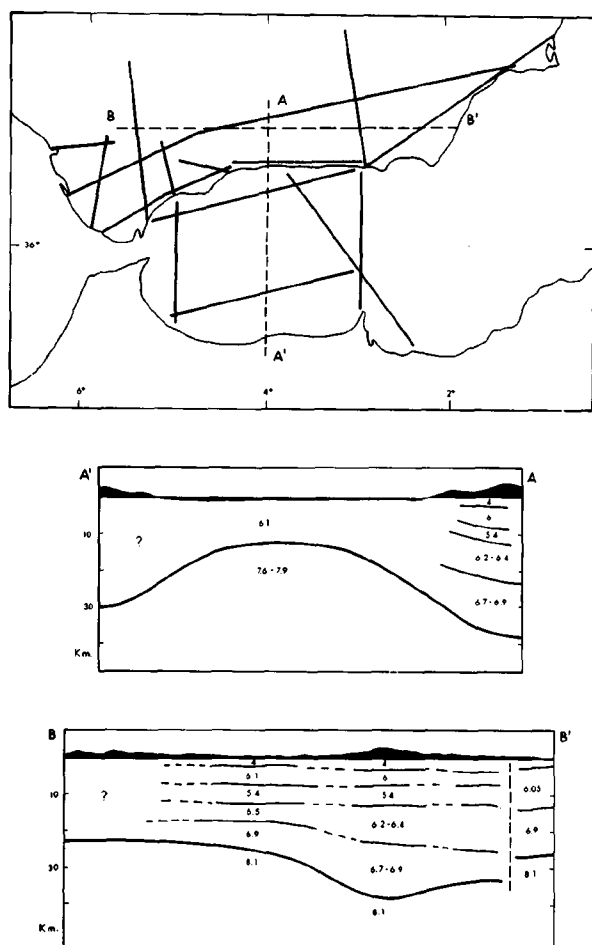


Fig. 6.1.— Perfiles Sísmicos Profundos realizados en el Sur de España (Campaña de Perfiles Sísmicos Profundos, 1974–1982), y cortes de los modelos de corteza deducidos de ellos.

International, 1957), un estudio de la raíz de Sierra Nevada–Filabres sobre la base de sondeos sísmicos y gravimetría (Suriñach y Udías 1977), y un levantamiento gravimétrico a escala 1:50.000 (ENADIMSA, 1976), realizado para investigación de hidrocarburos que ocupa la zona NE del área investigada.

El Mapa de Anomalías de Bouguer para la Península Ibérica proporciona cierta información respecto a las grandes discontinuidades geofísicas que afectan a la zona. El conjunto de las anomalías en él representadas tiene una orientación general W, SW–NE, con un fuerte gradiente horizontal en su flanco sur, que se hace máximo en una estrecha ban-

da paralela a la cota y que define una discontinuidad con importante desarrollo regional, (Fig. 6.2).

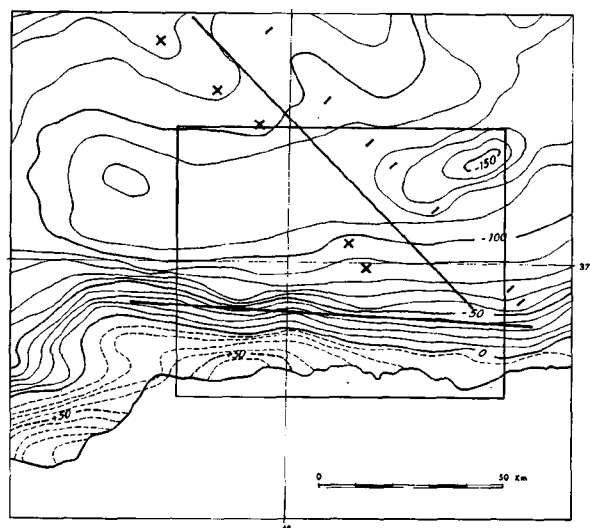


Fig. 6.2.— Mapa Nacional de Anomalías de Bouguer (I.G.N.).

La tendencia general de las anomalías se interrumpe de forma brusca por dos ejes contiguos, de máximo y mínimo respectivamente, de dirección NW–SE, que definen otra discontinuidad geofísica de carácter regional con dicha dirección (Fig. 6.1). Por último, se observa un desplazamiento del eje de anomalías negativas máximas, con respecto a la línea de cumbres de la Cadena, de unos 25–30 km hacia el Norte. Este fenómeno indica una separación entre la zona de raíces y las máximas cotas de la Cadena, dando lugar, por tanto, a un área anómala desde el punto de vista de la Isostasia.

Utilizando el levantamiento gravimétrico de escala 1:50.000, se han determinado las discontinuidades locales que figuran representadas en el Mapa de la Depresión de Granada del Mapa Sismotectónico.

El amplio desarrollo de las discontinuidades geofísicas regionales, así como su coincidencia con las líneas de fracturas Zafarraya—Arenas del Rey—Sorbas y Padul, apoya la idea de que representan dos fracturas corticales que trascienden el ámbito de la zona estudiada. Las discontinuidades geofísicas locales transversales a la Cadena, NW—SE, responden a fracturas del campo de fallas de la Depresión de Granada, siendo en algún caso prolongación de fallas cartografiadas en el basamento aflorante. Es interesante señalar que la discontinuidad situada más al Oeste coincide con la línea de fracturas de Padul, citada anteriormente.

Entre las discontinuidades locales longitudinales a la Cadena, destaca la situada sobre el Accidente Negratín—Crevillente, y la que marca la prolongación en el basamento, hacia el Oeste del contacto entre las Zonas Internas

y Externas.

Las dos fracturas corticales definidas por las líneas de fallas Zafarraya—Arenas del Rey—Sorbas y Padul, delimitan tres bloques corticales que se extienden fuera de la zona estudiada.

Los espesores corticales a partir de datos sísmicos, varían desde 20–25 km en el Sur, hasta 40–45 km en la zona de Granada y 35–40 km en el área NW del mapa. Por otra parte, las anomalías isostáticas pasan de ser negativas en el Norte a positivas en el Sur. Todo ello hace suponer un distinto comportamiento en cada bloque con respecto a la compensación isostática, pero fundamentalmente se producirán comportamientos diferentes entre los bloques del Norte y el del Sur, dado que la tendencia de movimiento es a ascender en el primer caso y a descender en el segundo.

7.— EVOLUCION GEODINAMICA

La actividad sismotectónica de la región de Granada es el resultado de la interacción de una situación geodinámica actual, relacionable con el modelo de tectónica de Placas hoy activo, con unas condiciones paleotectónicas heredadas de la evolución tectónica del ciclo alpino. A su vez, la evolución alpina de la Península Ibérica vino determinada por su especial situación después de la Orogenia Hercínica, entre los dos grandes conjuntos continentales de Eurasia y Africa, al separarse ambos del continente Americano durante el proceso de deriva que acompañó a la apertura del Océano Atlántico. A partir de las bandas de anomalía magnética que hoy se reconocen en el fondo del océano se han podido determinar las posiciones relativas de Europa respecto a Africa en diferentes momentos de la deriva continental mencionada (PITMAN y TALWANI, 1972; LARSON y PITMAN, 1975) y a partir de ella interpretar los movimientos relativos de ambas placas (DEWES et al., 1973; TAPPONNIER, 1977). En conjunto se reco-

noce una primera etapa entre –180 y –80 millones de años, en que estos movimientos relativos van en el sentido de alejarse o de deslizar una respecto a la otra, y otra etapa iniciada alrededor de –80 m-a- en que las dos placas tienden predominantemente a aproximarse.

La tectónica distensiva acompañada por sedimentación caracteriza la primera parte del ciclo alpino mientras que al establecerse el movimiento convergente de las dos placas se desarrollan los procesos de subducción y deformación compresiva que dan lugar a la Orogenia Alpina. Como se indica en el apartado 3 de esta Memoria, la región de Granada se encuadra dentro del orógeno Alpino Bético, que fue desarrollado mediante fuerte compresión y acortamiento en el límite entre las placas europea y africana. Existen diversos modelos propuestos para explicar el desarrollo estructural de la cadena Bética y su relación con la evolución dinámica del Mediterráneo Occidental. Estos modelos difieren en las relaciones

de las diferentes zonas de la cadena con los procesos de subducción, pero el resultado final es la estructuración del actual edificio orogénico desde el final del Cretácico hasta el Langhense. En este edificio existen elementos pertenecientes a la placa Ibérica (Zonas Externas) y elementos (Unidades Alpujárride y Maláguide) que han sido relacionados con una subplaca (Andrieux et al., 1971) situada entre la Península y África, si bien más al Este de su posición actual. Las etapas finales de la deformación son el resultado de la subducción con plano de Beniof buzando al Norte y sutura situada en las cadenas del Norte de África.

Además de la superposición mediante corrimiento de las unidades que componen la estructura del orógeno, la compresión determinó la formación de una corteza engrosada, con la raíz ya mencionada en el apartado 5, y de varias grandes fracturas corticales que van a ser reactivadas durante la evolución neotectónica.

La actividad Neotectónica es también el resultado de los movimientos relativos entre Europa y África y sus estructuras y etapas tectónicas, con una primera parte distensiva y otra compresiva desde el final del Plioceno a la actualidad. En la parte oriental de la Cordillera Bética, las grandes fallas con actividad neotectónica delimitan varios bloques corticales, que deslizan unos respecto a otros. En las partes centrales de la Cordillera, esta organización en bloques corticales no es tan evidente, pero a partir de las variaciones de espesor cortical (apartado 6), las concentraciones de fallas superficiales pequeñas, y las deformaciones de las líneas de costa, es posible reconocer varios bloques corticales separados por líneas de fractura profunda. En el área correspondiente a la Hoja Sismotectónica de Granada se pueden seguir algunas de estas líneas de fractura cortical. El Accidente del Negratín o Crevillente, la línea de fracturas Zafarraya—Arenas del Rey—Sorbas, las concentraciones de fallas de la Depresión de Granada —concretamente la que pasa por Padul—, la línea de fallas de la costa, y el lineamiento occidental de Sierra Nevada, son las líneas de debilidad que delimitan bloques en la región.

Esta estructuración cortical heredada de la evolución geotectónica, condiciona la actividad tectónica actual, pero ésta es principalmente la consecuencia de la situación de la región de Granada, no muy lejos del actual límite entre las placas Europea y Africana. La distribución de la sismicidad en esta parte del Atlántico y el Mediterráneo indica que, unos centenares de kilómetros al Sur de Granada, pasa efectivamente un límite de placas, si bien este límite únicamente queda claramente situado cuando se consideran los epicentros de los terremotos mayores ($M \geq 6$).

Todo indica que el límite entre las placas Europea y Africana pasa al Sur del Estrecho de Gibraltar y continúa por la cadena alpina del Norte de África. A partir de los polos eulerianos de los movimientos relativos, se puede calcular para el área del Arco de Gibraltar (Morgan, 1971) una velocidad lineal instantánea de 1,6 cm/año en el movimiento convergente de África respecto a la Península, según la dirección 345° . El resultado es coherente con la dirección de compresión principal obtenida por métodos de análisis estructural para las deformaciones cuaternarias de la región de Granada (Apartado 4). Este acortamiento de 1,6 cm cada año, es el que acumula la energía que liberan los terremotos en este área.

A la situación geodinámica compresiva se añade un estado de compensación isostática complejo, determinado por los engrosamientos corticales de la región y sus heterogeneidades laterales, tal como se ha señalado en el apartado 6. A la elevación de los bloques engrosados, como el de Granada, se añade un hundimiento de bloques con anomalía positiva, tal como es el situado al Sur de la línea de costa. También estos hechos geodinámicos actuales son coherentes con los datos neotectónicos obtenidos para el período comprendido entre el final del Plioceno y la actualidad. La intercalación de períodos cortos distensivos dentro de la compresión dominante, se interpreta como debida a momentos en que domina la compensación isostática por disminución de la compresión. También el encajamiento de la red fluvial en la Depresión de Granada y el hundimiento de los niveles Tirrenienses costeros, son acordes con la situación geodinámica descrita.

8.— EL MAPA SISMOTECTONICO DE GRANADA

8.1.— CRITERIOS SEGUIDOS PARA LA ELABORACION DEL MAPA SISMOTECTONICO DE GRANADA

Dentro del marco del Estudio denominado "Metodología del Mapa Sismotectónico de España" IGME (1981), y de los conceptos enunciados en el apartado 1, se han tratado de integrar los principales elementos de que debe constar un Mapa Sismotectónico en la escala y condiciones regionales del área cartografiada. Por otra parte, dada la importancia y actualidad de recientes documentos elaborados por la European Seismological Commission redactados en Leeds en 1982 acerca del "Cuestionario de un Mapa Sismotectónico", el Mapa Sismotectónico de Francia, así como los documentos de trabajo redactados por los Comités para la elaboración del Mapa Sismotectónico del Mediterráneo en 1982, sus respectivas recomendaciones han sido tenidas en cuenta en la elaboración del Mapa de Granada. Según el documento de Leeds, que refleja de forma más general el contenido de un Mapa, en síntesis éste debería constar o tener en cuenta los siguientes elementos:

Geología, Tectónica y Geomorfología

- Tectónica General subdividida en regiones.
- Neotectónica, deformaciones neógenas y cuaternarias.
- Resultados de análisis cinemáticos y estructuras neotectónicas.
- Orientación de acortamientos y extensiones corticales máximas horizontales.
- Alineaciones.
- Otros datos.

Terremotos y Sismicidad

- Distribución de epicentros de terremotos históricos.
- Distribución de epicentros de terremotos determinados instrumentalmente.
- Profundidades focales.
- Mecanismos focales y distribución de esfuerzos.

- Intensidades máximas obtenidas.
- Energía sísmica liberada.
- Premonitorios y réplicas de terremotos.
- Otros datos.

Geodesia

- Datos de movimientos corticales horizontales.
- Datos de movimientos corticales verticales.
- Otros datos.

Geofísica

- Anomalías gravimétricas.
- Medidas de esfuerzos in situ.
- Flujo térmico; geotermia.
- Otros datos.

Esta información referida a la región de Granada ha tenido necesariamente que ser ajustada a la escala y el detalle del estudio regional considerado. También en algunos casos no se han podido incluir todos los datos anteriormente enumerados, si bien en su gran mayoría se ha dispuesto de dicha información. Concretamente el "Cuestionario de Leeds" se ha cumplimentado en su totalidad a excepción de: la energía sísmica liberada, las medidas de esfuerzos in situ y el flujo térmico, lo que demuestra el alto grado de documentación disponible en el área de estudio.

Los elementos cartografiados e incluidos en la Hoja de Granada se han distribuido según los siguientes criterios:

Geología: representándose las principales Unidades Geológicas atendiendo a criterios tectónicos regionales.

Neotectónica: se han representado las principales fallas con actividad comprobada a partir del Mioceno Medio (Langhiense—Serravallense) hasta épocas actuales. Junto con la información cronoestratigráfica se han incluido las principales características de las fallas, atendiendo a su origen, tipo, dirección y magnitud.

Otros datos estructurales de interés como los pliegues de edad neotectónica, direcciones de esfuerzos, zonas de trituración tectónicas, etc. han sido también incluídos.

Además de estos datos neotectónicos se han cartografiado los grandes rasgos estructurales de la región y otras manifestaciones de posible relación sismotectónica: Deformaciones en construcciones humanas, atribuibles a esfuerzos tectónicos, fuentes termalés, zonas de subsidencia o de levantamiento, etc.

Geofísica: A partir de los datos geofísicos disponibles se han señalado las discontinuidades gravimétricas interpretadas a partir de los estudios regionales existentes discutidos en el apartado 6.2. Asimismo se han incluído los perfiles sísmicos profundos indicando su situación.

Sismicidad: Los terremotos listados desde el año 500 a 1979 se han agrupado de acuerdo con los registrados según datos históricos y que incluyen el período 500–1950, consignándolos según la escala de intensidades MKS, y los registrados instrumentalmente durante el período 1950–1979, según magnitudes Richter. No se han incluído los terremotos réplica ni los premonitorios. En los terremotos más importantes se ha señalado el año y si se dispone de mapa de isosistas. Otras informaciones incluídas en este apartado han sido los mecanismos focales de los terremotos disponibles hasta la actualidad.

Otros datos: Como información adicional y a fin de enmarcar el área de estudio en su contexto regional, se ha incluído un esquema estructural de la Península y un esquema regional de distribución de mecanismos focales.

8.2.—CONSIDERACIONES SOBRE LA INTERPRETACION SISMOGENETICA DE LA REGION

Fuera del alcance del contenido del Mapa Sismotectónico y entrando en el terreno de la interpretación de los distintos factores que pueden condicionar la generación de seísmos, se ha creído oportuno, aportar una posible in-

terpretación sismogenética de la región de estudio. Dicha interpretación está basada en los datos analizados en este trabajo y representa la opinión de los autores consignados en el adjunto “Esquema de Interpretación Sismogenética”.

Dada la importancia de los mapas sismotectónicos sobre los estudios de riesgo y predicción sísmica según ya se indicó en el apartado 1, las interpretaciones sismogenéticas constituyen una etapa posterior a dichos mapas, no exenta de serias dificultades. Estas dificultades se derivan principalmente de la escasez de datos suficientemente representativos para poder llegar, por un lado, a modelos tectónicos y geofísicos capaces de interpretar adecuadamente la generación de seísmos y, por otro lado, disponer de suficientes datos sísmicos, adecuadamente documentados, como para poder encajar en los anteriores modelos la información sísmica pertinente. Es por ello una tarea compleja la elaboración de dichos modelos sismogenéticos, y a su vez condicionada a las distintas hipótesis de partida y criterios subjetivos de los distintos autores. La presente interpretación aporta como síntesis del Mapa Sismotectónico una diferenciación de las grandes fallas que a efectos sísmicos se consideran como principales.

La distribución de fallas individuales o de familias de fallas (vease el esquema adjunto), permiten identificar en la región de Granada las siguientes alineaciones principales:

- Sistema de dirección Este–Oeste, que pasa por Arenas del Rey–Alhama–Ventas de Zafarraya y sistemas subparalelos a la costa.
- Sistema de dirección NW–SE que pasa por Padul, Santa Fé, Armilla y Granada.
- Sistema NE–SW correspondiente al borde occidental de Sierra Nevada.

Los datos tectónicos y geofísicos posibilitan a su vez distinguir las principales zonas de debilidad que corresponden a líneas de fracturación de probable alcance cortical. Estas zonas son las siguientes:

- Lineamiento del borde occidental de Sierra Nevada.
- Accidente del Negratín situado en el borde Noroccidental de la Hoja.
- Alineación Este -Oeste del corredor de las Alpujarras y borde Norte de Sierra Tejeda.

En función de las características tectónicas, sismicidad, fracturación y características litológicas de los materiales, se han señalado unas zonas en donde potencialmente los esfuerzos tectónicos corticales se pueden liberar con prioridad en forma de creep tectónico y microsismicidad, con preferencia a las manifestaciones macrosísmicas. Estas zonas se identifican en el esquema adjunto coincidiendo en algunos casos con las anteriormente citadas zonas de debilidad cortical.

Una vez establecidos los anteriores criterios tectónicos y en función de los datos sísmicos, mecanismos focales y otros datos geofísicos se han identificado las principales alineaciones sismogénéticas. Dichas alineaciones corresponden a las definidas anteriormente por las direcciones NW-SE, situadas en la zona oriental de la Depresión de Granada, y las alineaciones Este-Oeste. La primera de ellas se-

ría la principal responsable de la sismicidad en la Depresión de Granada (terremotos de Atarfe 1431, I: VIII; Granada 1526, I: VIII; Santa Fé 1806, I: VIII; Santa Fé 1911, I: VIII; y Albolote 1956, I: VIII). La segunda alineación estaría asociada con el terremoto de 1884, llamado de Andalucía de intensidad IX.

Por último y tratando de aportar algún criterio sobre una posible zonificación sismotectónica, se ha señalado un límite en el borde superior de la Hoja y que correspondería a un cambio importante en la sismicidad y en la geotectónica. Respecto a la sismicidad, ésta disminuye considerablemente al Norte de dicho límite. En cuanto a la geotectónica, si bien todo el conjunto pertenece a las Zonas Externas de la Cadena, hacia el Norte disminuye la deformación correlativamente con una disminución del espesor cortical. Finalmente dicho límite coincide en parte con el importante accidente del Negratín.

El límite occidental de Sierra Nevada podría constituir otro posible límite de zona sismotectónica dado el aparente descenso de sismicidad y la coincidencia en dicha área de una zona de debilidad cortical. Sin embargo, no hay datos suficientes para apoyar esta hipótesis y por ello no se indica en el esquema interpretativo adjunto.

ESQUEMA DE INTERPRETACION SISMOGENETICA

LEYENDA

- Fallas principales
- Zonas de debilidad cortical preferentes
- Zonas de sismicidad relativa sin manifestaciones superficiales de fallas importantes
- Zonas potenciales de creep tectónico
- Alineaciones sismogenéticas preferentes
- Limites de posibles zonas sismotectónicas

SISMICIDAD INSTRUMENTAL

1950 - 1979

MAGNITUD	Profundidad - Focal		
	< 60 Km.	60 - 600	> 600 Km.
3	○	—	—
3,1 a 4,0	○	▽	▼
4,1 a 5,0	○	▽	▼
5,1 a 6,0	○	▽	▼
6,1 a 7,0	○	▽	▼

SISMICIDAD HISTORICA

500 - 1950

INTENSIDAD	
III	□
IV y V	□
VI y VII	□
VIII y IX	□
X	□

ESQUEMA DE SITUACION GEOGRAFICA



0 2 4 6 8 10 Km.

Interpretación realizada por D. Luis González de Vallejo y D.ª Julia Saint-Aubin Ranz (E.N. Adaro) y D. Ramón Capote del Villar (Universidad Complutense de Madrid).

Madrid, 1983

BIBLIOGRAFIA

- ANDRIEUX J. ET AL. (1971): “*SUR UN MODELE EXPLICATIF DE L'ARC DE GIBRALTAR*” EARTH & PLAN. SCI. LET. Vol. 12, pp. 191–198.
- ANGELIER J. ET AL. (1976): “*LES DEFORMATIONS DU QUATERNAIRE MARIN INDICATEURS NEOTECTONIQUES QUELQUES EXEMPLES MEDITERRANEENS*” REV. GEOL. PHY. ET GEOL. DYN. Vol. 18, fas. 5, pp. 427–448.
- ANSORGE J. ET AL. (1976): “*CRUSTAL STRUCTURE UNDER THE CORDILLERA BETICA PRELIMINARY RESULTS*”. R. GEOD. C. BETICA M. ALBORAN. pp. 9–17.
- ANSORGE J. ET AL. (1977): “*PERFILES SISMICOS PROFUNDOS EN ESPAÑA. MODELOS PRELIMINARES DE LA CORTEZA EN LA ZONA DE LAS BETICAS*”. BOL. IGME. Vol. 88, fas. 6, pp. 528–542.
- ARAÑA V. ET AL. (1974): “*PLATE TECTONICS & VOLCANISM IN THE GIBRALTAR ARC*” TECTONOPHYSICS. Vol. 24, pp. 197–212.
- BANDA E. ET AL. (1979): “*SONDEOS SISMICOS PROFUNDOS EN ESPAÑA. ESTRUCTURA DE LA REGION BETICA ORIENTAL*”. SC. TECNITERRAE. Vol. 5, pp. 24–41.
- BANDA E. ET AL. (1980): “*CRUSTAL STRUCTURE UNDER THE CENTRAL AND EASTERN PART OF THE BETIC CORDILLERA*”. GEOPHYS. J. R. ASTR. SOC. Vol. 63, pp. 515–532.
- BANDA E. ET AL. (1983): “*CRUSTAL STRUCTURE BENEATH SPAIN FROM DEEP SEISMIC SOUNDINGS*”. PHYS. EARTH AND PLAN. INT. Vol. 31, pp. 277–280.
- BOURGOIS J. (1973): “*LA TRANSVERSALE DE RONDA. DONNEES GEOLOGIQUES POUR UN MODELE D'EVOLUTION A L'ARC DE GIBRALTAR*”. TESIS UNIV. BESANCON. pp. 445.
- BOUSQUET J. C. ET AL. (1976): “*OBSERVATIONS TECTONIQUES ET MICROTTECTONIQUES SUR LA DISTENSION PLIOPLISTOCENE ANCIEN DANS L'EST DES CO...*”. CUAD. GEOL. UNIV. GRAN. Vol. 7, pp. 57–68.
- BOUSQUET J. C. ET AL. (1976): “*LA EVOLUCION TECTONICA RECIENTE DE LAS CORDILLERAS BETICAS ORIENTALES*”. REV. GOD. C. BETICA Y M. ALBORAN. pp. 59–78.

- BOUSQUET J. C. ET AL. (1976): "OBSERVATIONS MICROTECTONIQUES SUR LA COMPRESSION NORD-SUD QUATERNAIRE DES CORDILLERES BETIQUES". SOC. GEOL. Vol. 3, pp. 711–724.
- BOUSQUET J. C. (1978): "RUPTURES DES CONSTRUCTIONS SITUEES SUR DES FAILLES ACTIVES DU SUD DE LA PENINSULE IBERIQUE". G. REUN. ANN. SC. TERRE. pp. 1.
- BUFORN E. (1982): "ESTUDIO ESTADISTICO DE LA DIRECCION DE ESFUERZOS PRINCIPALES EN TERREMOTOS". TESIS DOC. UNIV. COMP. MADRID.
- BUFORN E. ET AL. (1983): "PARAMETROS FOCALES DE LOS TERREMOTOS DEL 26 DE MAYO DE 1975 Y DE 1 DE ENERO DE 1980 EN LA REGION AZORES". REV. DE GEOFISICA. Vol. 39, pp. 51–65.
- CADET J. P. ET AL. (1976): "SUR LA NEOTECTONIQUE DEL LITTORAU QUATERNAIRES ENTRE MALAGA ET LE CABO DE GATA (ANDALOUSIE-ESPAGNE)". R. GEOD. C. BETICA M. ALBORAN. pp. 163–192.
- CAPOTE R. G. DE VALLEJO L. & SKIPP BO. (1984): "ESTUDIO SISMOTECTONICO DE LA REGION DE ARENAS DEL REY (PROV. GRANADA)". IGME (En prensa).
- COLOMBAS M. A. (1983): "MECANISMO FOCAL DE LOS TERREMOTOS DE LA FALLA AZORES-GIBRALTAR". TESIS LIC. UNIV. COMP. MADRID.
- DOMINGO GARCIA M. ET AL. (1983): "APORTACION AL CONOCIMIENTO DE LA NEOTECTONICA DE LA DEPRESION DE PADUL (GRANADA EN PRENSA pp. 26.
- DURAND-DELGA M. (1973): "LA MEDITERRANEE OCCIDENTAL ETAPES DE SA GENESE ET PROBLEMES STRUCTURAUX LIES A CELLE-CI". MEM. H. SER. SOC. GEOL. FRANCE. Vol. 10, pp. 203–224.
- DURAND-DELGA M. ET AL. (1980): "LE CADRE STRUCTURAL DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTAL". MEM. B. R. G. M. Vol. 115, pp. 67–85.
- ESTEVEZ A. ET AL. (1982): "DUR L'AGE MIO-PLIOCENE DES SERIES DETRITIQUES DE LA TERMINAISON OCCIDENTALE DU BASSIN DE GRENADE". CR. ACAD. SC. Vol. 294, pp. 1–2.
- ESTEVEZ A. ET AL. (1983): "NEOTECTONIQUE DU SECTEUR CENTRAL DES CHAINES BETIQUES BASSINS DU GUADIX-BAZA ET DE GRENADE". REVUE DE GEOLOGIE DINAMIQUE. Vol. 21, fas. 1, pp. 23–24.
- ESTEVEZ A. ET AL. (1982): "EVIDENCIA DE UNA FASE COMPRESIVA DE EDAD TORRENSE EN EL SECTOR CENTRAL DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS". ESTUDIOS GEOLOGICOS. Vol. 38, fas. 12, pp. 15.
- ESTEVEZ A. ET AL. (1983): "LA NEOTECTONIQUE DES ENVIRONS DE LA SIERRA ARANA". EN PRENSA. pp. 21.

- FAVRE J. (1980): "L'EVALUATION DU RISQUE SISMIQUE PAR LA METHODE SISMO-TECTONIQUE ET LA DEFINITION DES PROVINCES". C. E. A. SER. D'ANA ET D'EVA. RIS.
- FONTBOTE J. M. ET AL. (1980): "GEOLOGIA DE LA CORDILLERA BETICA". BOL. IGME. Vol. 91, fas. 3, pp. 249–292.
- FOURNIGUET J. (1975): "NEOTECTONIQUE ET QUATERNAIRE MARIN SUR LE LITTORAL DE LA SIERRA NEVADA. ANDALOUSIE (ESPAGNE)". THESE DOC. III CYCLE ORLEANS. pp. 234.
- GONZALEZ DONOSO J. M. (1970): "ESTUDIO GEOLOGICO DE LA DEPRESION DE GRANADA". CUAD. GEOL. UNIV. GRA. Vol. 7, pp. 5–9.
- GONZALEZ DONOSO J. M. (1978): "LOS MATERIALES MIOCENOS DE LA DEPRESION DE GRANADA". CUAD. GEOL. UNIV. GRA. Vol. 9, pp. 191–204.
- GROUPE DE RECHERCHE NEOTECTONIQUE (1977): "L'HISTOIRE TECTONIQUE RECENTE (TORTONIEN A QUATERNAIRE) DE L'ARC DE GIBRALTAR ET DES BOUDURES DE LA MER". SOC. GEOL. Vol. 19, pp. 575–614.
- HATZFELD D. ET AL. (1977): "ETUDE DE SISMICITE DANS LA REGION DE L'ARC DE GIBRALTAR ET L'ALGERIE DU NORD". BULL. SOC. GEOL. FR. Vol. 19, fas. 4, pp. 741–747.
- HERMES J. J. (1978): "THE STRATIGRAPHY OF THE SUBBETIC AND SOUTHERN PREBETIC OF THE VELEZ RUBIO CARAVACA AREA AND ITS BEARING ON ...". PROC. NEDERL. AKAD. WETENSCH. Vol. 81, fas. 1, pp. 41–72.
- INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL (1982): "CATALOGO GENERAL DE ISISISTAS DE LA PENINSULA IBERICA". (I. G. N.) pp. 61.
- JEREZ MIR F. (1979): "CONTRIBUCION A UNA NUEVA SINTESIS DE LAS CORDILLERAS BETICAS". BOL. IGME. Vol. 90, pp. 503–555.
- JEREZ F. (1980): "PROPUESTA DE UN NUEVO MODELO TECTONICO GENERAL PARA LAS CORDILLERAS BETICAS" CON. GEOL. INT. PARIS 80 (BRGM). Vol. 1, pp. 352.
- LETOUZEY J. (1980): "PALEO-STRESS FIELDS AROUND THE MEDITERRANEANSINCE THE MESOZOIC FROM MICROTTECTONICS COMPARISON WITH ...". ROCK MECHANICS. Vol. 9, pp. 173–192.
- LOPEZ ARROYO ET AL. (1980): "EL TERREMOTO DE ANDALUCIA DEL 25 DE DICIEMBRE DE 1884". I. G. N. pp. 139.
- LOPEZ MARINAS J. M. (1978): "NOTAS SOBRE LA SISMICIDAD HISTORICA EN EL SUR-ESTE ESPAÑOL". I. G. N. SEM. CRI. SIS. INS. NUC. Y OP. pp. 67–82.
- MEGIAS A. G. (1982): "LA EVOLUCION DEL MAR DE ALBORAN Y CADENAS BETICO MAGHREBIDES DURANTE EL NEOGENO". 5º CONG. LATIN-AMER. DE GEOL. pp. 1–12.

- MEZCUA J. ET AL. (1983): "LOCALIZACION Y MECANISMO DEL TERREMOTO DE GRANADA DEL 20 DE JUNIO DE 1979". REV. DE GEOFISICA. Vol. 39.
- MEZCUA J. (1984): "STUDY OF THE JUNE 1977 LORCA SPAIN EARTHQUAKE AND ITS AFTERSHOCK SEQUENCE". BULL. SEISM. SOC. AM.
- DE MIGUEL F. ET AL. (1983): "PARAMETROS DE LOS TERREMOTOS SENTIDOS EN LA DEPRESION DE GRANADA EN EL AÑO 1979". pp. 6.
- MUÑOZ D. ET AL. (1981): "ESTUDIO DE LOS PARAMETROS FOCALES Y SERIE DE REPLICAS. EL TERREMOTO DE ANDALUCIA DE 25 DE DICIEMBRE DE 1884". INST. GEOL. NAC. pp. 85–139.
- MUÑOZ D. ET AL. (1982): "DESARROLLO HISTORICO DE LOS CATALOGOS SISMICOS DE ESPAÑA". REV. DE GEOFISICA. Vol. 38, pp. 189–193.
- OTT D'ESTEVOU PH. (1980): "EVOLUTION DINAMIQUE DU BASSIN NEOGENE DE SORBAS CORDILLERES BETIQUES ORIENTALES". DOCUM. ET TRAV. IGAL PARIS. Vol. 1, pp. 264.
- OUYED M. ET AL. (1981): "SEISMOTECTONICS OF THE EL ASNAM EARTHQUAKE". MACMILLAN JOURNALS LTD. Vol. 292, pp. 26–31.
- PAQUET J. (1969): "ETUDE GEOLOGIQUE DE L'OUEST DE LA PROVINCE DE MURCIE" MEM. SOC. GEOL. FRANCE. Vol. 48, pp. 270.
- PAYO G. (1973): "ESTRUCTURA, SISMICIDAD Y TECTONICA DEL MAR MEDITERRANEO". I. G. N. pp. 39.
- PIERRE G. ET AL. (1976): "SUR LA DEFORMATION DU LITTORAL ANDALOU DE MARBELLA A CADIZ AU COURS DU QUATERNAIRE RECENT". R. GEOD. C. BETICA Y M. ALBORAN. pp. 195–196.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ J. (1982): "EL MIOCENO DEL SECTOR CENTRAL DE LAS CORDILLERAS BETICAS". TESIS DOCTORAL UNIV. GRANADA. Vol. 379, pp. 224.
- SANTANACH P. F. ET AL. (1980): "NEOTECTONICA DE LAS REGIONES MEDITERRANEAS DE ESPAÑA (CATALUÑA Y CORDILLERAS BETICAS)". BOL. IGME. Vol. 91, pp. 417–440.
- SANZ DE GALDEANO C. (1976): "DATOS SOBRE LAS DEFORMACIONES NEOGENAS Y CUATERNARIAS DEL SECTOR DE PADUL (GRANADA)". R. GEOD. C. BETICA Y M. ALBORAN. pp. 197–218.
- SANZ DE GALDEANO C. (1980): "LA NEOTECTONICA DEL NORTE DE LA DEPRESION DE GRANADA". ESTUDIOS GEOLOGICOS. Vol. 36, pp. 255–261.
- SANZ DE GALDEANO C. ET AL. (1981): "ESTRIACIONES TECTONICAS EN CANTOS DE CONGLOMERADOS SU ESTUDIO EN LAS DEPRESIONES DE GRANADA GUADIX". ESTUDIOS GEOLOGICOS. Vol. 37, pp. 227–232.
- SANZ DE GALDEANO C. (1983): "LOS ACCIDENTES Y FRACTURAS PRINCIPALES DE LAS CORDILLERAS BETICAS". ESTUDIOS GEOL. EN PRENSA. pp. 22.

- SANZ DE GALDEANO C. ET AL. (1983): "EL SISTEMA DE FRACTURAS DE DIRECCION N 10° E DEL BORDE OCCIDENTAL DE SIERRA NEVADA CORDILLERAS BETICAS". (EN PRENSA). pp. 14.
- SANZ DE GALDEANO C. (1983): "LA NEOTECTONICA DE LAS CORDILLERAS BETICAS". EN PRENSA HOM. PROF. RIOS.
- SURINACH E. ET AL. (1976): "DETERMINACION DE LA RAIZ DE SIERRA NEVADA FILABRES A PARTIR DE MEDIDAS DE REFRACCION SISMICA Y GRAVIMETRIA". R. GEOD. C. BETICA Y M. ALBORAN. pp. 25–34.
- TERCEDOR M. (1951): "LA TECTONICA DE LA DEPRESION GRANADINA EN RELACION CON SU ELEVADA SISMICIDAD". ESTUDIOS GEOLOGICOS. Vol. 13, pp. 29–73.
- UDIAS A. (1966): "THE FOCAL MECHANISM OF EARTHQUAKES IN THE SOUTHERN COAST OF THE IBERIAN PENINSULA". TECTONOPHYSICS. pp. 229–233.
- UDIAS A. ET AL. (1976): "SEISMOTECTONIC OF THE AZORES – ALBORAN REGION". TECTONOPHYSICS. Vol. 31, fas. 3.4, pp. 259–289.
- UDIAS A. (1976): "THE PROGRAM OF DEEP SEISMIC SOUNDINGS IN SPAIN". R. GEOD. C. BETICA Y M. ALBORAN. pp. 3–7.
- UDIAS A. ET AL. (1976): "SISMOTECTONICA DE LA REGION DE LAS ISLAS AZORES A LA PENINSULA IBERICA". R. GEOD. C. BETICA Y M. ALBORAN. pp. 47–58.
- UDIAS A. (1978): "ESTRUCTURA PROFUNDA DE LA PENINSULA IBERICA DEDUCIDA DE PERFILES SISMICOS". I. G. N. pp. 31–36.
- UDIAS A. ET AL. (1979): "THE ANDALUSIAN EARTHQUAKE OF 25 DECEMBER 1884". TECTONOPHYSICS. Vol. 53, pp. 291–299.
- UDIAS A. (1980): "SEISMIC STRESSES IN THE REGION AZORES SPAIN WESTERN MEDITERRANEAN". ROCK MECHANICS. Vol. 9, pp. 75–84.
- UDIAS A. ET AL. (1982): "ESTRUCTURA Y DINAMICA DE LA ZONA DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR". COL. INT. ESTRECHO GIBRALTAR. pp. 1–16.
- UDIAS A. (1982): "SEISMICITY AND SEISMOTECTONIC STRESS FIELD IN THE ALPINE MEDITERRANEAN REGION". ALPINE MEDITERRANEAN ... SERIES. Vol. 7, pp. 75–82.
- VIDAL F. ET AL. (1982): "EL SISMO GRANADINO DE 20 DE JUNIO DE 1979". REV. DE GEOFISICA. Vol. 38, pp. 57–65.
- VOGT J. ET AL. (1981): "CARTE SISMOTECTONIQUE DE LA FRANCE". MEMOIRE B. R. G. M. Vol. 111, pp. 36.
- WORKING GROUP FOR D.S.S. IN (1977): "DEEP SEISMIC SOUNDINGS IN SOUTHERN SPAIN". PAGEOPHYSICS. Vol. 115, pp. 721–735.

- WORKING GROUP FOR D. S. S. IN (1978): “*CRUSTAL SEISMIC PROFILES IN THE ALBORAN SEA PRELIMINARY RESULTS*”. PAGEOPHYSICS. Vol. 116, pp. 167–179.
- ZAZO C. (1981): “*ENSAYO DE SINTESIS SOBRE EL TIRRENIENSE PENINSULAR ESPAÑOL*”. ESTUDIOS GEOLOGICOS. Vol. 37, pp. 257–262.

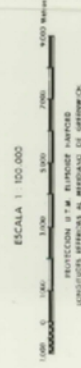
NOTA

La relación bibliográfica completa se incluye en el Anejo correspondiente así como el banco de datos bibliográfico.

MAPA SISMOTECTÓNICO DE GRANADA

ESCALA 1 : 100.000

PROTECCIÓN D.º M. BUENOS AIRES
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PATAGONIA
SANTA ROSA

MAD RID 1983