

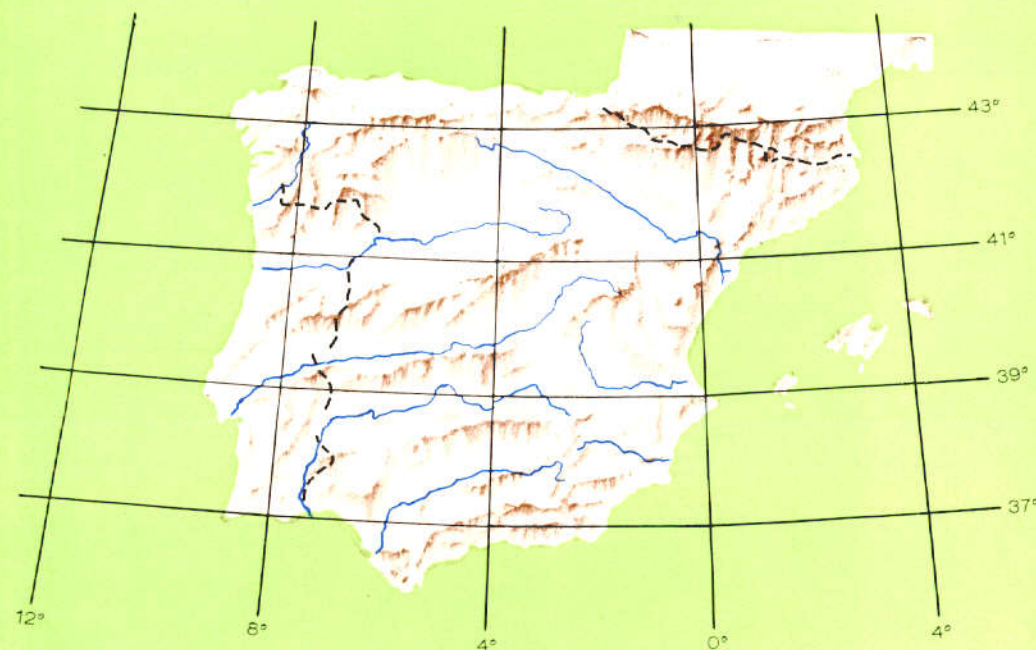
INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

MAPA TECTONICO de la Península Ibérica y Baleares

Escala 1:1.000.000



CONTRIBUCION AL MAPA TECTONICO DE EUROPA

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA TECTONICO
de la
Península Ibérica y Baleares



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M-11.855-1977

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

INDICE

	Págs.
1 INTRODUCCION	5
2 PRINCIPIOS DE REPRESENTACION ADOPTADOS	6
3 LAS GRANDES UNIDADES ESTRUCTURALES DE LA PENINSULA ...	9
4 LA CORDILLERA HERCINIANA	9
4.1 El Macizo ibérico o hespérico	10
— La zona cantábrica	11
— La zona asturoccidental-leonesa	13
— La zona centroibérica	17
— La zona de Ossa-Morena	22
— La zona surportuguesa	26
4.2 La cronología de las deformaciones en el macizo ibérico ...	28
— Las deformaciones precámbricas	29
— Las fases hercinianas	30
4.3 Metamorfismo, actividad magmática y metalogenia	31
— Volcanismo preorogénico	31
— Volcanismo subsecuente	32
— Plutonismo	33
— Metamorfismo	34
— Metalogenia	34
1) Yacimientos ligados al volcanismo preorogénico	35
2) Yacimientos ligados al plutonismo y volcanismo sub- secuente	36
5 LAS AREAS DE PLATAFORMA Y CORDILLERAS DE TIPO INTER- MEDIO	37
5.1 La orla oriental: la plataforma al E. del macizo Ibérico y la Cordillera Ibérica	37
— Las depresiones terciarias de la meseta	37
— La Cordillera Ibérica	38
— La cuenca del Ebro	40
— Las Cadenas Costeras Catalanas	40
5.2 La orla cantábrica	41
5.3 La orla occidental	43
5.4 La orla meridional o Algarvia	45
6 LAS CORDILLERAS DEL SISTEMA ALPINO	46
6.1 La Cordillera Bética	46
— La zona prebética	48

— La zona subbética	49
— La zona bética	52
— Las unidades del Campo de Gibraltar	54
— La depresión del Guadalquivir	55
— Las depresiones interiores	56
— Las Islas Baleares	57
1) Mallorca (y Cabrera)	57
2) Ibiza (y Formentera)	58
3) Menorca	59
4) Correlaciones	60
— La cronología de las deformaciones en la Cordillera Bética (y Baleares)	60
— Actividad magmática, metamorfismo y metalogenia	63
1) Actividad magmática	63
2) Metamorfismo	65
3) Metalogenia	65
6.2 El Pirineo	67
— La zona axial	68
— La zona subpirenaica septentrional	68
— La zona subpirenaica meridional	68
— La terminación occidental del Pirineo	71
— El ciclo herciniano en la zona axial	74
— El ciclo alpino: Los materiales	78
— Edad de la deformación en el ciclo alpino	81
— Actividad magmática, metamorfismo y metalogenia, ligados al ciclo alpídico	82
7 TECTONICA DE FRACTURA	82
7.1 La tectónica de fractura estefaniense y pérmica	83
7.2 La tectónica de fractura de edad Jurásico Superior-Cretáceo Inferior	84
7.3 La tectónica de fractura de edad Mioceno Superior-Plioceno Cuaternario	86
— El sistema de fosas mediterráneo	86
1) Pirineo catalán y regiones adyacentes	86
2) Cordilleras costeras catalanas	87
3) Cordillera Ibérica y campo de fracturas de Valencia	87
4) Cordillera Bética	89
5) Conexiones	90
— La fracturación neógeno-cuaternaria en el macizo ibérico.	92
1) Región central	92
2) Región NO. del macizo ibérico	93
8 BIBLIOGRAFIA	94

1 INTRODUCCION

En los últimos años han sido varios los países que han publicado su mapa tectónico nacional, como consecuencia de la actividad que en el campo internacional ha desarrollado la Subcomisión del Mapa Tectónico del Mundo (Comisión del Mapa Geológico del Mundo), con vistas a la publicación de la segunda edición del Mapa Tectónico Internacional de Europa a escala 1:2.500.000.

El Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares que aquí se presenta es el resultado de la cooperación entre Portugal y España y ha sido preparado como contribución al Mapa Tectónico de Europa.

En la preparación y realización del presente mapa hemos contado con la colaboración de numerosas personas. Nos complace aquí dar las gracias a todos aquellos que nos han ayudado, ya sea con sus opiniones, ya sea con la aportación de datos sobre diversas zonas de la Península: F. Aldaya (zona bética), J. Bard (umbral de Aracena), R. Capdevila (granitos), A. Carvalho (Macizo de Evora), M. Delgado-Quesada (zona de Ossa-Morena, sector español), M. Durand-Delga (Cordillera Bética), C. Egeler (Cordillera Bética), A. Estévez (Pirineos catalanes), V. García-Dueñas (Cordillera Bética), G. Mannupella (Orlas portuguesas), A. Marcos (occidente de Asturias), F. Moitinho de Almeida (Orlas portuguesas), O. Riba (Cordillera Ibérica, isobatas de la cuenca del Ebro), J. Ramírez del Pozo (área mesozoico vasco-cantábrica), J. Rosell (flysch pirenaico), P. Santenach (Pirineo catalán), A. Sierra (metalogenia), M. Soler (Pirineo aragonés), E. den Tex (macizos antiguos de Galicia), G. Tamain (Sierra Morena oriental) J. Truyols (Asturias-Santander), J. A. Vera (Cordillera Bética), G. Zbyszewski (área de plataforma en Portugal).

La realización de este mapa ha sido patrocinada por la Comisión Nacional de Geología y por la Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos de Portugal. La edición, realizada por el Instituto Geológico y Minero de España, ha sido hecha a cargo del Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. La impresión se ha llevado a cabo en los talleres del Instituto Geográfico y Catastral. Vaya nuestro agradecimiento a todas las personas que han colaborado en la edición e impresión y que con su interés han hecho posible la realidad material de este mapa.

La bibliografía que acompaña a esta Memoria no puede pretender ser completa, dada la extensión del tema. Por ello se ha optado por incluir en la misma principalmente trabajos recientes y preferentemente de tipo general y de carácter tectónico. Una bibliografía más completa puede encontrarse en los trabajos citados y en las Memorias de las Hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000.

2 PRINCIPIOS DE REPRESENTACION ADOPTADOS

La preparación del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares se ha hecho de acuerdo con las directrices dadas por la elaboración del Mapa Tectónico Internacional de Europa (*). Como es bien sabido, los principios de representación adoptados en el citado mapa tienen un doble objeto: diferenciar los elementos estructurales mayores de la corteza terrestre, y registrar el dinamismo terrestre en el pasado.

A la escala global, la primera distinción a hacer, en cuanto a los elementos constituyentes de la corteza, sería entre áreas de corteza oceánica y áreas de corteza continental; cada una de estas áreas con una problemática de representación propia. Un mapa tectónico del mundo, incluyendo tanto áreas continentales como oceánicas, no ha sido aún elaborado, e incluso la incorporación en el mapa tectónico de áreas continentales, pero sumergidas, como son las plataformas continentales, presenta aún muchas dificultades. En el Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares no ha sido incluida la plataforma continental, por el desigual conocimiento que se tiene de la misma. Con mucha más razón no se ha intentado tampoco señalar el límite del dominio continental, para lo cual no se dispone de todos los datos geofísicos necesarios.

Dentro de las áreas continentales, las únicas, pues, representadas, la diferenciación fundamental es entre áreas de plataforma y orógenos. Como áreas de plataforma se consideran aquellas áreas cuya cobertera está poco o nada deformada, y reposa sobre un zócalo cratonizado. En el caso de la Península Ibérica todas las áreas representadas como plataforma son zonas en que una cobertera de edad mesozoica y/o cenozoica se apoya sobre un zócalo herciniano.

(*) Véase, por ejemplo: «Problemes concernant l'élaboration des cartes tectoniques». *Rev. Géogr. Physique Géol. Dyn.*, 2.^a serie, vol. 5 (1962), fasc. 4, París, 1963.

La delimitación entre áreas de plataforma y orógenos (cordilleras) presenta a veces algunos problemas. En aquellos sectores en que el límite externo de una cordillera es un frente neto (un frente de cabalgamiento, por ejemplo), el trazado cartográfico del límite entre cordillera y plataforma, o entre cordillera y antifosa, puede ser una línea. Pero existen otros casos en los que, a la escala del mapa, no puede trazarse un límite perfecto. En estos casos (extremo O. de la Cordillera Pirenaica) el límite cordillera-plataforma se ha representado de un modo festoneado. En otros sectores el límite es difícil de establecer, porque los terrenos más modernos de la plataforma transgreden sobre el ámbito de la cordillera, formando una cobertera postectónica en continuidad con la cobertera de plataforma. En estos casos un buen conocimiento de la estructura del subsuelo en la zona marginal de la cordillera podría resolver el problema, pero no siempre se dispone de los datos necesarios en este sentido.

Existen regiones con deformaciones de cierta importancia, pero que ni por su estructura ni por su evolución (tipo de evolución sedimentaria, ausencia de magmatismo, de metamorfismo, etc.) pueden colocarse junto con las cordilleras de plegamiento. Estas áreas han sido representadas en el mapa como cadenas de tipo intermedio.

Finalmente, y por lo que a las áreas de plataforma se refiere, hay que señalar la escasez de datos de subsuelo de que se dispone y la desigual repartición de los mismos. Por ello, los trazados de las isobatas que se indican, en su mayor parte no pueden ser considerados más que como una primera aproximación.

Por lo que se refiere a los orógenos, en la primera edición del Mapa Tectónico Internacional de Europa se había distinguido entre áreas mio- y áreas eugeosinclinales. No obstante, por los obvios problemas que existen en torno a esta distinción, se ha preferido que las características de las zonas orogénicas queden expresadas por el reflejo en el mapa, de aquellos rasgos de su historia sedimentaria y magmática que tengan una implicación tectónica.

Dentro de las cordilleras de plegamiento, el principio fundamental de representación adoptado, tanto en la primera como en la segunda edición del Mapa Tectónico Internacional de Europa fue el de representar la edad de la deformación. Ahora bien, al ser puesto en práctica este principio, se plantean problemas de índole diversa, tanto problemas propiamente geológicos como de representación. En la primera edición del Mapa Tectónico Internacional de Europa se siguió el criterio de dividir los terrenos plegados en grandes complejos afectados por las diferentes orogénesis, y dentro de cada uno de ellos en «pisos estructurales» (*), entendiéndose por tal todo el conjunto de estratos que han sido deformados conjuntamente y simul-

(*) Este concepto es completamente independiente al de «pisos tectónicos» en el sentido de zonas de la corteza deformadas bajo condiciones diferentes, tal como fue usado, por ejemplo, en el Coloquio de Neuchâtel de 1966. (Véase «Etages Tectoniques», Edit. de la Baconnière, Neuchâtel.)

táneamente; es decir, comprendidos entre dos discordancias. Este tipo de representación no indica suficientemente la superposición de deformaciones de edad diferente que afectan a unos mismos materiales, ni en qué medida los «pisos tectónicos» inferiores han sido afectados por las deformaciones posteriores, o cuál de las distintas deformaciones presentes es la deformación principal. Incluso puede suceder, en aquellos casos en que los «pisos tectónicos» superiores falten (por ejemplo, por erosión) en una extensa área, que quede indeterminado en el mapa el número de deformaciones que la han afectado. Para obviar estas dificultades, durante las sesiones preparatorias de la nueva edición del Mapa Tectónico, se discutió la posibilidad de empleo de un sistema de sobrecargas, indicando cada una de ellas una fase de deformación, pero este sistema tiene grandes dificultades técnicas de realización. Por este motivo, sólo en el caso de los núcleos deformados con anterioridad al Mesozoico e incorporados a las Cordilleras Alpínicas (Béticas, Pirineos) se ha utilizado un rayado ancho (sobreimpuesto a los colores indicando deformación herciniana o de edad precámbrica), para señalar la reactivación de estos terrenos en el transcurso de la orogénesis alpídica. En los demás casos se ha procurado dar en la leyenda la información no directamente legible en el mapa.

Aparte de las dificultades de representación arriba indicadas, existe, en muchos casos, la de determinar con cierta exactitud la edad de la deformación. Por una parte, hay regiones en las que es difícil datar la deformación por ser excesivamente incompleta la sucesión estratigráfica; tal sucede, por ejemplo, en la zona bética (s. str.) y en la parte central de España y N. de Portugal (zona centroibérica). En otros casos, la dificultad deriva del enmascaramiento de las primeras fases por parte de las últimas y también (siempre en aquellas áreas en que no está representada una buena diversidad de «pisos tectónicos») por la dificultad, una vez establecida una sucesión de acontecimientos por los métodos de la geología estructural, de saber cuán separados están en el tiempo estos acontecimientos y, por tanto, cuáles de ellos deben considerarse como auténticos representantes de «fases» de deformación diferentes.

Un caso especial lo plantean las cordilleras de mantos de corrimiento (Cordillera Bética especialmente), por la complejidad de los movimientos de los mantos y por los efectos de la gravedad; ésta puede dar lugar a importantes movimientos, aun en épocas de compresión limitada, o a movimientos que tienen lugar metacrónicamente con respecto a las fases de compresión. Una vez más se ha recurrido a la leyenda para complementar aquellos aspectos que pueden no quedar bastante explícitos en el mapa.

Por lo que respecta al magmatismo, se han representado en el mapa las rocas ígneas de las zonas orogénicas (intrusivas y efusivas), clasificadas según su edad con respecto a la orogénesis. Se han indicado asimismo las rocas ígneas de las áreas no orogénicas; es decir, de plataforma. El metamorfismo ha sido igualmente indicado mediante una sobrecarga en los afloramientos de rocas situadas por debajo del límite de la biotita, aunque no se han empleado signos diferentes según la edad del mismo.

3 LAS GRANDES UNIDADES ESTRUCTURALES DE LA PENINSULA

Los terrenos que afloran en la Península Ibérica pueden ser agrupados esencialmente en cuatro grandes conjuntos: 1) terrenos precámbricos, deformados con anterioridad al Paleozoico; 2) terrenos paleozoicos, deformados por la orogénesis herciniana; 3) terrenos mesozoicos y terciarios deformados por la orogénesis alpídica, y 4) terrenos mesozoicos y terciarios no deformados por la orogénesis alpídica. Los terrenos paleozoicos postorogénicos, no deformados por la orogénesis herciniana, constituyen afloramientos muy reducidos.

El grado de individualidad de estos conjuntos es desigual. Los terrenos precámbricos, por ejemplo, han sido incorporados de hecho a la cadena herciniana, por lo cual se encuentran sólo aflorando en forma de núcleos, integrantes de la citada cordillera.

La Península, tal como aparece en la actualidad, comprende dos partes fundamentales, una que es un segmento de la cordillera herciniana europea y otra que pertenece al sistema alpino (s. lat.). El dominio herciniano ibérico, aunque aflora muy ampliamente, está también en una gran extensión oculto por terrenos mesozoicos y terciarios, que forman áreas de plataforma tabulares o con un grado de deformación variable. Esta deformación alcanza su máxima importancia en la Cordillera Ibérica, que puede ser considerada como una cadena de tipo intermedio. Superpuesta a todo este edificio existe una tectónica de fracturas de edad cenozoica, autónoma con respecto a las estructuras anteriores. Este sistema de fracturas es en realidad una parte del sistema que afecta a Europa occidental y que se expresa principalmente por un conjunto de fosas tectónicas. Sistemas de fracturas comparables afectaron al ámbito de la Península en épocas más antiguas (Pérmico y Cretáceo Inferior, por ejemplo), pero las estructuras resultantes no han podido ser representadas en el mapa.

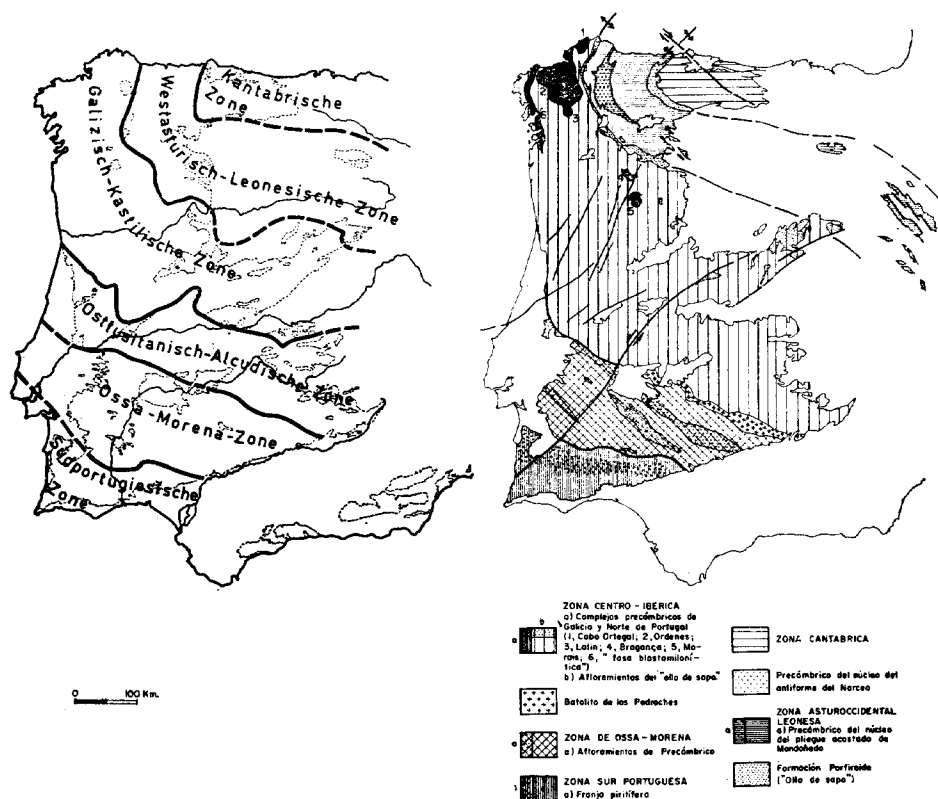
4 LA CORDILLERA HERCINIANA

La cordillera herciniana aflora en una gran extensión en la mitad occidental de la Península, formando el llamado Macizo Ibérico o Macizo Hespérico, en directa relación con el cual, aunque sin continuidad de afloramientos, están los núcleos de materiales paleozoicos de la Cordillera Ibérica. Además, existen afloramientos de rocas paleozoicas deformadas en el transcurso de la orogénesis herciniana, en las Cadenas Costeras Catalanas, en la zona axial pirenaica y en las zonas internas de la Cordillera Bética, aunque estos núcleos son más difíciles de situar dentro del marco general de la cadena herciniana, tal como puede sistematizarse a partir del estudio del macizo ibérico.

4.1 EL MACIZO IBERICO O HESPERICO

La cadena herciniana, en el macizo ibérico, se puede dividir en un cierto número de zonas que corresponden a unidades alargadas paralelamente a la dirección de las estructuras hercinianas. Estas zonas tienen esencialmente un significado paleogeográfico; las variaciones de potencia y de facies tienen lugar principalmente en una dirección transversal, mientras que longitudinalmente hay una mayor constancia. No obstante, no sólo las facies o las potencias son características para cada zona, sino que también desde el punto de vista estructural, de metamorfismo, magmatismo y metalogenia, existen diferencias de una zona a otra.

Las zonas adoptadas aquí se basan esencialmente en las establecidas por LOTZE (1954), con ciertas modificaciones. La figura 1 muestra una comparación entre las zonas de LOTZE y las aceptadas aquí.



Considerado en su conjunto, el segmento ibérico de la cordillera herciniana presenta, para ciertos rasgos importantes, una simetría bilateral. Esta simetría se manifiesta principalmente: 1) por la existencia de vergencias opuestas; 2) por la presencia en grandes extensiones de terrenos más modernos, en las dos zonas más externas (Cantábrica y Surportuguesa), en contraste con los terrenos más antiguos (Paleozoico Inferior y núcleos precámbricos) que forman esencialmente las otras zonas. No obstante, esta simetría no es perfecta, ya que, como se verá a continuación, existen importantes diferencias entre las dos ramas de la cordillera.

La zona cantábrica.—Forma el núcleo del arco que describen las estructuras hercinianas en la parte N. del macizo ibérico (arco o rodilla asturiana). El límite occidental de esta zona lo forma una franja de rocas precámbricas que ocupa el núcleo de una gran antifórme: el antifórme del Narcea. Los otros límites están impuestos por la cobertura mesozoico-terciaria, o por el mar, y no son, por tanto, bordes naturales de la zona.

Aunque la sucesión paleozoica no se encuentra completa, en la zona cantábrica están representados en mayor o menor extensión todos los sistemas, con una gran variedad de litologías (ADARO & JUNQUERA, 1916; KEGEL, 1929; COMTE, 1959; WAGNER, 1962; VAN VEEN, 1965; KULLMANN, 1963, 1968; BROUWER, 1968; JULIVERT, TRUYOLS & GARCIA-ALCALDE, 1971, etc.). La base de la sucesión paleozoica se observa sólo a lo largo del antifórme del Narcea, apoyándose discordante sobre el Precámbrico. Por encima de esta discordancia se encuentra una sucesión concordante, si bien con alguna laguna estratigráfica, hasta el Carbonífero Inferior inclusive. En el Carbonífero Superior existe varias discordancias, aunque de importancia diversa (DE SITTER, 1961, 1962; WAGNER, 1966).

La zona cantábrica se caracteriza por el escaso desarrollo que alcanza en ella el Paleozoico Inferior (Cámbrico y Ordovícico), que se presenta con poco espesor (menos de 1.000 m. por lo general, desde el Cámbrico Medio al Ordovícico Inferior inclusivos), facies de poca profundidad (facies de *Cruziana* y de *Skolithos* o facies carbonatadas litorales) y prácticamente siempre incompleto (véase ZAMARREÑO, 1972; JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS, 1972). El Silúrico (pizarras negras y areniscas ferruginosas), aunque presente en determinadas partes de la zona cantábrica, falta en una extensa área (fig. 2).

Este régimen de plataforma, con sedimentación de poca profundidad y con importantes períodos de emersión o con emersiones parciales, se prosiguió durante el Devónico (BROUWER, 1968; JULIVERT, 1971 *b*). Al final del Devónico (Famienense Superior?) tuvo lugar una transgresión general anunciando el inicio del ciclo carbonífero. El Carbonífero Inferior se presenta en toda la zona cantábrica con gran uniformidad de facies (pizarras negras tournaisienses, calizas rojas nodulosas viseenses, principalmente) y en forma muy condensada, no sobrepasando en total unas decenas de metros de espesor. El Carbonífero Superior se encuentra, en cambio, muy bien desarrollado. La zona cantábrica, que durante gran parte del Paleozoico se comportó como una zona bastante estable, de plataforma, en el Namuriense y Westfa-

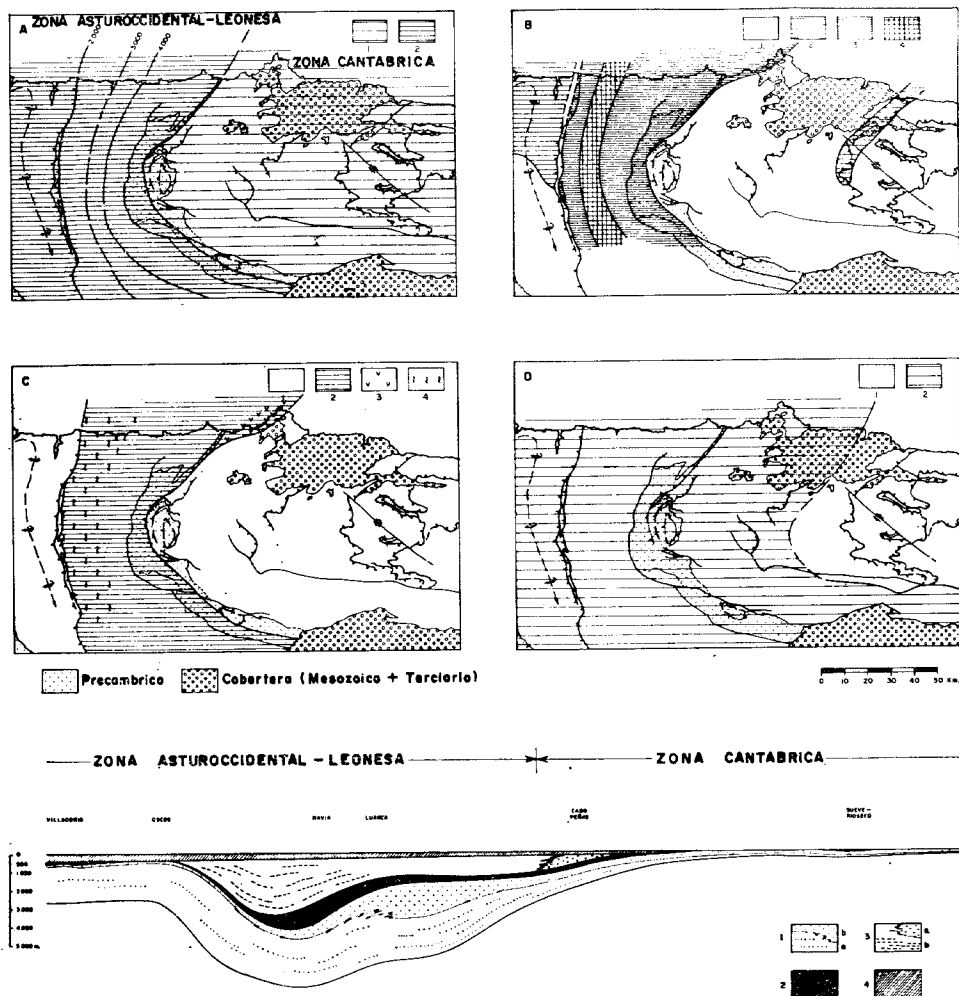


Fig. 2.—Las zonas cantábrica y asturoccidental-leonesa durante el Paleozoico Inferior. A) en el Ordovícico Inferior y Cámbrico Medio y Superior; 1, área con espesores de menos de 1.000 m.; 2, área con grandes espesores de sedimentos; el límite entre ambas áreas se ve en la actualidad brusco, por el cabalgamiento de la zona asturoccidental-leonesa sobre la zona cantábrica. B) distribución de las pizarras del Ordovícico Medio (pizarras de Luarca); 1, área en que falta el Ordovícico Medio; 2, área con pizarras del Ordovícico Medio, con espesores débiles (100-200 m.); 3, espesores del Ordovícico Medio entre 300 y 1.000 m.; 4, espesores de alrededor de los 1.000 m. C) distribución de los terrenos ordovícicos superiores a las pizarras de Luarca, y que deben corresponder esencialmente al Ordovícico Superior; 1, área en que falta el Ordovícico Superior; 2, área con sedimentos del Ordovícico Superior; 3, rocas volcánicas; 4, facies turbidíticas. D) distribución de los sedimentos silúricos; 1, área en que falta el Silúrico; 2, área con sedimento ssilúricos (sin grandes variaciones de espesor). E) parte inferior, corte E.-O. de la cuenca, al final del Silúrico; 1, Cámbrico Medio y Superior y Ordovícico Inferior; 2, pizarras de Luarca (Ordovícico Medio); 3, capas por encima de las pizarras de Luarca (formación Agüeira y equivalentes, esencialmente Ordovícico Superior; a) rocas volcánicas; b) turbiditas); 4, Silúrico. (Según JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS, 1972, *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne.*)

liense se convierte en un dominio donde se diferencian surcos fuertemente subsistentes. En éstos se acumulan a veces varios miles de metros de sedimentos en facies de poca profundidad (6.000 m. en la Cuenca Carbonífera Central, GARCIA LOYGORRI et al., 1971), pero otras veces se depositan también sucesiones turbidíticas (KOOPMANS, 1962; VIRGILI & CORRALES, 1968) propias de aguas profundas: turbiditas namurienses, y en la región del Pisuega-Carrión turbiditas westfalienses. En todo caso, a la estabilidad, mantenida durante la mayor parte del Paleozoico Inferior, sucede en el Carbonífero Superior un dinamismo cuya culminación será la orogénesis herciniana. El Estefaniense, aunque afectado también por deformaciones de cierta importancia (el Estefaniense A, especialmente, que está ligado al Westfaliense D Superior), es un terreno esencialmente postectónico y tiene las características de una molasa (VIRGILI & CORRALES, 1966).

La actividad magmática en la zona cantábrica es escasa. Existe un vulcanismo que se inicia en el Cámbrico Medio y persiste con intermitencias hasta el Silúrico, siendo en el Cámbrico Medio y en el Ordovícico Superior (Caradoc) cuando alcanza mayor intensidad (JULIVERT & TRUYOLS, 1972); de todos modos, el volumen de material volcánico emitido no es muy grande. En cuanto al plutonismo es prácticamente inexistente, limitándose a unos pequeñísimos stocks postectónicos, cerca del antiforme del Narcea (BARROIS, 1882; CORRETGE, 1969; CORRETGE, LUQUE & SUAREZ, 1970) y en la región del Pisuega-Carrión.

Desde el punto de vista tectónico, el primer hecho a señalar es que la deformación tuvo lugar bajo condiciones muy epidérmicas, en ausencia de metamorfismo y salvo para parte de la región del Pisuega-Carrión, prácticamente sin esquistosidad o con esquistosidad muy local. En estas condiciones, la anisotropía debida a la estratificación y las diferencias litológicas, con los consiguientes contrastes de ductilidad, ejercieron un control importante sobre la deformación.

En líneas generales pueden distinguirse unas primeras estructuras de tipo tangencial y otras estructuras más tardías, representadas por pliegues de planos axiales en general próximos a la vertical. Las estructuras tangenciales son, sobre todo, escamas y verdaderos mantos, originados por despegue (JULIVERT, 1965, 1971 a) y sólo en un área reducida (parte N. de la región de pliegues y mantos) consisten en pliegues fuertemente vergentes o incluso tumbados. Las escamas y mantos de despegue se originaron por un despegue general de la serie paleozoica, coincidiendo con la base de la formación carbonatada del Cámbrico Inferior-Medio (formación Láncara), aunque existen además otros niveles de despegue de menos importancia (JULIVERT, 1971 a). Esta tectónica tangencial es la responsable de la diferenciación de las unidades en que se puede subdividir la zona cantábrica (véase figura 3). El carácter concordante de toda la sucesión paleozoica hasta el Namuriense inclusive, por una parte, y por otra, la discordancia del Westfaliense D Superior sobre el manto del Esla permiten datar como intra-Westfalienses estas estructuras.

Los mantos y escamas formados del modo antes descrito fueron después plegados por un mecanismo flexural (DE SITTER, 1959, 1960, 1962; JULIVERT,

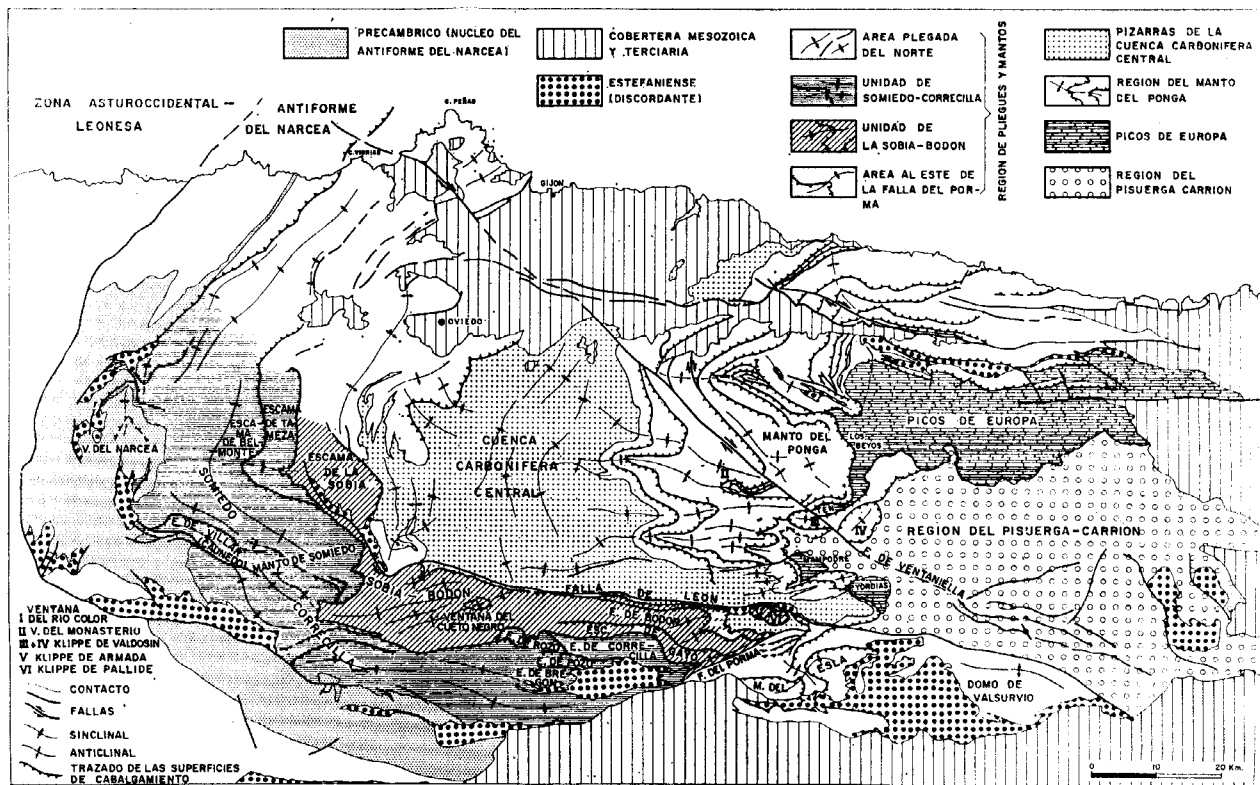


Fig. 3.—Unidades tectónicas de la zona cantábrica (según JULIVERT, 1971, *Am. Journ. Science*).

1965, 1971 a). Dos son los sistemas de pliegues principales (JULIVERT, 1971 b; JULIVERT & MARCOS, 1973): un sistema arqueado, que dibuja el arco asturiano, y otro radial que se cruza con el anterior, dando lugar a interesantes formas de interferencia. De estos dos sistemas el arqueado es en principio anterior, aunque el tiempo de formación de ambos debió solaparse en gran parte. La edad del plegamiento es en buena parte también intra-Westfaliense, ya que el Westfaliense D Superior es discordante sobre el manto del Esla ya deformado. Durante el Estefaniense (especialmente el A), el plegamiento se prosiguió aún, no obstante todo el Estefaniense se depositó cuando la estructura de la zona cantábrica estaba ya esencialmente formada, de modo que todos los terrenos estefanienses (y del Westfaliense D Superior) pueden considerarse como postectónicos, aunque puedan presentar grados diferentes de deformación.

La zona asturoccidental-leonesa.—Los límites de esta zona están formados por dos antiformes en cuyo núcleo aflora el Precámbrico. El antiforme del Narcea al E., con un Precámbrico pizarroso en su núcleo, y al O. el antiforme en cuyo núcleo aflora la formación porfiroide conocida con el nombre de «ollo de sapo». El Precámbrico pizarroso aflora, además, dentro de la zona asturoccidental-leonesa en el núcleo del gran pliegue tumbado de Mondoñedo. Dejando aparte algunos manchones de materiales de edad Estefaniense B-C discordantes, la zona está casi exclusivamente formada (además del Precámbrico) por materiales cámbricos, ordovícicos y en menor proporción silúricos. Tan sólo un Devónico Inferior que ocupa una extensión muy reducida (DROT & MATTE, 1967) y un Carbonífero pre-Estefaniense (RIEMER, 1963), igualmente reducido, han sido además citados.

A diferencia de la zona cantábrica, la zona asturoccidental-leonesa se caracteriza por el gran espesor que en la misma (por lo menos en parte de ella) alcanzan el Cámbrico y el Ordovícico. El Cámbrico y el Ordovícico Inferior se presentan en general en facies detríticas de poco fondo (facies de *Cruziana* y de *Skolithos*), con un episodio carbonatado en la parte más alta del Cámbrico Inferior. No obstante, respecto a la zona cantábrica, el espesor es considerablemente mayor, alcanzando el Cámbrico Medio y Superior y el Ordovícico Inferior los 4.000 m. de espesor, en el flanco O. del antiforme del Narcea. En el Ordovícico Medio y Superior hay también un gran acúmulo de sedimentos (unos 6.000 m.), aunque no afectando a toda la zona, sino sólo a su parte más oriental. El Caradoc (y parte del Llandeilo?) se desarrolla incluso en facies turbidítica (MARCOS, 1970), lo que indica una inestabilidad y profundización de la cuenca. Esta evolución termina al final del Ordovícico, de modo que el Silúrico es bastante uniforme en espesor y en facies (pizarras negras con graptolites). El Silúrico es, por fuera del surco ordovícico, transgresivo sobre diferentes niveles del Ordovícico, incluso sobre la cuarcita del Arenig (JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS, 1972; véase fig. 2).

De la evolución postsilúrica del área nada cierto puede decirse por el momento, ya que faltan terrenos más modernos bien representados. El Estefaniense B-C, que forma afloramientos de una cierta extensión (Cuenca de

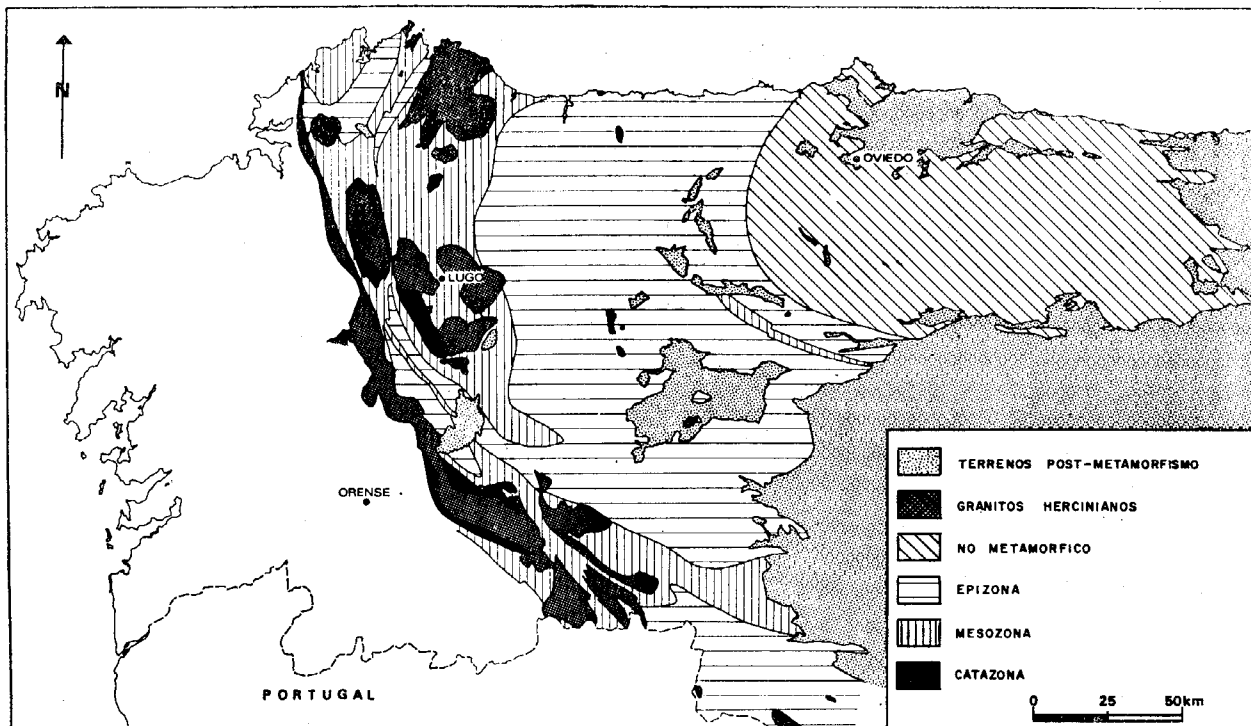


Fig. 4.—Extensión del metamorfismo regional herciniano en las zonas cantábrica y asturoccidental-leonesa. En el esquema la epizona corresponde a la zona de la clorita, la mesozona a las zonas de la biotita, almandino y estauroлита, y la catazona a la de la sillimanita (según CAPDEVILA, 1976, *C. R. Somm. Soc. Géol. France*). Obsérvese en líneas generales el incremento de metamorfismo de E. a O. (el metamorfismo en Galicia y N. de Portugal no está representado).

Ponferrada especialmente), es ya un terreno claramente postectónico, al igual que en la zona cantábrica.

La actividad magmática en la zona no es en general muy importante. El vulcanismo tiene su máxima expresión en el sinclinal de Truchas (LLOPIS & FONTBOTE, 1959; MATTE, 1964). La importancia del plutonismo aumenta de E. a O., no obstante se trata siempre de plutones de escasas dimensiones, y excepto en el mismo límite O. de la zona, son siempre intrusiones netamente postectónicas.

Desde el punto de vista tectónico, el primer hecho a señalar es que, a diferencia de la zona cantábrica, en la zona asturoccidental-leonesa la deformación se acompaña del desarrollo del metamorfismo y la esquistosidad. En líneas generales el metamorfismo aumenta en intensidad de E. a O. (figura 4), coincidiendo su aparición aproximadamente con el límite entre las zonas cantábrica y asturoccidental-leonesa (CAPDEVILA, 1967, 1969). El estilo tectónico es un estilo de pliegues, esencialmente similares, con superposición de varias fases de plegamiento. Al igual que en la zona cantábrica se desarrolló primero una tectónica tangencial seguida de una tectónica de plegamiento que deforma las primeras estructuras, dando pliegues con vergencias retro o con superficies axiales próximas a la vertical (MATTE, 1968; MARCOS, 1971 *a*, 1973), aunque la correlación de estos hechos en las dos zonas no es simple. La sucesión de acontecimientos tectónicos (fig. 5) en la zona asturoccidental-leonesa es, según MARCOS (1971 *b*, 1973) la siguiente: 1) formación de pliegues vergentes al E. con esquistosidad de flujo asociada; estos pliegues, en la parte O. de la zona, son pliegues tumbados que pueden alcanzar grandes dimensiones, como el gran pliegue tumbado de Mondoñedo (MATTE, 1967, 1968; WALTER, 1968); 2) formación de grandes cizallamientos, dando lugar a cabalgamientos con esquistosidades de «strain-slip» asociadas (MARCOS, 1971 *b*), y 3) formación de pliegues de superficie axial subvertical asociados a una esquistosidad de crenulación (S_2 de MATTE, 1968; S_3 de MARCOS, 1971 *a*).

Todos estos acontecimientos tuvieron lugar antes del depósito del Estefaniense B-C y antes del emplazamiento de los plutones, en cuyas aureolas pueden verse los minerales de metamorfismo de contacto (quiasolitas) englobando la primera esquistosidad, ya crenulada (MARCOS, 1973).

La zona centroibérica.—Esta zona limita al NE. con la zona asturoccidental-leonesa. Como límite S. puede tomarse en España el batolito de los Pedroches, en Portugal se ha tomado como límite el cabalgamiento de Ferreira do Zêzere, que coloca los materiales generalmente más metamórficos y deformados de la zona de Ossa-Morena, sobre los de la zona centroibérica (entre Esperança y Figueiró dos Vinhos) y las fallas que pueden trazarse más al N., hasta la zona de Porto.

Desde el punto de vista estratigráfico, el rasgo más destacado es el carácter transgresivo de la cuarcita del Ordovícico Inferior, a diferencia de las zonas asturoccidental-leonesa y cantábrica, donde el Ordovícico sigue en continuidad estratigráfica al Cámbrico. Los materiales preordovícicos forman la mayor parte de la zona centroibérica, y en ellos están representados

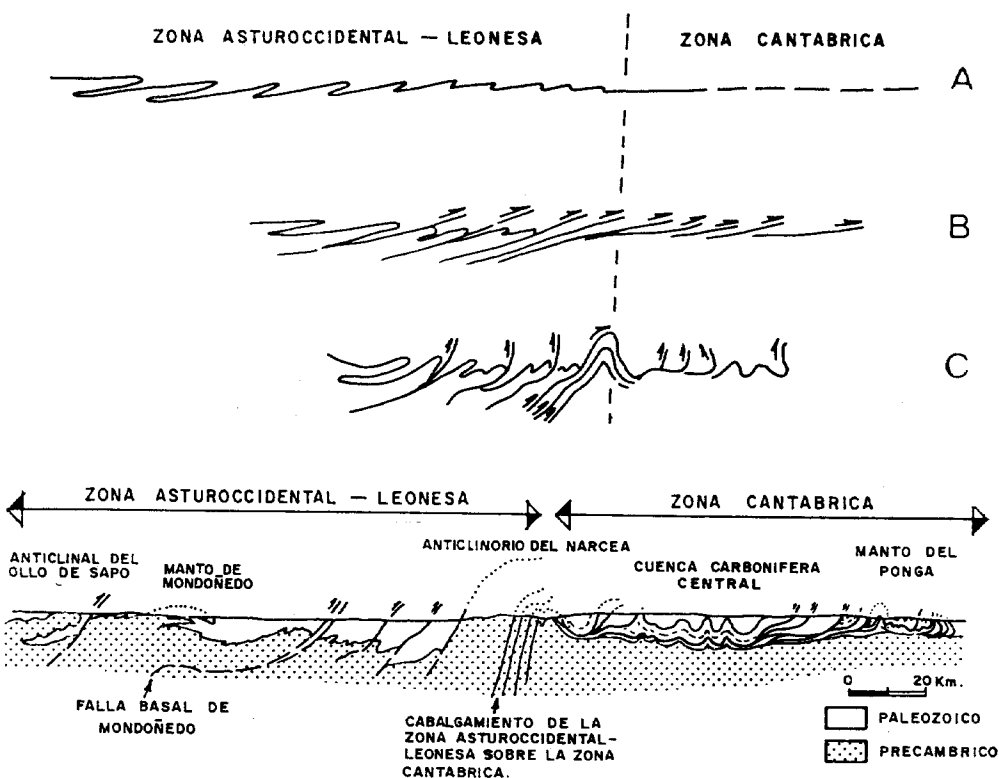


Fig. 5.—Parte inferior: corte esquemático a través de las zonas cantábricas y asturoccidental-leonesa; zona cantábrica según JULIVERT (1971) a); zona asturoccidental-leonesa, según MARCOS (1973), utilizando datos de MATTE (1968) para el anticlinal del Olla de sapo y el Manto de Mondoñedo. Parte superior: esquemas de evolución tectónica de las zonas cantábrica y asturoccidental-leonesa, según MARCOS (1973, *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo). A) y B) etapas tangenciales; C) etapa de repliegamiento.

tanto el Cámbrico como el Precámbrico, aunque la diferenciación entre ambos no ha sido suficientemente establecida, debido en buena parte al carácter monótono de la sucesión preordovícica. En Portugal los materiales preordovícicos fueron agrupados por DELGADO (1905), bajo el nombre de «Formação xistosa das Beiras», también denominada «complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico» (TEXEIRA, 1955); estos materiales han sido considerados como pertenecientes al Precámbrico Superior y Cámbrico Inferior. En España se conocen faunas cámbricas en varias localidades, como los Cortijos de Malagón (PRADO, 1855; WEEGEN, 1955), Castañar de Ibor (LOT-

ZE, 1961) y Tamames (GARCIA DE FIGUEROLA & MARTINEZ GARCIA, 1972), y se conocen asimismo en los mismos sectores niveles de calizas cuya edad cámbrica está también fuera de duda.

Por otra parte, tanto en España como en Portugal, diversos autores han distinguido diferentes conjuntos preordovícicos. Así, por ejemplo, LOTZE 1956 b, 1961) en la región de Valdelacasa, BOUYX (1970) en el Valle de Alcudia, CONDE (1971) en Portugal (ver también MENDES, 1968). No obstante, no se tienen aún suficientes datos para una delimitación cartográfica entre el Cámbrico y el Precámbrico ni se conocen suficientemente las relaciones entre ambos conjuntos. Por todo ello se han representado en el mapa todos los materiales preordovícicos de un mismo color.

Materiales preordovícicos distintos de los descritos se observan en muy pocas localidades, con excepción de Galicia y parte N. de Portugal (Tras os Montes), que serán objeto de una descripción por separado. Tan sólo en Miranda do Douro, por debajo del complejo «xistograuváquico», existen unos paragneises del tipo del «ollo de sapo» que reposan sobre un sustrato de ortogneises, de texturas variadas, resultado de la gnesificación herciniana de granitos precámbricos. El núcleo cristalino de Toledo fue atribuido al Precámbrico Antiguo por LLOPIS & SANCHEZ DE LA TORRE (1963), pero esta atribución ha sido objetada (APARICIO YAGÜE, 1971).

El Ordovícico, mejor conocido, presenta en la zona centroibérica unas características bastante uniformes y unos espesores moderados. El Ordovícico Inferior está representado por una cuarcita, de un espesor del orden de unos centenares de metros; en la base puede encontrarse un conglomerado que materializa la transgresión ordovícica.

El Ordovícico Medio está representado en todas partes por pizarras oscuras, de unos centenares de metros de espesor, con fauna del Llanvirn y del Llandeilo. Las partes más altas del Llandeilo y el Caradoc están formadas por areniscas y pizarras; en diversas localidades se han citado niveles de calizas en el Ordovícico Superior. En la parte SE. de Sierra Morena se encuentran materiales piroclásticos ácidos y básicos en el Llanvirn, que pasan a ser exclusivamente básicos hacia el límite Llanvirn-Llandeilo (TAMAIN, 1972). El Ordovícico Superior presenta volcanismo en varios puntos: rocas básicas (lavas y tobas) asociadas a calizas arrecifales en Buçaco y Vimioso (Portugal), y rocas ácidas en Sierra Morena Oriental.

El Silúrico es también bastante uniforme en la zona centroibérica (con excepción del dominio de Galicia central-Tras os Montes), y entre él y el Ordovícico se interpone, por lo general, una laguna estratigráfica de extensión variable; generalmente el Silúrico está formado por pizarras negras, aunque contiene también cuarcitas y, en algunas localidades, calizas y lilitas. Es de señalar que en el sector de Almadén, el Silúrico tiene un desarrollo peculiar de verdadera formación vulcano-sedimentaria (ALMELA et al., 1962; SAUPE, 1971 a, b), con lavas espiliticas e importantes niveles de rocas piroclásticas.

Los materiales postsilúricos están en general bastante mal representados. El Devónico se encuentra generalmente conservado sólo en determinados núcleos sinclinales, y en la mayor parte de las localidades su límite con el

Silúrico no está bien precisado. Se le conoce en el sector de Almadén y otros de la parte O. y S. de la zona y en el extremo NE. de la Cordillera Central (DELGADO, 1908; PRUVOST, 1914; PUSCHMANN, 1967 *a, b*, SAUPE, 1971 *b*; KETTEL, 1968; TAMAIN, 1972) y por el momento es imposible hacer una reconstrucción paleogeográfica coherente.

Los terrenos postectónicos están también mal representados, conservándose en un estrecho surco (surco hullero norte-portugués) que jalona una gran falla de rumbo (*), de trazado paralelo a las estructuras hercinianas. Están presentes materiales del Westfaliense D y del Estefaniense B y C que corresponden a cuencas independientes, pero actualmente situadas casi contiguas (TEIXEIRA, 1955). Ambos poseen conglomerados con cantos de cuarcitas, granitos y rocas metamórficas y están afectados por intrusiones contemporáneas de pórfidos granodioríticos. Más al SE. (en España), los terrenos postorogénicos están representados principalmente en el sector de Puertollano, donde se encuentra el Estefaniense B y C netamente discordante (WAGNER & UTTING, 1967). El Pérmico se conoce solamente de la cuenca autuniense de Buçaco.

Por lo que se refiere a la estructura, y haciendo abstracción del ángulo NO. de la zona, es decir de Galicia-Tras os Montes, el elemento más llamativo lo forman los largos núcleos sinformes, que orientados de SE. a NO. recorren longitudinalmente la zona. Estas estructuras aparecen claramente representadas en los mapas geológicos generales de la Península, ya que en los núcleos sinformes se han conservado las capas ordovícicas y silúricas y eventualmente capas aún más altas. Se trata de sinformes de superficie axial bastante próxima a la vertical, aunque hacia el S. y SE. se tiende a las vergencias hacia el S.

El grado de metamorfismo que afecta a estos terrenos es muy variable, desde prácticamente nulo o correspondiente a la parte más alta de la epizona (zona de la clorita), hasta la zona de la sillimanita. El tipo de metamorfismo es de presión baja e intermedia. El máximo de metamorfismo se encuentra hacia el N. de Portugal, mientras que en el resto de la zona centroibérica es de grado bajo.

La descripción que antecede se refiere a la mayor parte de la zona centroibérica, pero el área que forma el propio ángulo NO. de la Península (Galicia cristalina y Tras os Montes) tiene unas características peculiares que obligan a describirla por separado. Estas características son: 1) existencia de varios macizos con rocas precámbricas (metasedimentos y rocas metabásicas) polimetamórficas; 2) existencia de intrusiones de rocas hiperalcalinas de edad Ordovícico Superior; 3) vulcanismo importante de edad silúrica; 4) gran extensión de los afloramientos de rocas metamórficas de alto grado, en comparación con el resto de la zona centroibérica, lo cual está en relación con la situación más elevada de las isogradas; 5) gran impor-

(*) Utilizamos como equivalente al término inglés «strike-slip fault» la denominación falla de rumbo, ya utilizada por bastantes autores sudamericanos. La creemos preferible a la de falla de desgarre y otras que implican inexactitudes desde el punto de vista mecánico.

tancia de los procesos de granitización hercinianos, y gran abundancia de granitos sin- y tarditectónicos, en contraste con el resto del Macizo Ibérico, en el que predominan los granitos postectónicos.

El Precámbrico polimetamórfico se dispone en varios macizos redondeados (Cabo Ortegal, Ordenes, Lalín, Bragança, Morais) y en una zona alargada («Fosa blastomilonítica», DEN TEX & FLOOR, 1967) paralela a la costa O. de Galicia. Los materiales precámbricos considerados polimetamórficos son anfíbolitas, metaperidotitas, gneises, eclogitas y granulitas, que sufrieron un metamorfismo precámbrico de tipo barrowiano en facies de anfíbolitas almandínicas y en áreas localizadas en facies eclogíticas y granulíticas. Según DEN TEX (1966) (DEN TEX & FLOOR, 1971), y FERREIRA (1964) las rocas básicas corresponderían a una sucesión volcánica geosinclinal de edad precámbrica. Estas rocas no son las únicas constituyentes de los macizos indicados, sino que por encima de ellas y formando la parte central de algunos macizos (Morais y Ordenes especialmente) se encuentran rocas consideradas como monometamórficas e interpretadas generalmente como correspondientes a un Precámbrico más joven. En el macizo de Morais (ANTHONIOZ, 1966; RIBEIRO, 1970) es donde esta disposición se observa más claramente. En él las rocas polimetamórficas forman el anillo exterior del macizo y sobre ellas se superponen gneises con megacristales de feldespatos que han sido comparados al «ollo de sapo», aunque existen ciertas diferencias entre ambas formaciones (MATTE, 1968, p. 40; RIBEIRO, 1970, p. 121); sobre estos gneises se encuentran esquistos cuarzo feldespáticos, al igual que en el interior de la «cubeta» de Ordenes.

Los macizos descritos están rodeados por rocas que han sufrido un metamorfismo de grado menos elevado, correspondiente a facies esquistos verdes o esquistos glaucofánicos. En torno a los macizos de Tras os Montes (Portugal), estas rocas han dado faunas silúricas de graptolites. Los macizos están separados de las rocas que los rodean por superficies de fractura que buzan de todos lados hacia el interior del macizo. Las interpretaciones sobre la significación tectónica han sido variadas. Interpretados primeramente por RIBEIRO, CRAMEZ & REBELO (1964) como klippees, ésta ha sido también la interpretación dada por RIES & SHACKLETON (1971). Interpretaciones autotónicas han sido dadas por el propio RIBEIRO y otros autores (MATTE & RIBEIRO, 1967). Según RIBEIRO se trataría de macizos autóctonos y su influencia se dejaría sentir en la distribución del vulcanismo y de las facies del Silúrico en torno a los mismos, existiendo además lagunas que indicarían que los macizos estaban prefigurados como horsts durante el Paleozoico Inferior. Las zonas de fracturas limitantes serían, según RIBEIRO, las que facilitarían la actividad volcánica durante el Silúrico.

La existencia de un vulcanismo silúrico importante es una característica general para toda el área de Galicia media-Tras os Montes. Se le encuentra asociado a los macizos precámbricos y su presencia ha sido señalada tanto en Tras os Montes como en relación con los demás macizos. Hasta el momento no han sido aún correctamente diferenciadas en todos los macizos las rocas metabásicas polimetamórficas, y atribuibles, por tanto, al Precám-

brico, de las rocas básicas que muestran sólo los efectos del metamorfismo herciniano.

La existencia de los macizos de formas redondeadas de Cabo Ortegal, Ordenes, Lalín, Bragança y Morais, da una unidad a toda la zona de Galicia media-Tras os Montes. Más al O. se encuentra otra pequeña unidad, la «fosa» blastomilonítica, que si bien formada por rocas en cierto modo semejantes tiene una forma alargada N-S. Se trata de una zona caracterizada por la abundancia de ortogneises blastomiloníticos, ausencia virtual de anatexia herciniana, y por su delimitación por fallas o por cuerpos alargados de granodioritas. Finalmente, más al O. y a lo largo de la costa O. de Galicia, nuevamente aparecen rocas paleozoicas con importante desarrollo de la migmatización.

Por lo que respecta a la estructura, en Galicia se han distinguido generalmente dos fases principales de deformación (DEN TEX & FLOOR, 1971, p. 1.3-5), la primera dando lugar a la esquistosidad principal y a pliegues de superficie axial próxima a la horizontal, y la segunda dando pliegues de superficie axial próxima a la vertical con esquistosidad de crenulación asociada. RIBEIRO (1970), en Tras os Montes reconoce, además, una fase intermedia, que da una esquistosidad de crenulación y pequeños pliegues, todo ello en relación con las superficies de cizallamiento que limitan o rodean los macizos. Se trata de estructuras semejantes a las reconocidas por MARCOS, ligadas a superficies de cabalgamiento, en la zona asturoccidental-leonesa (segunda fase de MARCOS, 1973).

Esta «subzona» de Galicia media-Tras os Montes termina hacia el SE. limitada por el cabalgamiento peri-transmontano, cuya interpretación está ligada a la interpretación que se dé a la posición tectónica de los macizos precámbricos.

Por lo que se refiere al plutonismo y metamorfismo hercínianos de esta «subzona», una descripción somera se encontrará en los capítulos correspondientes.

La zona de Ossa-Morena.—Los límites de esta zona aparecen claramente definidos. En su parte NO., limita con la zona anteriormente descrita. Por el SE., el cabalgamiento de Ficalho, el borde S. de la banda metamórfica de Aracena y las fallas que continúan por este borde y alcanzan la depresión del Guadalquivir en el valle del Viar, constituyen el límite con respecto a la zona surportuguesa.

Las características principales de la zona de Ossa-Morena son: la gran extensión de los afloramientos del Precámbrico y Cámbrico; el notable desarrollo del plutonismo y del vulcanismo, según bandas largas y estrechas bien individualizadas; y la edad de los plegamientos hercínianos principales, que es netamente del Carbonífero Inferior.

En la zona de Ossa-Morena el Precámbrico aflora formando varias fajas alargadas. Desde el punto de vista litológico pueden distinguirse en el Precámbrico dos conjuntos (GONÇALVES, 1971; COELHO & GONÇALVES, 1972; DELGADO-QUESADA, 1971; FONTBOTE & JULIVERT in litt.). El inferior comprende rocas metamórficas de grado medio a alto: gneises (probablemente

polimetamórficos), anfibolitas (PC α) y rocas metasedimentarias (PC), micaesquistos y cuarcitas. El conjunto superior está formado por más de 5.000 m. de grauwackas y pizarras y ha sido denominado «Serie negra» (VEGAS, 1968) o «Serie Azuaga» (DELGADO-QUESADA, 1971). Se conocen además gneises (PC π) parecidos, sino análogos, a los de tipo «ollo de sapo» de la formación porfiroide del NO. de España (BARD, 1967; COELHO & GONÇALVES, 1972) y un pequeño plutón granítico (PC γ) en Valverde de Llerena (DELGADO-QUESADA, 1971), cantos del cual se encuentran en un conglomerado correspondiente a la base del Cámbrico (DELGADO-QUESADA, 1971) o a terrenos aún más bajos.

En la zona de Ossa-Morena, especialmente en su parte situada al E. de la transversal de Badajoz, el límite Precámbrico-Cámbrico está bastante bien precisado en varios sectores, gracias a la presencia del Cámbrico fosilífero. No obstante, el carácter del contacto entre el Precámbrico y el Cámbrico ha sido discutido. Según CAPDEVILA, MATTE Y PAREDES (1971), se trataría de una discordancia importante, ya que el Precámbrico, según estos autores, habría sido afectado por plegamientos de la orogénesis cadomiana y por el metamorfismo correspondiente. De todos modos, faltan estudios más detallados para poder decidir sobre esta importante cuestión. Las rocas precámbricas están afectadas intensamente por las deformaciones y el metamorfismo herciniano y es difícil evaluar la importancia de las anteriores deformaciones y eventualmente del metamorfismo preherciniano.

El Cámbrico bien dataco (PVb) está ampliamente representado en la parte SO. de la zona de Ossa-Morena. Su espesor es notable, superior incluso a los 2.500 m., en varios sectores, aunque parecen estar representados sólo el Cámbrico Inferior y el Medio. El primero contiene potentes bancos de calizas y dolomías, correspondientes a ambientes sedimentarios de aguas poco profundas, y en la misma base se pueden encontrar, en varios puntos, conglomerados poligénicos y areniscas más o menos arcósicas. Por encima de las últimas intercalaciones de bancos calizos y dolomíticos se pasa progresivamente a una potente formación de tipo «flyscholide», cuya parte baja es todavía de edad Cámbrico Inferior. En esta formación se encuentran abundantes intercalaciones de espilitas y rocas afines que llegan a conferirle en varios sectores un carácter vulcano-sedimentario. Otra representación de rocas volcánicas, muy diferente, es la constituida por rocas de la serie riolítico-andesítica, muy abundantes en la base (y en parte intercaladas) de la formación carbonatada del Cámbrico Inferior en el sector de Córdoba y más al O. La máxima potencia del Cámbrico se halla a lo largo de la alineación Abrantes-Elvas-Badajoz-Córdoba. Hacia el NE. disminuye rápidamente, sin duda por efectos de la erosión desarrollada en varios episodios durante el Paleozoico.

Los terrenos paleozoicos posteriores al Cámbrico de la zona de Ossa-Morena pueden ser agrupados en tres conjuntos separados por discordancias («pisos estructurales» en el sentido de BOGDANOFF).

El conjunto o «piso» inferior (V₁) contiene una representación de los terrenos comprendidos entre el Ordovícico y el Viseense Inferior, ambos incluidos. El Ordovícico en conjunto está mal representado y está todavía insu-

ficientemente conocido; sólo en el sector de Barrancos ha sido paleontológicamente determinado (DELGADO, 1908; PERDIGÃO, 1967 *a* y *b*) por la presencia de *Dydimograptus sparsus* y *D. hirundo*, indicadores del Arenig. En cualquier caso es evidente que sus potencias son menores que en la zona centroibérica y que las cuarcitas del tipo de la armoricana están presentes sólo en algunos sectores de la zona de Ossa-Morena, próximos al límite con la zona anterior. El Silúrico está también desigualmente representado. En algunos sectores de la parte oriental de la zona falta, sin que pueda precisarse si se trata de falta de depósito o de una erosión ulterior (en el Devónico Medio?), según podría resultar de las conclusiones de MAAS (1961) para el sector del Guadiana medio. En el Alemtejo, el Silúrico aparece directamente transgresivo sobre el Cámbrico Inferior (CARVALHO et al., 1971) y presenta un típico carácter vulcano-sedimentario, con pizarras, calcosquistos, calizas y liditas, con numerosas intercalaciones de rocas volcánicas, tanto ácidas como básicas. Aproximadamente contemporáneas de estas manifestaciones en la intrusión de las rocas hipercalinas (EPV), y posiblemente también el emplazamiento de los granitoides del sector de Elvas-Portalegre-Estremoz (YPV), para las cuales la datación isotópica ha dado una edad de 500 a 460 m.a. Estas intrusiones habrían tenido un carácter preorogénico relacionado con una importante etapa de distensión y tienen equivalentes en Galicia, como se reseña en otro lugar. Más hacia el borde SO. de la zona, el Silúrico presenta menos intercalaciones volcánicas y alcanza notables potencias (de 1.000 a 2.000 m.). En términos generales los terrenos silúricos de esta zona sugieren un medio sedimentario marino de fondo inestable, con características más o menos propias de geosinclinal. El Devónico está también representado en la zona de Ossa-Morena, aunque con características diferentes, según los sectores. Cerca del borde SO. de la zona (sinclinal de Terena) existe una potente formación de grauwackas y pizarras (tipo flysch), en el que ciertamente está representado el Devónico Medio y quizás el Superior; esta facies parece ya anunciar las facies flysch de la zona surportuguesa. En el resto de la zona existe en cambio un Devónico Inferior epicontinental, representado sólo esporádicamente y que consta de areniscas y pizarras arenosas; en España el Devónico Medio falta en general en la parte N. de la zona (MAAS, 1961) y en Portugal sólo se ha identificado en Vendas Novas (BOOGAARD, 1972). En la parte E. de la zona, cerca del batolito de los Pedroches, existe un Devónico Superior que conjuntamente con el Dinantiense forma una potente formación de tipo flysch, en la que se intercalan importantes lentejones de rocas básicas, con diferenciaciones ultrabásicas en la base, producto de diferenciación gravitativa (río Guadalbarbo, etc.). Se trata de la parte central, sin duda, de un largo surco de fuerte subsidencia. Más al SO. (depresión de Peñarroya-Bélmex), sólo está representado el Dinantiense, lo que indica una ampliación de la cuenca en época más tardía.

El piso estructural segundo (V_2) tiene representación prácticamente limitada al eje de Peñarroya-Bélmex-Cerro Muriano. Comprende este piso el Viseense Superior-Namuriense, con conglomerados, areniscas, pelitas y calizas más o menos dolomitizadas. Las calizas han proporcionado faunas ma-

rinas de aguas someras, frecuentemente arrecifales. El resto del piso tiene cierto carácter molásico, con ciclotemas que terminan con bancos de hulla, explotados en varias localidades. Aunque se trata de una banda excesivamente estrecha para poder asegurarlo, las características observables de esta formación hullera recuerdan más las propias de una cuenca de tipo parállico que de tipo límnico.

El tercer piso estructural (V_3) está formado por el Estefaniense y eventualmente el Pérmico, formando afloramientos aislados cuyas características sugieren una sedimentación de tipo límnico en cuencas intramontañosas individualizadas con gran abundancia de conglomerados, pero también con capas de hulla. Estas cuencas deben haberse originado a favor del desarrollo de una tectónica de fractura tardi-herciniana, cuya importancia en esta zona parece haber sido bastante notable.

La estructura de la zona de Ossa-Morena es bastante complicada y no está suficientemente bien conocida. El ciclo herciniano ha comprendido varias fases. La primera de ellas originó una estructura de plegamiento que afecta a todos los terrenos más antiguos que el piso estructural V_2 , que según los datos obtenidos en la parte oriental de la zona, en la cual el Devónico Superior y el Dinantiense aparecen concordantes, empezaría con el Viseense Superior. En la parte occidental (sector de Vendas Novas), sobre una serie que alcanza por lo menos al Devónico Medio reposa, en discordancia, una serie de tipo Culm que suministró fósiles (PRUVOST, 1914) del Devónico Superior y Carbonífero Inferior. Por lo tanto, el límite entre los pisos estructurales V_1 y V_2 no puede ser precisado, pudiendo situarse en el Devónico Superior o bien en el Dinantiense. Según esta última hipótesis la primera fase herciniana sería de la misma edad en toda la zona de Ossa-Morena.

A grandes rasgos puede decirse que el estilo del plegamiento es fundamentalmente de pliegues similares con vergencia hacia el SO. no excesivamente pronunciada, salvo en algunos sectores. Estos pliegues están acompañados de esquistosidad de plano axial.

La segunda fase herciniana tiene un desarrollo más desigual. En algunos sectores ha sido indudablemente importante, con desarrollo de esquistosidad de crenulación. Otras estructuras importantes son una serie de cabalgamientos con vergencia al NE. No es seguro si estas estructuras están en relación con la segunda fase o si son más tardías. Las estructuras menores asociadas sugieren un comportamiento ya relativamente frágil de los terrenos del piso V_1 , lo que apoyaría la segunda posibilidad.

Con carácter más tardío (en el Estefaniense), se desarrollaron una serie de fracturas, en relación con las cuales se habrían individualizado las cuencas intramontañosas antes citadas. Sin que pueda establecerse por el momento de modo preciso su edad, debe citarse un sistema de fallas de rumbo que en conjunto parecen inducir en Sierra Morena una tendencia general a un estiramiento en dirección ENE-OSO., y es plausible pensar en la posibilidad de que la denominada falla del Guadalquivir, inexistente como tal después del Paleozoico, haya en cambio existido como gran línea de fractura tardi-herciniana, según la cual se haya operado un desgarre sinistral.

La falla de Messejana, que se prolonga desde el Atlántico (al SO. de Odemua) hasta la región de Avila por lo menos, es posible que tenga una antecedenencia herciniana. A lo largo de este accidente se encuentra una intrusión de una dolerita toleítica, lo que demuestra que se trata de una fractura profunda.

La zona de Ossa-Morena tiene una notable representación de rocas plutónicas, graníticas s. lat., del ciclo herciniano (BARD y FABRIES, 1970). Son características la relativa pequeñez de los plutones, su número bastante importante, y su distribución preferencial a lo largo de ciertas líneas. Las características estructurales y la edad de los plutones graníticos permiten distinguir dos grupos, dentro de los plutones propiamente hercinianos.

El primer grupo (γ_1V) está representado ampliamente en el borde SO. de la zona, en el Alemejo, entre Montemóxo-Novio y Serpa. Está constituido por granitos, granodioritas y tonalitas, más o menos afectados por las deformaciones hercinianas anteestefanienses, por lo cual su estructura es la propia de plutones sintectónicos o tarditectónicos. Además, en la misma región afloran otras rocas, básicas y ultrabásicas (ΣV), especialmente en el extenso macizo gabrodiorítico de Elvas-Beja, y pórfidos diversos, que desde el punto de vista de la edad y relaciones tectónicas forman parte de un mismo conjunto.

El segundo grupo (γ_2V) es el más ampliamente representado y se muestra un tanto heterogéneo en cuanto a composiciones. Predominan las adamellititas y granodioritas, pero bastantes de estos plutones contienen inclusiones de dioritas y gabros. En algunos de ellos, como en el de Burguillos del Cerro, estas rocas llegan a ocupar más de la mitad del afloramiento del plutón. Son plutones posttectónicos, si bien han sido afectados, algunos de ellos, por las etapas tardías de fracturación; la edad de las intrusiones debe ser stefaniense en la mayoría, si no en todos los casos.

El metamorfismo regional herciniano se caracteriza por notables variaciones en cuanto a gradientes. Por lo menos en parte, pueden explicarse estas variaciones por el «efecto de zócalo», ejercido por los materiales cristalinos precámbricos (BARD, 1969). En el eje de Badajoz-Fuenteovejuna-Córdoba, las paragénesis son propias de presiones intermedias. En cambio, en el de Aracena las paragénesis indican el desarrollo de metamorfismo pluri-facial con una etapa en condiciones de baja presión, con gradientes térmicos muy altos, que habrían sido seguidos de otra etapa de presión netamente más alta (BARD, CAPDEVILA & MATTE, 1971).

La zona surportuguesa.—Esta zona ocupa el ángulo SO. del macizo ibérico, al S. de la línea de contactos anormales que la separan de la zona de Ossa-Morena. Su constitución litológica es mucho menos variada que la de las zonas precedentemente descritas. Se caracteriza esencialmente por el gran desarrollo de ritmitas arenisco-pizarrosas y por la importancia que alcanzan, especialmente en ciertos niveles, las intercalaciones de lavas y rocas piroclásticas. Una columna estratigráfica tipo comprende, de arriba abajo, las siguientes unidades (McGILLAVRY, 1961; SCHERMERHORN, 1971):

1) Una potente formación (grupo filito-cuarcítico) constituida por ritmitas cuarcítico-pizarrosas. Su base es desconocida y sólo han sido encon-

trados fósiles, de edad fameniense, en un banco lenticular de calizas situado en la parte más alta.

2) Un Complejo Vulcanosedimentario, con numerosas intercalaciones de tobas y de lavas de diversa composición, pero abundando los materiales espiliticos y los keratófido-cuarcíferos. Estas intercalaciones son especialmente potentes (más las de keratófido-cuarcífero y tobas de esta composición) a lo largo de la denominada faja piritífera, que se extiende desde Caveira-Lousal hasta Aznalcollar y contiene los famosos yacimientos de este mineral (Aljustrel, Lousal, S. Domingos, Tharsis, Río Tinto, etc.), así como otros numerosos, pero mucho menos importantes de menas de manganeso, piritita y otras menas alternan con pizarras silíceas, jaspes, y sólo en la parte superior del complejo, escasos bancos de calizas, en algunos de los cuales se halló microfauna del Viseense Inferior (BOOGAARD, 1963). Es, por tanto, plausible suponer que este complejo comprende, además de la parte inferior del Viseense, el Tournaisiense. Las rocas volcánicas ácidas desaparecen lateralmente con bastante rapidez y pasan a formaciones pizarrosas y arenosas bastante monótonas.

3) Al NE. de la zona surportuguesa se encuentra una potente formación de tipo flysch, constituida esencialmente por una alternancia de grauwaackas y pizarras, con intercalaciones de conglomerados poligénicos en varios niveles. Los fósiles hallados permiten atribuir a esta formación una edad del Viseense Superior. Las grauwaackas contienen abundantes detritos volcánicos que proceden indudablemente del complejo vulcanosedimentario antes citado.

En el extremo SO. de la zona surportuguesa, la sucesión estratigráfica presenta ciertas diferencias respecto a la sucesión descrita, propia de la faja piritífera. A un tramo de pizarras carbonosas, con cuarcitas intercaladas con fauna del Tournaisiense Superior, sucede otro de pizarras y calcoesquistos, con algunas calizas arrecifales, con fauna del Tournaisiense terminal y del Viseense. Encima, siguen pizarras que contienen nódulos, en los que se ha encontrado fauna del Namuriense Inferior. Finalmente se encuentra una potente formación de tipo flysch con faunas que indican una edad del Namuriense Superior y Westfaliense A (FEIO & RIBEIRO, 1971).

La estructura tectónica se caracteriza fundamentalmente por pliegues relativamente apretados, acompañados de esquistosidad de plano axial, de vergencia progresivamente acentuada hacia el SO., a medida que se avanza en esta misma dirección. En la faja piritífera, los pliegues van acompañados, además, por cabalgamientos y escamas, igualmente vergentes al SO. Más al SO. se advierte cómo los cabalgamientos existentes tienen sus superficies de deslizamiento progresivamente tendidas, llegando algunos de los cabalgamientos a alcanzar verdadera envergadura (manto de Carrapateira, con más de 10 km. de traslación, FEIO & RIBEIRO, 1971). La estructura fundamental va acompañada del desarrollo de esquistosidad de plano axial; en algunas localidades existen cabalgamientos de edad anterior a la del corrimiento principal y cuya amplitud, aunque no es posible determinarla con precisión, sería para ciertos autores del orden de algunos kilómetros (SCHER-

MERHORM & STANTON, 1969). La edad de la deformación queda comprendida entre el Westfaliense A y el D, ya que este último, representado por los conglomerados de la cuenca de Santa Susana, es claramente discordante sobre esta estructura de plegamiento.

Además, se distingue una segunda fase de deformación que repliega las estructuras anteriores, según ejes casi paralelos a los de aquéllas, y que se acompaña de una esquistosidad de crenulación, según los puntos. La edad de esta fase debe ser post-Westfaliense D, sin más precisiones. Existen, además, localmente indicios de estructuras más tardías.

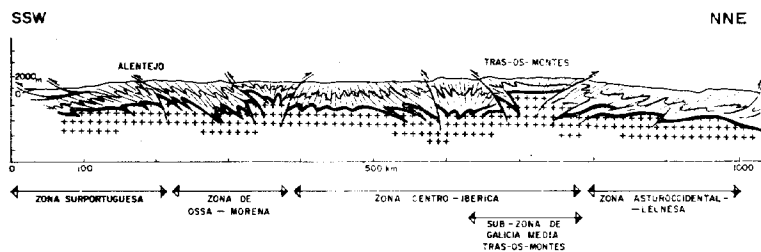


Fig. 6.—Corte geológico esquemático de la cadena herciniana, en Portugal. (Según CONDE & RIBEIRO.)

Los plutones son poco numerosos y se localizan cerca del límite con la zona de Ossa-Morena. Su composición es muy variada: las rocas básicas son abundantes, y en uno de los plutones (el de Castilblanco, al N. de Sevilla) llegan casi a igualar a las rocas ácidas, granitos y granodioritas. Son intrusiones posttectónicas, si bien están afectadas por la tectónica de fractura tardi-herciniana, y en general alcanzan niveles bastante altos de la corteza, hasta llegar a tener ciertos rasgos casi subvolcánicos (BARD & FABRIES, 1970).

Existe un metamorfismo regional herciniano, pero, en general, en sus afloramientos no se llega a alcanzar la isograda de la biotita; en la parte próxima al borde de la zona de Ossa-Morena, en Portugal, se alcanza un metamorfismo de grado más alto, pero no está claro de si se trata realmente de terrenos del piso estructural V₁ o de otros más antiguos.

4.2 LA CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES EN EL MACIZO IBERICO

La estructura del macizo ibérico es el resultado de la orogénesis herciniana. Ahora bien, existen también deformaciones de edad anterior cuya importancia es necesario tratar de valorar. Por una parte, las deformaciones que afectaron a los terrenos precámbricos con anterioridad al depósito del Paleozoico, y por otra parte, las deformaciones antehercinianas de edad paleozoica, más concretamente la cuestión de la discordancia denominada «sarda».

Las deformaciones precámbricas.—Existen en el Precámbrico dos grupos de rocas que muestran una historia diferente desde el punto de vista tectónico y petrológico. El primero de ellos comprende rocas en las cuales los efectos del metamorfismo herciniano están superpuestos a los de un metamorfismo de edad precámbrica. Las rocas de este grupo son variadas: metasedimentos, ortogneises y rocas metabásicas (DEN TEX, 1966; DEN TEX & FLOOR, 1971; FERREIRA, 1964). En algún punto (Cabo Ortegal) el metamorfismo precámbrico llega a alcanzar la facies granulítica. El segundo grupo, que ocupa mayor extensión, comprende rocas que manifiestan sólo los efectos del metamorfismo herciniano, y aunque hay diferencias entre la parte N. y S. de la Península, puede decirse que se trata en general de rocas de naturaleza pelítica y arenosa, más o menos rítmicas. A este grupo precámbrico pueden atribuirse también los porfiroides, con megacristales de feldespatos alcalinos, que afloran en el límite O. de la zona asturoccidental-leonesa (donde han recibido el nombre de «ollo de sapo») y en algunos puntos de la zona de Ossa-Morena. Entre las rocas de este grupo y la base del Cámbrico (*) existe una discordancia que, si bien en algunos sectores puede no manifestarse claramente, ha sido puesta de manifiesto en suficientes localidades como para ser aceptada como un hecho general.

Estos dos grupos pueden representar dos conjuntos precámbricos de edades e historia geológica diferentes: un ciclo orogénico se habría en este caso interpuesto entre la formación de uno y otro grupo. Esta es la interpretación propuesta por DEN TEX y colaboradores (DEN TEX, 1966; DEN TEX & FLOOR, 1971) para Galicia y norte de Portugal, donde existen cinco macizos con rocas precámbricas del primer grupo. En el Sur (Ossa-Morena), DELGADO-QUESADA (1971) ha propuesto una interpretación similar. Más recientemente, CAPDEVILA, MATTE & PAREDES (1971), basándose en sus observaciones en la zona de Ossa-Morena, concluyen que para este sector las diferencias entre los dos grupos son debidas a diferencias de intensidad del metamorfismo, pero que ambos forman parte de un único conjunto precámbrico deformado y metamorfozado antes del comienzo del Paleozoico.

El grupo más moderno muestra evidentes semejanzas con el Brioverliense del macizo armoricano, de modo que su correlación con el mismo parece plausible. La valoración de la deformación que lo afecta sería prematura de establecer, ya que según la interpretación que se dé al metamorfismo de Ossa-Morena las conclusiones que se pueden alcanzar son netamente diferentes.

Las deformaciones paleozoicas prehercinianas.—En las zonas centroibéricas y de Ossa-Morena el Ordovícico es discordante sobre su sustrato, al

(*) Las primeras faunas del Cámbrico aparecen, por lo general, unos centenares y a veces hasta mil metros por encima de la superficie de discordancia citada. Esta superficie coincide también con un cambio litológico, ya que por encima de ella se encuentra una sucesión de areniscas de grano grueso, frecuentemente arcósicas, alternando con pizarras, netamente diferente de las secuencias inferiores. Es por tanto práctico tomar esta superficie como límite convencional entre el Cámbrico y el Precámbrico.

contrario de lo que sucede en las zonas asturooccidental-leonesa y cantábrica, donde el Ordovícico Inferior sigue en continuidad al Cámbrico. LOTZE atribuyó este hecho a la denominada fase «sarda», y este nombre ha sido repetidamente empleado desde entonces. Posteriormente el mismo autor distinguió dos «fases», una dentro del Cámbrico Superior y otra entre el Cámbrico Superior y el Ordovícico Inferior (LOTZE, 1956 a).

El carácter transgresivo de la cuarcita del Ordovícico Inferior es un hecho claro y la existencia de una discordancia por debajo de esta cuarcita ha sido señalada en muchas localidades (DELGADO, 1908; LOTZE, 1956 a; BOUYX, 1970). Desafortunadamente el conocimiento de los materiales preordovícicos es en amplias zonas (concretamente en la zona centroibérica) muy insuficiente. En la zona de Ossa-Morena, entre el Ordovícico transgresivo y el Precámbrico existe un Cámbrico fosilífero y, por consiguiente, bien definido, pero en la zona centroibérica una separación correcta de los terrenos cámbricos y precámbricos no ha sido posible hasta la fecha. Por este motivo en el mapa se han representado en un mismo color todos los terrenos anteordovícicos de la zona centroibérica.

Estas dudas sobre la diferenciación entre terrenos cámbricos y precámbricos en la zona centroibérica han sido causa de que se haya dado a la «fase sarda» una importancia muy diversa por parte de los diferentes autores, ya que mientras para algunos las discordancias señaladas son una consecuencia de la deformación prepaleozoica, para otros son los movimientos paleozoicos preordovícicos los que tienen realmente importancia. En principio los hechos hasta ahora conocidos parecen descartar que la discordancia «sarda» corresponda realmente a un ciclo orogénico importante; no se ha podido tampoco demostrar un desarrollo del metamorfismo en relación con estas deformaciones. Ni siquiera se puede descartar que se trate simplemente de ondulaciones eventualmente acompañadas de fracturación.

La transgresión ordovícica antes indicada no es la única ruptura que existe en la continuidad de la sucesión paleozoica. A lo largo del Paleozoico tuvieron lugar importantes cambios en la paleogeografía, como ha podido verse en la descripción que se ha hecho de las diferentes zonas. Es de señalar que es un hecho bastante general que exista una evolución paleogeográfica independiente del Paleozoico Inferior y, por tanto, más o menos análoga a la del ámbito de la cordillera caledoniana, pero esta evolución no ha venido coronada por un acontecimiento orogénico importante. Las manifestaciones volcánicas que se encuentran distribuidas por la sucesión paleozoica (rocas volcánicas preorogénicas en el mapa) y la existencia de manifestaciones plutónicas alcalinas señaladas especialmente en Galicia (DENTEX & FLOOR, 1971) apuntan hacia una época de tectónica distensiva en el Paleozoico Inferior.

Las fases hercínianas.—La datación de las deformaciones hercínianas se conoce con precisión muy desigual según las zonas, debido a la desigual repartición de los terrenos del Paleozoico Superior.

La zona que presenta una sucesión paleozoica más completa es la cantábrica. En ella existe concordancia desde la base del Cámbrico hasta el

Westfaliense. Las discordancias citadas son intrawestfalienses (pre-Westfaliense B y pre-Westfaliense D Superior) o más modernas (pre-Estefaniense B, post-Estefaniense). Las fases compresivas importantes son las del Westfaliense, y por ello esta zona ha sido representada en el mapa como deformada durante el Westfaliense. El Estefaniense, si bien deformado, especialmente el Estefaniense A, que está en continuidad con el Westfaliense D Superior, es un terreno esencialmente postectónico.

La otra zona donde los materiales del Devónico y Carbonífero están muy bien representados es la zona surportuguesa. En ella existe continuidad sedimentaria entre los dos sistemas hasta el Westfaliense Inferior por lo menos, ya que el Westfaliense A ha podido ser caracterizado en Portugal (PRUVOST, 1914). El primer terreno discordante es el Westfaliense D de la cuenca de Santa Susana, que es ya netamente postorogénico. No obstante, estos terrenos westfalienses han sido también ligeramente deformados. La zona surportuguesa ha sido representada también como deformada esencialmente durante el Westfaliense.

Así pues, en las dos zonas más extremas del macizo ibérico la deformación es relativamente tardía; es decir, intra y/o finiwestfaliense. En las demás zonas, en cambio, la deformación principal puede ser anterior. Este hecho es particularmente claro en la zona de Ossa-Morena, donde existe un buen desarrollo del Carbonífero y es menos evidente en las otras dos por falta o escasez de terrenos carboníferos.

En la zona de Ossa-Morena existe una sucesión carbonífera bastante completa en la parte más septentrional (cuenca de Peñarroya). En este sector pueden verse tres conjuntos carboníferos separados por dos discordancias muy claras. La más antigua es intraviseense y corresponde a la fase principal, con desarrollo de esquistosidad de plano axial. Los terrenos situados por encima de esta discordancia (Viseense Superior, Namuriense y Westfaliense, hasta el Westfaliense C, por lo menos) están a su vez plegados, aunque con una intensidad más débil que los terrenos subyacentes y sin acompañamiento de esquistosidad manifiesta. El tercer conjunto carbonífero (Westfaliense Superior? Estefaniense) está prácticamente exento de plegamiento. Aunque no aparecen fases hercinianas anteriores a la intraviseense en este sector, hay que señalar que el Devónico Superior tiene carácter transgresivo (MAAS, 1961). En cuanto a la exactitud con la cual estas conclusiones pueden extenderse a Portugal, se ha tratado ya al describir la zona de Ossa-Morena. De todos modos, si hubiera un cierto diacronismo en la deformación principal, la diferencia de edad no sería muy grande, por lo que en el mapa tectónico se han representado conjuntamente los terrenos afectados y se han representado como afectados por una deformación herciniana precoz.

4.3 METAMORFISMO, ACTIVIDAD MAGMATICA Y METALOGENIA

Volcanismo preorogénico.—A lo largo de todo el Paleozoico existió una actividad volcánica que se manifiesta con desigual desarrollo, según las zonas y períodos. Dejando aparte la actividad, de indudable edad precám-

brica, las primeras manifestaciones pertenecen a la serie riolita-dacita-andesita. Se trata de un conjunto que puede ser bastante potente de lavas y materiales piroclásticos, que se encuentran por debajo del Cámbrico Inferior datado. Estos materiales forman una franja de dirección ONO.-ESE., cuyo extremo oriental llega a las inmediaciones de Córdoba.

El vulcanismo cámbrico está particularmente desarrollado en la parte meridional de la zona de Ossa-Morena. Está representado esencialmente por rocas básicas (BARD, 1969); se trata de basaltos de tendencia espilitica e incluso verdaderas espilitas, y también se han identificado doleritas que pueden representar aparatos subvolcánicos o bien partes internas de grandes aparatos volcánicos. Además, existe una notable representación de rocas piroclásticas de grano fino que en parte deben corresponder a un vulcanismo de tipo intermedio, altamente explosivo. En el resto de la Península el vulcanismo cámbrico, aunque presente, es mucho menos importante.

Durante el Ordovícico y el Silúrico existió una actividad volcánica distribuida por todo el ámbito de la Península, pero en general más débil que el vulcanismo cámbrico de la zona de Ossa-Morena. Son de destacar el vulcanismo de edad Ordovícico Superior (Cabo Peñas, Buçau, Vimioso), de naturaleza básica o intermedia, según los sectores, y especialmente el vulcanismo básico de edad silúrica de Galicia central-Tras os Montes (DEN TEX & FLOOR, 1971; RIBEIRO, 1970) y el del Alemtejo, de edad también silúrica.

La actividad volcánica en el Devónico y Carbonífero Inferior fue particularmente intensa en la zona surportuguesa, hasta tal punto que el conjunto de estos terrenos constituye una serie vulcano-sedimentaria, con rocas volcánicas pertenecientes a las series basalto-espilita y a la keratófido-cuarzófero-riolita; en relación con este vulcanismo se formaron los yacimientos de sulfatos de la «franja piritífera».

Más al N., en la zona de Ossa-Morena (región de Guadalbarbo) y también en el límite Devónico-Carbonífero, se encuentran manifestaciones bastante importantes, aunque limitadas a la serie basalto-espilita, con algunas diferencias ultrabásicas, más o menos serpentinizadas.

Así pues, la importancia relativa del vulcanismo preorogénico es mucho mayor en las zonas meridionales (Ossa-Morena y surportuguesa) que en el resto del macizo ibérico. En las dos zonas citadas se observan claramente disposiciones lineales de las principales manifestaciones volcánicas, que deben jalonar antiguas fracturas importantes y persistentes. Esta disposición del vulcanismo indica una patente disimetría en las características geológicas (fundamentales de las dos ramas del orógeno herciniano en este macizo).

Volcanismo subsecuente.—La actividad magmática subsecuente fue probablemente bastante importante, aunque los afloramientos de las rocas correspondientes son reducidos, probablemente por haber sido barridos por la erosión.

Las rocas de esta etapa pertenecen en su mayoría a la serie riolita-dacita-andesita. Las básicas están representadas en cantidad mucho menor, y de los demás tipos apenas se conocen citas.

En cuanto a su repartición, es en la zona de Ossa-Morena donde está

mejor representado. Entre La Cardencha y Cerro Muriano, las riolitas, dacitas y andesitas por una parte, y los basaltos por otra, cubren una faja orientada de NO. a SE. de más de 60 Km. de largo y con 10 de anchura media. Su edad es postwestfaliense y pretriásica. La misma edad tienen los pitones de rocas riolíticas o andesíticas del sector de Peñarroya y las rocas volcánicas en afloramientos aislados que existen en diversos sectores de la zona. En la zona surportuguesa no han sido señaladas rocas que puedan atribuirse con certeza a la etapa de vulcanismo subsecuente. En las zonas centroibéricas y asturoccidental-leonesa el vulcanismo subsecuente está muy mal conocido. En ambas zonas se conocen diques que no han sido suficientemente estudiados para poder dar de ellos una interpretación correcta. En la Cordillera Ibérica (sectores de Albarracín, Molina de Aragón, etc.) existen numerosos afloramientos de pórfidos cuarcíferos y porfiritas, más localmente meláfidos, que atraviesan o reposan claramente por encima de todos los términos del Paleozoico y no están afectados por los pliegues hercinianos, mientras que el Trías Inferior, allí donde está presente, los cubre transgresivamente.

Por lo que se refiere a la zona cantábrica, se conoce desde antiguo la existencia de pórfidos ácidos que arman en el Estefaniense y que en ocasiones han dado lugar a la coquización natural de capas de carbón. Estas rocas pueden también, en principio, relacionarse con un vulcanismo subsecuente.

Plutonismo.—Las manifestaciones más antiguas son rocas alcalinas e hipercalcalinas antehercinianas (500 a 460 m.a.). A ellas se ha hecho referencia en varias ocasiones. Han sido reconocidas en Galicia, especialmente en la llamada «fosa blastomilonítica» (PRIEM et al., 1966), pero también en Galicia central, en relación con la «cuenca de Ordenes» y el pequeño macizo de Lalín (DEN TEX & FLOOR, 1971; PARGA PONDAL, 1963), en Tras os Montes (RIBEIRO, 1970) y el Alemtejo (sector de Elvas-Alter do Chão, GONÇALVES, 1971), en Portugal. Se trata de intrusiones anorogénicas, ligadas probablemente a movimientos de tipo distensivo.

En relación con la orogénesis herciniana existió un importante plutonismo cuyo polo básico está representado por gabros, como el de Monte Castello, en Galicia, y diversos afloramientos en la zona de Ossa-Morena, íntimamente asociados a plutones granitoides intrusivos. Según CAPDEVILA & FLOOR (1970), basándose en el estudio de Galicia se distinguen dos grupos de granitos: granitos alcalinos, directamente ligados al metamorfismo regional y granitos calcoalcalinos formando siempre macizos netamente intrusivos, de origen más profundo, sin relación aparente con el metamorfismo regional. Dentro del primer grupo hay todos los estados, desde migmatitas y granitos migmáticos autóctonos, hasta los granitos de dos micas alóctonos y homogéneos. Dentro de este mismo grupo puede distinguirse entre los granitos de dos micas generalmente parautóctonos, con un importante cortejo filoniano, y granitos de dos micas, con megacristales, intrusivos, con complejo filoniano restringido. Dentro del grupo de granitos calcoalcalinos puede distinguirse entre unas granodioritas precoces y otras tardías.

Las relaciones con la orogénesis son complejas. Los granitos alcalinos pueden ser anteriores, simultáneos o posteriores a la fase que deforma la esquistosidad principal, pero anteriores a las fases tardías. De los granitos calcoalcalinos, las granodioritas precoces forman macizos alargados, son porfíroides y presentan estructuras orientadas, mientras que las granodioritas tardías se presentan en macizos circunscritos netamente postectónicos. Las determinaciones radiométricas existentes dan edades de 340 ± 10 m.a. para los granitos más antiguos, contemporáneos con la primera deformación, de 298 ± 10 m.a. y para granitos contemporáneos con la segunda fase herciniana, y de 280 ± 10 m.a. para los granitos postectónicos (MENDES, 1968; PRIEM et al., 1970; CAPDEVILA & VIALETTE, 1965, 1970). En el mapa se han representado como postectónicos sólo los granitos del último grupo (granodioritas tardías), reuniéndose todos los demás en un solo grupo de granitos sin- y tarditectónicos.

Fuera del ángulo NO. de la Península los granitos son menos conocidos, no obstante parece que los granitos sintectónicos son mucho menos abundantes, como puede apreciarse en el mapa.

Metamorfismo.—El metamorfismo herciniano está representado sobre todo por facies de baja presión, esto no obsta para que a lo largo de ciertas alineaciones aparezcan rocas correspondientes a facies de presión intermedia e incluso alta (CAPDEVILA, 1969; BARD, 1969; BARD, CAPDEVILA & MATTE, 1971). Se ha citado metamorfismo de alta presión en una franja estrecha a lo largo del antiformal del «ollo de sapo» y localmente de presión intermedia y alta en Galicia y N. de Portugal, sin haberse establecido aún una sistematización. También se ha reconocido un metamorfismo de presión intermedia en algunos sectores de la zona de Ossa-Morena y Sistema Central.

En cuanto a la posición de las isogradas sería prematuro dar una síntesis general de todo el Macizo, y únicamente pueden avanzarse algunos rasgos. En la zona N. (zonas cantábrica y asturoccidental-leonesa) se observa un ascenso bastante regular de las isogradas desde la zona cantábrica, exenta de metamorfismo, hasta la parte más occidental (ver fig. 4) de la zona asturoccidental-leonesa, donde se alcanza la isograda de la sillimanita. En Galicia y N. de Portugal se alcanza, por lo menos en amplios sectores, la facies anfíbolítica-granatífera. Existe, pues, una zona con un máximo de metamorfismo, centrada en el ángulo NO. de la Península. Más al S. la distribución parece menos regular. Amplios sectores de la zona centroibérica se mantienen dentro de la zona de la clorita, mientras que en la zona de Ossa-Morena alternan zonas prácticamente exentas de metamorfismo con otras en las que se encuentran rocas de alto grado de metamorfismo; en el borde S. de esta zona (umbral de Aracena) se entra de lleno en la facies granulítica. La zona surportuguesa parece uniformemente afectada por un metamorfismo de bajo grado.

Metalogenia.—La actividad magmática herciniana (sensu lato) estuvo acompañada del desarrollo de procesos metalogénicos, importantes en bastantes casos (SIERRA & ORTIZ, 1971).

1) Yacimientos ligados al volcanismo preorogénico.—Al volcanismo preorogénico corresponden dos de los yacimientos más importantes del mundo en sus respectivos géneros: los de cinabrio de Almadén y los de diversos sulfuros (piritas, sobre todo) de la faja piritífera de la zona surportuguesa. Los estudios más recientes (SAUPE, 1967) muestran que las mineralizaciones de cinabrio de Almadén, si bien vinculadas a un metalotecto litológico bien definido («cuarcita del Criadero»), se deben a procesos exhalativos ligados al volcanismo silúrico de la región. En cuanto a la génesis de las piritas de la faja piritífera, aparece indiscutiblemente como consecuencia de procesos exhalativos-volcánicos submarinos, desarrollados al iniciarse el Carbonífero (ROMMER, 1873; KLOCKMANN, 1895; KINKEL, 1962; STRAUSS, 1970). Esta faja aflora desde Caveira (Loural) hasta el borde de la depresión del Guadalquivir, a lo largo de más de 300 Km.; en ella se encuentran las mayores reservas de pirita conocidas en el mundo (cerca del 75 por 100). La mena se presenta en masas estratiformes concordantes, encajadas en el complejo vulcanosedimentario. Las piritas tienen leyes de cobre que en varios puntos (Río Tinto, etc.) permiten el beneficio de este metal. Hacia las márgenes las piritas pueden pasar a menas complejas bandeadas, con esfalerita y galena, además de pirita y calcopirita. Existen, además, masas lenticulares de menas de manganeso (carbonatos, silicatos y óxidos) generalmente asociados a jaspes. Sus relaciones genéticas con las rocas volcánicas han sido admitidas por STRAUSS (1970). Así pues, sulfuros y menas de manganeso aparecen como resultado de procesos que de modo inmediato son sedimentarios, desarrollados en los fondos marinos anómalamente enriquecidos por dichas exhalaciones volcánicas, y se integran como unos estratos más, si bien de composiciones especiales, dentro del complejo vulcanosedimentario carbonífero de la faja piritífera.

Los demás yacimientos debidos a la actividad volcánica preorogénica en el ámbito del macizo ibérico son bastante menos importantes. Ligados al vulcanismo cámbrico se pueden citar los yacimientos de pirita y de menas bandeadas BPG, con calcopirita y varios de menas de cobre y otros metales, de la parte S. de la zona de Ossa-Morena (Jerez de los Caballeros-Burguillos del Cerro, etc.) y posiblemente los yacimientos de cinabrio de Usagre y otros más o menos estratiformes situados en las calizas del Cámbrico Inferior, sin perjuicio de reconocer a estas rocas su papel fundamental de metalotecto. Con el vulcanismo ordovícico pueden verosímilmente relacionarse los yacimientos de estibina de Sierra Morena (SIERRA & ORTIZ, 1971), así como las concentraciones antimoníferas («protoyacimientos») de la Sierra del Caurel (GUILLOU, 1971) y de la Sierra de la Culebra, en la rama N. del orógeno. El papel metalogenético del vulcanismo preorogénico en otras partes de la Península, aunque faltan estudios adecuados para valorar su importancia, puede anticiparse que debió ser mucho menor que en los casos referidos.

Dado el carácter preorogénico de estos yacimientos, las actuales características mineralógicas, y en diversos casos también las morfológicas de los mismos, no reflejan exactamente las originarias. Los efectos de la tectonización, del metamorfismo y de removilizaciones debidas a la circulación

de fluidos postmagmáticos del plutonismo y del vulcanismo posteriores, han podido enmascararlos en mayor o menor grado. Con dichas removilizaciones ha podido llegarse incluso a la génesis de nuevos yacimientos bien individualizados.

2) Yacimientos ligados al plutonismo y vulcanismo subsecuente.—Son todavía insuficientes los datos de que se dispone para deslindar los efectos del plutonismo herciniano y los del vulcanismo subsecuente. Con el plutonismo herciniano están relacionados numerosos yacimientos, muy variados en cuanto a características morfológicas y sobre todo de composición. De todos modos, salvo en pocos casos, como en Panasqueira y Borralha (wolframio) y, hasta cierto punto, el del campo filoniano de Linares, estos yacimientos no tienen una categoría tan notable a escala mundial como los vulcanógeno-sedimentarios antes referidos de Almadén y de la faja piritífera.

Los diversos tipos y variedades de granitoides que han sido distinguidos tienen características diferentes en cuanto a metalotectos. En Galicia (CAPDEVILA & FLOOR, 1970; CAPDEVILA, 1969; SIERRA & ORTIZ, 1971), los granitos de tendencia alcalina, de dos micas, intrusivos, con sus cortejos filonianos, constituyen el principal metalotecto de las mineralizaciones de Sn-W, de modo análogo a lo que se observa en Bretaña. Las granodioritas tardías constituyen un metalotecto de mineralizaciones más variadas. Además de Sn y W pueden encontrarse en ellas las de Mo, Au, Cu, Nb, Ta, Bi, etc. En muchos casos estas mineralizaciones se acompañan de turmalinizaciones y caolinizaciones de gran intensidad.

En la zona asturoccidental-leonesa el plutonismo ha alcanzado escaso desarrollo. Con el plutón de Boal están relacionadas las mineralizaciones de Au y scheelita (LLOPIS, 1961).

Más al S., en la zona centroibérica, las mineralizaciones ligadas al plutonismo son en general más variadas aún. Se pueden citar como ejemplos interesantes las de apatito y de ambligonita del sector de Logrosán (Cáceres), y las de Pb, en bastantes casos acompañadas de Ag, Sb, Zn, que se encuentran en numerosas localidades, pero que no tienen importancia.

En el límite de la zona centroibérica con la de Ossa-Morena, el batolito de Los Pedroches constituye un caso aparte, por la gran variedad de las mineralizaciones que, por lo menos en relación espacial, aparecen asociadas al mismo (TAMAIN, 1972). Por su importancia se deben citar las del campo filoniano de Linares (AZCARATE & ARGÜELLES, 1971), caracterizadas por el fuerte predominio del Pb. Hacia el O. van apareciendo, dentro del propio batolito y/o en sus márgenes, otras mineralizaciones de Pb, U, Cu, Bi, W, Sn, etcétera.

En la zona de Ossa-Morena los yacimientos son también numerosos y variados. Es probable además que el plutonismo haya jugado un papel en la removilización de concentraciones anteriores situadas en las rocas afectadas por las intrusiones. Sea como sea y sin pretender más que citar unos ejemplos, pueden señalarse los yacimientos de menas de Cu, Ag, Pb, Zn, de fluorita, baritina y especialmente, por su interés económico, los de magnetita. Estos últimos pueden ser pirometasomáticos (en el contacto de las

calizas del Cámbrico Inferior con el granito) que son los más ricos (Cala) en masas segregadas en el seno de las rocas ígneas (Burguillos del Cerro, etcétera), o bien de otros tipos.

Los plutones del N. de la zona surportuguesa presentan también mineralizaciones de sulfuros (BPG, más menas de Cu, Ag, etc.) que pueden tener cierta importancia (Castillo de las Guardas, etc.).

Como ya se ha dicho, es difícil deslindar bien el papel metalogénico del volcanismo subsecuente y el del plutonismo. Parece en conjunto que el papel del volcanismo subsecuente no ha sido demasiado importante y que en bastantes casos se ha limitado a favorecer ciertas removilizaciones en función de la circulación de los fluidos acompañantes.

5 LAS AREAS DE PLATAFORMA Y CORDILLERAS DE TIPO INTERMEDIO

El macizo herciniano ibérico formó a lo largo de todo el Mesozoico un área con tendencia a la elevación, rodeada por zonas de sedimentación marina; los mares mesozoicos avanzaron, según las diferentes épocas, más o menos profundamente hacia el interior del macizo. La falta de sedimentación y/o la erosión posterior han mantenido el macizo ibérico esencialmente desprovisto de cobertera. Los bordes del macizo y de la zona de plataforma que lo rodea presentan importantes diferencias. Mientras al N. y al O. el macizo ibérico y su orla mesozoica acaban frente a áreas oceánicas, por el SE. está bordeado por una cadena de tipo alpino y su prefosa, y por el E. pasa a una extensa plataforma deformada en grado variable hasta llegar incluso a formar una cadena de tipo intermedio, como la Cordillera Ibérica.

5.1 LA ORLA ORIENTAL: LA PLATAFORMA AL E. DEL MACIZO IBERICO Y LA CORDILLERA IBERICA

Al E. del macizo ibérico se extiende una amplia plataforma que alcanza el Mediterráneo. Dentro de ella pueden distinguirse varias unidades de significación muy diferente: 1) las depresiones terciarias de la meseta; 2) la Cordillera Ibérica; 3) las cadenas catalanas, y 4) la cuenca del Ebro.

Las depresiones terciarias de la meseta.—Se trata de dos grandes cuencas, las del Duero o de Castilla la Vieja al N., y la de Castilla la Nueva al S. Ambas cuencas están separadas por la Cordillera o Sistema Central, relieve constituido por bloques elevados del zócalo, con una disposición asimétrica: abruptos escarpes hacia el S. y hundimiento gradual hacia el N. (BIROT & SOLE, 1954 a; SOLE, 1952). Ambas cuencas están rellenas por materiales continentales y lacustres terciarios, que hacia el E. y SE. se apoyan sobre los del Mesozoico de la orla oriental del macizo ibérico, mientras que hacia el O. rebasan el límite occidental del Mesozoico y pasan a apoyarse directamente sobre el zócalo.

La estructura de la cuenca de Castilla la Vieja es sencilla. Los materiales neógenos tienen una disposición tabular, prácticamente inalterada en toda

su extensión. En la parte oriental de la cuenca, donde afloran los terrenos mesozoicos y paleógenos, puede advertirse la existencia de ligeras discordancias que atestiguan una débil deformación de dichos terrenos, la cual en su mayor parte debió ocurrir hacia el final del Oligoceno, al mismo tiempo que los plegamientos principales de la Cordillera Ibérica. Es, por lo demás, en la proximidad de ésta donde las deformaciones se acentúan, y puede así existir una transición gradual de uno a otro dominio (SCHROEDER, 1930).

La cuenca de Castilla la Nueva tiene una estructura algo más complicada y variada. Falta en ella la fundamental unidad anterior. Comprende en realidad varios elementos heterogéneos. Al N., entre el Sistema Central y los Montes de Toledo, la estructura es la de una gran fosa tectónica (ALIA, 1960), la fosa del Tajo. El desnivel entre el fondo de ésta y los bloques limítrofes de la Cordillera Central puede alcanzar, y aún rebasar, los 3.000 m., a la altura de las sierras de Gredos y Guadarrama, y disminuye progresivamente hacia el NE. Por el S., el zócalo asciende paulatinamente hacia La Mancha, donde afloran ya la cobertera mesozoica, y finalmente el propio zócalo.

Separadas de la cuenca de Castilla la Nueva propiamente dicha se encuentran otras depresiones, de las cuales la más extensa es la de Badajoz, que contienen también un relleno más o menos importante de materiales terciarios. Pueden representar estructuras análogas a las de la cuenca terciaria de Castilla la Nueva, pero faltan aún estudios detallados para poder precisar sus características estructurales.

La Cordillera Ibérica.—Esta Cordillera constituye un ejemplo de cordillera de tipo «intermedio». En ella, a pesar del gran espesor de sedimentos mesozoicos depositados en algunos puntos y a pesar de existir en ella zonas bastante intensamente deformadas, ni la evolución sedimentaria ni el estilo tectónico son los propios de una cordillera del sistema alpino (RICHTER & TEICHMÜLLER, 1933). A ello puede añadirse la falta de metamorfismo y la falta casi total de una actividad magmática postherciniana.

La Cordillera Ibérica es una típica cordillera de zócalo y cobertera. Los materiales del zócalo están formados por rocas precámbricas que afloran en poca extensión, y por rocas paleozoicas (LOTZE, 1929; COLCHEN, 1970). Las características de estos materiales los relacionan con la zona asturoccidental-leonesa del macizo ibérico. Los materiales de cobertera están formados por una serie mesozoica y paleógena más o menos completa y sin discordancias angulares, por lo cual todo el conjunto ha sido representado con un solo símbolo en el mapa (A_3). De todos modos, esto no significa que no se produjeran cambios notables en la cuenca de sedimentación a lo largo del Mesozoico, cambios relacionados con la formación de fracturas. Estos movimientos tuvieron lugar principalmente en el Cretáceo Inferior, en dos pulsaciones: entre el Portlandiense y el Neocomiense unos, e inmediatamente antes del Albiense otros. El resultado fue un importante cambio en la paleogeografía del Cretáceo con respecto a la del Jurásico.

A pesar de estos movimientos intramesozoicos, no es hasta el Terciario

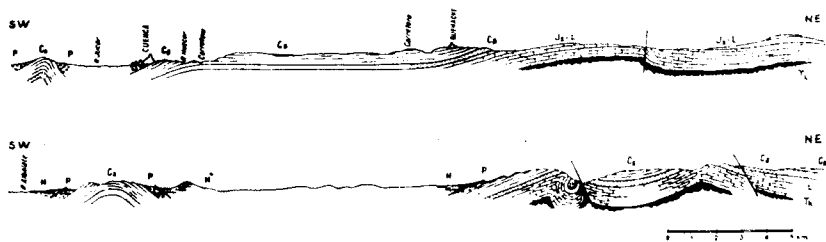


Fig. 7.—Cortes a través de la Serranía de Cuenca (borde SO. de la Cordillera Ibérica; según RIOS, GARRIDO & ALMELA, 1944, *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*). T_k, Keuper; L, Lias; J_{s-L}, Jurásico indiferenciado; C_s, facies Utrilla (Albense); C_s, Cretáceo Superior; P, Paleógeno; N, Neógeno.

cuando se produce la verdadera deformación en el ámbito de la Cordillera Ibérica. La discordancia que se observa de un modo general en todo el ámbito de la cordillera es la discordancia pre-aquitaniense (RIBA & RIOS, 1960-62), que separa los materiales de cobertera deformados de los materiales posttectónicos. Localmente se observan, además, algunas señales de compresión de edad miocena (A₄; por ejemplo, al N. de la Sierra de La Demanda, COLCHEN, 1966, o en Daroca, JULIVERT, 1954).

Las estructuras resultantes muestran las características de una tectónica de zócalo y cobertera (RICHTER & TECHMÜLLER, 1933). El zócalo se fracturó en bloques, y en algunos casos llega a cabalgar claramente a los materiales de cobertera. La cobertera en parte se adapta a la estructura del zócalo, dando estructuras de revestimiento, pero en parte también se pliega, a favor de despegues más o menos importantes, localizados en los niveles de rocas más plásticas. Fajas plegadas y áreas tabulares coexisten en la cordillera. Los pliegues muestran una dirección general de NO. a SE. en la parte septentrional de la cordillera. Hacia el S. parte de ellos van torciendo para tomar una dirección N.-S. que conservan hasta encontrarse con la zona subbética, en el dominio de la Cordillera Bética, donde las estructuras llevan una dirección OSO.-ENE.; el enfrentamiento entre las dos direcciones permite señalar el límite entre los dominios subbético (A₄) e ibérico (A₃). Los haces de pliegues próximos a la cuenca del Ebro, en cambio, van tomando una dirección primero O.-E. y luego se dirigen de SO. a NE., enlazando con los pliegues del extremo meridional de las Cadenas Catalanas (HANNE, 1930).

Finalmente, un rasgo queda por subrayar del dominio de la Cordillera Ibérica, es el hecho de que en el Neógeno, este dominio fue afectado por la tectónica de fractura que se desarrolló sobre grandes áreas de Europa y del Mediterráneo occidental, indistintamente pertenecientes o no al dominio de las cordilleras alpinas. Esta tectónica, de tipo distensivo, fue la que originó la larga depresión de Calatayud-Teruel (JULIVERT, 1954) y la complicada estructura en bloques de la parte valenciana de la cordillera (BRINKMANN, 1931).

La cuenca del Ebro.—Queda comprendida entre el Pirineo, la Cordillera Ibérica y las Cadenas Catalanas y se comunica con la cuenca del Duero a través de un estrecho corredor al N. de la Sierra de La Demanda.

En el subsuelo de la cuenca del Ebro debe existir un Mesozoico, por lo menos en forma discontinua (RIOS, 1959), pero de su distribución y espesores poco puede afirmarse por el momento. El relleno de la cuenca está formado por materiales marinos (parte N., Eoceno) y continentales (Oligoceno, Mioceno). Los sedimentos de los bordes de la cuenca tienen carácter molásico, carácter que pierden hacia el interior. El Paleógeno presenta un nivel de evaporitas que da lugar cerca del borde pirenaico a varios anticlinales de núcleo evaporítico, incluso con extrusión de sal en algunos puntos (Cardona) (MARIN, 1926; RIBA, 1967).

Los datos de subsuelo de que se dispone no permiten aún dar la estructura de la superficie límite entre zócalo y cobertera, aunque sí puede asegurarse la existencia de fracturas que la afectan. Pueden darse en una primera aproximación las isobatas de la superficie límite entre las capas marinas y continentales; esta superficie debe representar en algunos puntos la base del Terciario, mientras que en otros separa Terciario marino y continental. Estas isobatas muestran un hundimiento de la depresión hacia el borde pirenaico, formando así una zona más hundida a lo largo del Pirineo, que en cierto modo podría considerarse una especie de antifosa atípica del Pirineo.

Las Cadenas Costeras Catalanas.—Los terrenos que afloran en las Cadenas Costeras Catalanas forman tres conjuntos distintos (LLOPIS, 1947): 1) el zócalo, que comprende terrenos desde el Cambrio-Ordovícico (y un posible Precámbrico en las Guilleries) al Carbonífero Inferior, con una buena profusión de rocas graníticas y algunas rocas volcánicas, todo ello correspondiente al ciclo herciniano; pueden distinguirse dos «pisos tectónicos» separados por una discordancia en la base del Tournaisiense (FONTBOTE & JULIVERT, 1954); 2) la cobertera, constituida por terrenos mesozoicos que adelgazan hacia el N. y, en el borde de la depresión del Ebro, por los terrenos paleógenos de la misma, que pueden llegar a apoyarse directamente sobre el Paleozoico (parte N.); 3) los terrenos postorogénicos con respecto a la orogénesis alpina, o sea, neógenos y cuaternarios, localizados especialmente como relleno de fosas.

En la terminación NE. de las Cadenas Costeras se encuentran algunos afloramientos de rocas volcánicas (basaltos *sensu lato*) de edad neógena y cuaternaria (Hostalric, Caldes de Malavella, etc.), ligados a la fracturación que originó las fosas ya citadas (SOLE, 1962).

Desde el punto de vista geológico, las Cadenas Costeras Catalanas comprenden elementos heterogéneos. En su parte SO. (Sierras de los Puertos de Beceite, Cardó, etc.) tienen las características de una cordillera de tipo intermedio y están constituidas por haces de pliegues que se conectan con la Cordillera Ibérica (HANNE, 1930; ASHAUER & TEICHMÜLLER, 1935; LLOPIS, 1947), con cuya estructura muestran similitud. Hacia el NE., en cambio, las zonas con una deformación de cierta intensidad quedan limitadas a estrechas franjas entre bloques poco deformados, en los que bajo una cobertera

mesozoica tabular, o bajo el Paleógeno del borde de la cuenca del Ebro, puede aflorar en mayor o menor extensión el zócalo paleozoico (bloques del Priorato-Prades, Gaiá, Montseny-Guilleries, etc.), llegando a formar un verdadero macizo; el macizo catalán (fig. 8). A todo esto hay que añadir aún que los materiales del borde de la cuenca del Ebro se incorporan desde el punto de vista orográfico a las Cadenas Costeras, formando relieves, frecuentemente más elevados que los de las áreas paleozoicas o mesozoicas (Montserrat, por ejemplo).

La deformación en el ámbito de las Cadenas Costeras Catalanas tuvo lugar, por lo que a su parte NE. se refiere, en el Eoceno, al igual que en el Pirineo. Hacia el SO. la edad de la deformación debe ser la misma que en la Cordillera Ibérica.

En el Neógeno los movimientos de distensión originaron una típica estructura de fosas y de bloques antitéticos (LLOPIS, 1947; FONTBOTE, 1954), delimitados por fallas normales (depresiones de La Selva, del Vallés-Panadés y del Camp de Tarragona). En definitiva, es a esta tectónica neógena a la que las Cadenas Costeras Catalanas deben en gran parte su diferenciación como gran unidad estructural y morfológica en el conjunto de la Península.

5.2 LA ORLA CANTABRICA

Bordeando el macizo ibérico por el N. existe una orla de materiales mesozoicos y terciarios de la que puede verse emergida sólo una pequeña área entre Avilés, Gijón, Oviedo y Ribadesella (KARREBERG, 1934; ALMELA & RIOS, 1962; RAMIREZ DEL POZO, 1969 *a, b*; JULIVERT, RAMIREZ DEL POZO & TRUYOLS, 1971; VIRGILI, SUAREZ-VEGA & RINCON, 1971). No obstante, las campañas de exploración llevadas a cabo últimamente en la plataforma continental (CHOLET et al., 1968; BERTHOIS et al., 1965; DAMOTTE et al., 1969; BOILLOT et al., 1970, 1971, 1972; BOILLOT & ROUSEAU, 1971; BOILLOT, CRESSARD & LEPRETRE, 1972) han permitido reunir una buena cantidad de datos sobre la parte sumergida de esta orla, que se extiende por toda la plataforma continental. A partir del límite de las provincias de Asturias y Santander, en cambio, se extiende tierra adentro una amplia área mesozoica, que forma la mitad oriental de la Cordillera Cantábrica y en la cual los materiales de cobertera (Mesozoico esencialmente) alcanzan grandes espesores, del orden incluso de unos miles de metros (MENGAUD, 1920; KARREBERG, 1934; LAMARE, 1936; CIRY, 1940; RIOS, 1949, 1956; RIOS, ALMELA & GARRIDO, 1944-46; RAT, 1959 *a, b*; FEUILLÉE, 1966; RAMIREZ DEL POZO, 1971). Esta área mesozoica es muy interesante, ya que en ella se encuentran el Pirineo, la Cordillera Ibérica y el borde indeformado

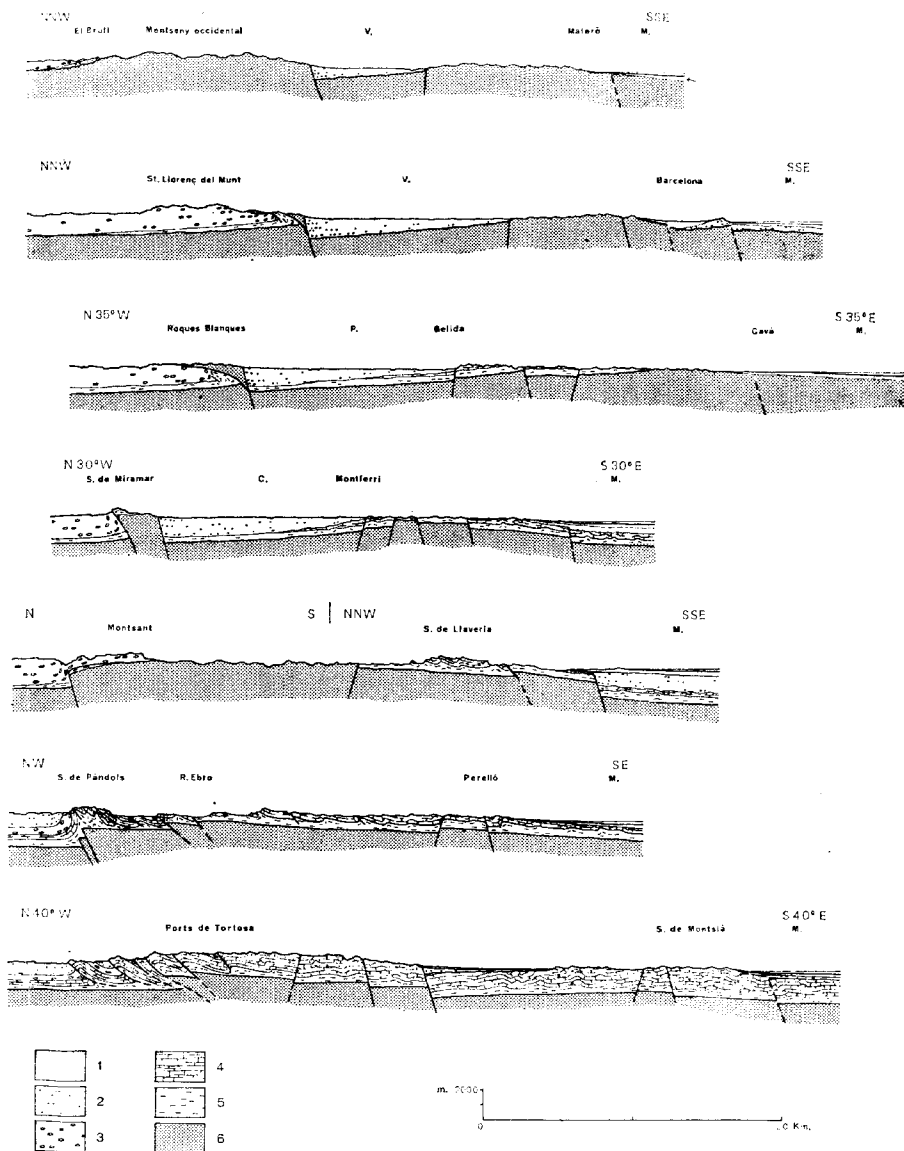


Fig. 8.—Cortes transversales esquematizados, de las Cordilleras Costeras de Cataluña según FONTBOTE utilizando datos propios y de ASHAUER, LLOPIS y TEICHMÜLLER. 1) Plioceno y Cuaternario. 2) Mioceno. 3) Eoceno y Oligoceno; en los cortes más occidentales, puede comprenderse también la parte inferior del Mioceno. 4) Jurásico y Cretáceo. 5) Triásico. 6) Zócalo herciniano. C) Depresión del Camp de Tarragona. M) Mar Mediterráneo. P) Depresión del Penedés. V) Depresión del Vallés.

(Mapa Tectónico de España y Portugal, escala 1:1.000.000.)

del macizo ibérico; la cobertera mesozoica se extiende en forma continua a través de estos tres dominios.

En cuanto a la estructura de este área hay que señalar que coexisten zonas prácticamente indeformadas y otras, más estrechas, con una deformación importante y que se han representado con el signo de las cadenas de tipo intermedio. No va a insistirse aquí sobre la estructura de estas zonas o su disposición, ya que es mejor hacerlo al tratar de la estructura del extremo occidental del Pirineo. Van a señalarse, tan sólo, a continuación algunos rasgos interesantes del área que puede considerarse de un modo más estricto como de plataforma. En primer lugar hay que señalar el gran espesor que pueden alcanzar las series de cobertera, que, con excepción de las cubetas de Miranda y Medina de Pomar, con un buen espesor de materiales oligo-miocenos, continentales, corresponden al Mesozoico. El Paleoceno (?) y el Eoceno ocupan en tierra extensiones muy reducidas, en cambio el Eoceno está bien representado en la plataforma continental, empezando según BOILLOT et al. (1971) por el Luteciense Medio con carácter discordante. En el continente, en Oviedo, el Ludiense es también ligeramente discordante sobre su substrato (LLOPIS, 1950; JULIVERT & TRUYOLS, 1969). Otro hecho a señalar es la existencia de movimientos de bloques, posiblemente en relación con una tectónica distensiva durante el Mesozoico, pero sin llegar a producir discordancias angulares. En efecto, la distribución de los afloramientos jurásicos y cretácicos evidencia la existencia de movimientos que dieron lugar a cambios paleogeográficos (JULIVERT, RAMIREZ DEL POZO & TRUYOLS, 1971) y que tuvieron lugar hacia el límite Jurásico-Cretácico e inmediatamente antes del Albiense. Esta historia mesozoica de movimientos de bloques es en todo semejante a la que se describió del ámbito de la Cordillera Ibérica. En el Oligoceno se produjo una deformación más importante, con formación de fallas inversas, aunque esta deformación no fue muy intensa, teniendo el área, desde el punto de vista tectónico, un carácter de área de plataforma. Finalmente es de señalar la presencia de diapiros de material triásico (RIOS, 1948, 1963) que forman verdaderas chimeneas, originadas por procesos halocinéticos.

5.3 LA ORLA OCCIDENTAL

Durante el Mesozoico se instaló en la orla occidental del macizo ibérico una fosa alargada de dirección NNE.-SSO., donde la serie mesozoica alcanza los 5.000 m. de espesor, en contraste con los 500 ó 1.000 m. que tiene en sus bordes. Los aportes procedían del área continental situada al E., pero también a partir de una zona emergida, situada al O. (CHOFFAT, 1896; HALLAM, 1971), de la que el archipiélago de las Berlengas es actualmente el único testimonio. Esta disposición explica la distribución de facies y es-

pesores: facies de tipo nerítico, frecuentemente arrecifales al O. de la fosa y de tipo pelágico en la zona mediana, a la vez que los espesores son mayores (RICHE, 1963).

La sucesión mesozoica se inicia por un complejo detrítico continental de edad Keuper y Rhetiense, al que sigue un complejo evaporítico del Hettangiense, responsable de los diapiros del área. La sucesión se hace después transgresiva, desde el Sinemuriense al Calloviense, siguiendo luego una regresión que da lugar a la ausencia del Oxfordiense; el Malm, incompleto, se encuentra en discordancia cartográfica sobre los terrenos más antiguos. El régimen marino apenas subsiste en la zona más profunda de la fosa, en el paso del Jurásico al Cretáceo. En la parte N. de la fosa el complejo detrítico del Cretáceo Inferior (y a veces Medio) en facies Wealdiense es discordante sobre diversos términos del Jurásico, fosilizando a veces un paleokarst. En el Cenomaniense y el Turoniense tiene lugar una nueva transgresión con importantes cambios en la paleogeografía: laguna del Cretáceo superior en la parte S. de la fosa y subsidencia con depósito del Senonense marino y fluvio-marino en el golfo de Aveiro-Coimbra.

Cerca del límite entre el Cretáceo y el Eoceno (MENDES, 1968) tuvieron lugar las intrusiones de Sintra, Sines y Monchique, a las que siguieron las erupciones, esencialmente de basaltos, de la región de Lisboa a Leira, probablemente durante el Eoceno.

En el Paleógeno se inició la individualización de las cuencas de carácter continental y lacustre del bajo Tajo y Sado, que persistieron durante el Mioceno. En la región de Lisboa el Mioceno es transgresivo y marino. Nuevas oscilaciones de menor importancia se producen a final del Mioceno y en el Plioceno (CHOFFAT, 1950).

La estructura es en general de pliegues suaves, con influencia directa del zócalo. Donde la cobertera es delgada y faltan los niveles evaporíticos, el estilo es incluso netamente tabular. En otras partes la existencia del complejo evaporítico hettangiense permite a veces una cierta autonomía en el comportamiento de la cobertera.

En líneas generales pueden distinguirse en la orla occidental tres zonas con estilos diferentes: 1) una zona de fallas submeridianas que forma el límite con el macizo ibérico y que pueden ser debidas a reactivación de una faja de fracturación tardiherciniana; 2) un sector, inmediatamente al O. de la zona anterior, con una estructura en bloques rígidos con amplias ondulaciones, separados por flexiones; 3) la fosa mesozoica, con un espeso complejo evaporítico que se traduce por la importancia de los diapiros, situados preferentemente en los taludes de la fosa, que deben corresponder a fallas directas activas durante la sedimentación. Las estructuras diapíricas incluyen núcleos salinos perforantes y cubetas de hundimiento debidas a la migración lateral de la sal. La halocinesis se manifestó desde el Dogger, pero el momento fundamental de instalación de los diapiros debió ser contemporáneo de la fracturación, que permitió el ascenso del magma basáltico del complejo volcánico, probablemente durante el Eoceno. Como consecuen-

cia, en las áreas diapíricas se localizan preferentemente domos, filones y chimeneas, intrusivas en el complejo evaporítico o en los materiales bordeando los diapiros. Los diapiros continuaron siendo más o menos activos probablemente durante todo el Terciario; el Plioceno que los fosiliza se muestra aún fuertemente deformado, si bien en áreas restringidas (ZBYSZEWSKI, 1959).

Un capítulo especial merece la Serra de Arrábida (CHOFFAT, 1908), más fuertemente deformada que el resto de la orla occidental, y que por su estructura y estilo tectónico debe ser incluida entre las cadenas de tipo intermedio, si bien por sus dimensiones tiene escasa importancia. En ella el estilo de los pliegues está muy influenciado por la presencia del complejo evaporítico que aflora en el diapiro de Sesimbra y a lo largo de algunos cabalgamientos. La deformación se produjo en dos pulsaciones principales, una ante-helveciense y otra post-tortonense.

Finalmente hay que hacer mención a los macizos de Sintra, Sines y Monchique, que corresponden a estructuras anulares subvolcánicas que datan del límite Cretáceo-Eoceno y que probablemente están alineadas según una falla de rumbo («strike-slip fault»), de dirección NNO.-SSE. y movimiento dextral. La intrusión de Sintra se refleja en la cobertera por un domo alargado en dirección E.-O. y con el flanco N. inverso. Presenta una aureola de contacto en la cual a los efectos térmicos se unen acciones mecánicas que dan lugar a una esquistosidad bastante intensa en los calcoesquistos y conglomerados intraformacionales del Lusitaniense. El domo está rodeado por un sinclinal anular periférico (rim syncline) bien definido al S. y E., pero menos nítido al N.

5.4 LA ORLA MERIDIONAL O ALGARVIA

Se caracteriza por la existencia de una línea de flexión orientada E.-O. y que separa una zona de plataforma, con facies dolomíticas, al N., de una zona con facies de mayor profundidad y sucesiones más espesas, al S. Es posible que exista una segunda flexión situada más al S. de la primera. La evolución paleogeográfica durante el Mesozoico es en líneas generales la misma que la de la orla occidental (CHOFFAT, 1887).

Desde el punto de vista estructural se distinguen en esta orla dos dominios. Al N. de la flexión principal la estructura es tabular, con algunas fallas subverticales y algunas ondulaciones. Al S. hay una estructura moderadamente plegada, con anticlinales de dirección E.-O., levemente inclinados o cabalgantes hacia el S. Materiales evaporíticos del Hettangiense se inyectaron en las superficies de cabalgamiento y se manifiestan también en el diapiro de Loulé. En cuanto a la edad de la deformación, tan sólo puede decirse que el Cretáceo Medio está afectado y que el Vindoboniense es

discordante y se inclina muy suavemente hacia el S. (RICHE, 1962). Son frecuentes las manifestaciones de vulcanismo básico, encontrándose extrusiones y filones-capas en la base del Jurásico y chimeneas y filones ligados a fracturas N.-S., posteriores al Cretáceo Inferior y que deben ser, por lo menos en parte, contemporáneas al complejo volcánico de Lisboa.

6 LAS CORDILLERAS DEL SISTEMA ALPINO

Dos son las cordilleras de la Península Ibérica que pueden considerarse como parte del sistema alpino *sensu lato*: el Pirineo y la Cordillera Bética.

La Cordillera Bética, aunque posee peculiaridades que la diferencian de otras de las cordilleras constituyentes del sistema alpino (por ejemplo, desarrollo y posición del vulcanismo preorogénico; características de los mantos, en parte), encaja bien dentro del estilo general de estas cordilleras. Su complicada estructura de mantos y el metamorfismo de edad alpídica que afecta a sus zonas internas son características comunes con los demás segmentos del sistema.

El Pirineo, en cambio, se manifiesta como una cordillera mucho más particular, tanto por su evolución como por su estructura, dimensiones e incluso posición. Su estructura bilateral, con una zona axial paleozoica bordeada por dos ramas de vergencias opuestas, todo ello formando una cordillera de una anchura más bien moderada, contrasta con la estructura de cordilleras como los Alpes, Cárpatos, Béticas o Rif.

6.1 LA CORDILLERA BÉTICA

La Cordillera Bética constituye la gran unidad estructural del S. de la Península Ibérica, y se extiende desde las costas de Cádiz hasta las costas meridionales de la región valenciana, encontrándose su prolongación oriental en las Islas Baleares. Su prolongación por el SO. ha sido objeto de discusiones, pero actualmente es indudable que las zonas internas se continúan a través del estrecho de Gibraltar y enlazan con las zonas internas de la Cordillera Rifeña (DIDON et al., 1973). También existe continuidad para las unidades del Campo de Gibraltar.

En la Cordillera Bética se suelen distinguir tres bandas o unidades principales, alargadas aproximadamente de OSO. a ENE.: 1) la zona prebética, que se extiende desde las cercanías de Martos (Jaén) hasta el cabo de La Nao; 2) la zona subbética (s. lat.), situada al S. de la anterior, pero que se prolonga, además, hacia el O. hasta el golfo de Cádiz; 3) la zona bética (en sentido estricto), llamada también, aunque impropriamente, «penibética» por bastantes geógrafos, situada entre la anterior y las costas mediterráneas desde Estepona hasta el Cabo de Palos.



Fig. 9.—Corte general esquematizado a través de la parte central de la Cordillera Bética. Según FONTBOTE, utilizando datos de diversos autores, especialmente de L. GARCIA-ROSSELL, E. PUGA y F. ALDAYA. 1) Zócalo herciniano. 2) Terrenos post-orogénicos (Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario). 3) Aquitano-Burdigaliense de la zona Prebética y de la depresión del Guadalquivir. 4) Mesozoico autóctono (borde de la meseta, depresión del Guadalquivir, y tegumento del zócalo, en áreas más meridionales), y paraúctono (prebético externo). 5) Prebético interno. 6) Cretáceo Superior y Nummulítico transgresivos, de la zona subbética. 7) Subbético externo. 8) Subbético medio. 9) Subbético interno. 10) Unidades alóctonas del Guadalquivir y su continuación meridional en la zona subbética. 11) «Dorsal Bética» y unidades afines. 12) Formaciones flyschoides de atribución dudosa, en el frente bético. 13) Complejo maláguide. 14) Complejo alpujarride *s. str.* 15) Unidad de Lújar y afines. 16) Elementos superiores del complejo nevadofilábride (Unidad de Las Sabinas, de la Caldera, etc.). 17) Complejo nevadofilábride (Unidad de Sierra Nevada). 18) Contactos por cabalgamiento y por corrimiento. 19) Retrocabalgamientos y fallas inversas, de edad posterior a los anteriores. L. U.) Loma de Ubeda. R. G.) Río Guadalquivir. S. M.) Sierra Mágina. S. A.) Sierra Arana. S. N. Sierra Nevada. M. M.) Mar Mediterráneo.

Como en otras cordilleras alpinas, en la Cordillera Bética estas unidades pueden quedar agrupadas en dos conjuntos: las zonas externas (prebética y subbética s. lat.), en las cuales las estructuras de plegamiento y de mantos de corrimiento de edad alpina afectan sólo los materiales de la cobertera, de edad posterior al Paleozoico; y las zonas internas (la bética, s. str.), en las cuales las estructuras alpinas afectan conjuntamente a los materiales mesozoicos y a los de edad anterior. Además, en las zonas internas y en grado diverso, según las unidades de segundo orden que comprenden, se han desarrollado procesos de metamorfismo de edad postpaleozoica.

Además de las unidades que se acaban de enunciar, y que en cierto modo constituyen sus elementos fundamentales, la Cordillera Bética comprende otros elementos estructurales más o menos autónomos con respecto a los anteriores. Estos son: 1) las llamadas unidades o complejo del Campo de Gibraltar y otras afines situadas más al E., conjunto de mantos de corrimiento cuya procedencia (de las zonas externas, de las internas o de otro dominio ultrabético) es discutida; 2) la depresión del Guadalquivir, que con características de antefosa bordea la Cordillera Bética y la separa del macizo ibérico; 3) las depresiones interiores, cuya individualización tiene origen tectónico, pero cuyo desarrollo es de edad más tardía que la estructura de plegamiento y de mantos de corrimiento antes referidos; son, por ejemplo: las depresiones de Granada, de Guadix, del Bajo Segura y otras.

La zona prebética.—La zona prebética aflora sólo en la mitad oriental de la Cordillera Bética. Al O. de Martos ya no se encuentra ningún afloramiento más atribuible a este dominio, aunque puede suponerse que la zona prebética continúa aún más hacia el O., por debajo de los materiales de la zona subbética, ya que el sondeo de Nueva Carteya cortó por debajo de estos últimos una serie parecida a la del Jabalcuz (Jaén), atribuida a la zona prebética. Más al O. no se conocen más testigos y parece que esta zona no está representada. Si no lo estuvo nunca, o bien si la erosión la hizo desaparecer antes del depósito del Mioceno de la depresión del Guadalquivir, es una cuestión que por ahora queda sin aclarar. Hacia el E., como se verá más adelante, la zona prebética tiene su continuación en las islas Baleares.

En la zona prebética no aflora el zócalo pre-mesozoico. La cobertera comprende los terrenos mesozoicos y del Terciario (FALLOT, 1948; LOPEZ-GARRIDO, 1971; CHAMPETIER, 1972; JEREZ, 1973), hasta el Mioceno Inferior inclusive. La serie estratigráfica es, en general, más completa y más potente hacia el S.; las facies son continentales y marinas de aguas someras: calizas, dolomías, margas y areniscas son las rocas más abundantes. En diversos sectores próximos a la Cordillera Ibérica, y a la cobertera tabular del tipo de plataforma de la Meseta, la serie estratigráfica prebética recuerda la de estas unidades, con las cuales existe continuidad desde el punto de vista estratigráfico, aunque no desde el punto de vista tectónico (FALLOT, 1948).

Considerada la serie prebética en su conjunto, resaltan sus características propias de un dominio paleogeográfico cuyas condiciones serían bas-

tante aproximadamente las de una plataforma. Únicamente en ciertos sectores más internos (Jabalacruz-Los Villares, por ejemplo) la subsidencia llegó a ser muy importante (más de 5.000 m. de potencia del conjunto del Jurásico y Cretáceo Inferior), y la sedimentación acredita condiciones de alguna mayor profundidad con afinidades a la de alguno de los surcos subbéticos (BUSNARDO, 1960-62; SANZ DE GALDEANO, 1973).

Las rocas magmáticas faltan casi totalmente en esta zona. En realidad, sus afloramientos corresponden a manifestaciones del volcanismo postorogénico y en ningún caso se trata de rocas volcánicas propias de geosinclinal.

La estructura tectónica de la zona prebética es relativamente sencilla. En ella las evaporitas del Triás han jugado un papel importante, tanto como nivel de despegue durante el plegamiento como por su comportamiento halocinético. La estructura fundamental es esencialmente la de una cobertera más o menos despegada del zócalo a nivel del Triás, y plegada con poca intensidad, salvo en algunos sectores (Jaén, parte externa de la Sierra de Cazorla, etc.). También otros niveles de rocas incompetentes (margas del Cretáceo Inferior, etc.) han facilitado despegues importantes en varios sectores. Los pliegues muestran vergencia general hacia el exterior de la Cordillera, y presentan una cierta variedad de formas, según las características locales de la serie estratigráfica. Como se ha aludido ya en la referencia estratigráfica, esta estructura tiene una edad bastante precisamente conocida: del límite entre el Mioceno Inferior y el Superior o ligeramente superior a dicho límite (BRINKMANN & GALLWITZ, 1933; FALLOT, 1948; LOPEZ GARRIDO, 1971, FOUCAULT, 1971).

Con anterioridad a la tectónica compresiva, la zona prebética había sido afectada por fallas normales en algunos sectores (antes del depósito de la formación de Utrillas, de edad aproximadamente albense) (FOUCAULT, 1965; LOPEZ GARRIDO, 1971) y por el desarrollo de estructuras halocinéticas, cuyas características e importancia no están aún suficientemente conocidas.

Con posterioridad al plegamiento, pero no mucho después (en el mismo Mioceno Superior, con toda probabilidad), se produjeron fallas de rumbo (strike-slip faults), numerosas en ciertos sectores (LOPEZ GARRIDO, 1971; JEREZ, 1973), cortando la estructura de plegamiento. Entre estas fallas existen especialmente dos bastante importantes: una en Tiscas (FOUCAULT, 1965) (valle del Guadiana Menor) y otra en el sector de Peñas de San Pedro; ambas afectan también la zona subbética, por lo menos al borde de ésta. Estas fallas guardan estrecha relación con los notables cambios de dirección que presentan los pliegues de la zona prebética, principalmente en ambos extremos del llamado cerro de Alcaraz. Y, también, con algunas alineaciones de diapiros, como ocurre en Villena.

La zona subbética.—Tampoco existen en esta zona afloramientos de terrenos paleozoicos o más antiguos. Los terrenos mesozoicos constituyen una serie estratigráfica de facies francamente marina desde el comienzo del Lías (BLUMENTHAL, 1933; FALLOT, 1931-34, 1948). El Triás es parecido al de las otras unidades de la Península situadas más al N., pero la mayor

abundancia relativa de margas y arcillas le confiere unas características peculiares (tipo «germano-andaluz»). En el Jurásico y en el Cretáceo Inferior predominan margas, margocalizas y calizas de facies pelágicas. En el Dogger y/o en el Malm se encuentran también radiolaritas, aunque no en todos los sectores de la zona. Entre el Cretáceo Inferior y el Superior es muy general un hiato sedimentario, que debe relacionarse con una etapa del diastrofismo (GARCIA-DUEÑAS, 1969), cuya importancia no está aún bien valorada. El Cretáceo Superior está formado por margocalizas en parte rojo salmón (FALLOT, 1943) del tipo «couches rouges», tan característico de numerosos dominios de las cordilleras alpinas. El Eoceno y el Oligoceno están representados, en varios sectores, por terrenos de tipo «flysch» y, en el resto, por terrenos de facies pelágicas parecidas a las del Jurásico y Cretáceo (BLUMENTHAL, 1933; FALLOT, 1945; PAQUET, 1969, etc.). El Mioceno Inferior está constituido principalmente por calizas organógenas, por margas y diatomitas.

Entre el Cretáceo Superior y el Mioceno Inferior también existen discontinuidades y hasta discordancias, según los sectores; se trata, sin duda, de la repercusión de importantes etapas de deformación, pero su sistematización y la evaluación de su trascendencia relativa no está aún bien aclarada.

En la zona subbética no existen afloramientos de rocas metamórficas ni plutónicas. Las volcánicas y subvolcánicas están bien representadas, sobre todo entre las transversales de Málaga y del Guadiana Menor. Se trata casi exclusivamente de ofitas en el Trias, y de espilitas, basaltos espiliticos y doleritas en el Jurásico (s. lat.) y Cretáceo Inferior (HAUSMANN, 1843; FALLOT, 1945; FONTBOTE & QUINTERO, 1960; GARCIA DUEÑAS, 1967, a, b).

La estructura tectónica de la zona subbética es bastante complicada. Constituye un vasto conjunto corrido hacia el N. o NO., cabalgando sobre la parte más interna de la zona prebética (BLUMENTHAL, 1927; FALLOT, 1945, 1948, etc.), pero subdividido a su vez en varias unidades cuyos frentes septentrionales solapan la margen interna de las situadas inmediatamente al N. (FONTBOTE & GARCIA-DUEÑAS, 1968; PAQUET, 1969). Algunos elementos han podido en épocas más tardías (Mioceno Inferior) desplazarse considerablemente hacia el N., y así se pueden encontrar algunos elementos subbéticos hasta en la propia depresión del Guadalquivir, por delante del frente de la zona prebética, en forma de delgados mantos gravitatorios (sector de Jaén-Ubeda-Jódar; FONTBOTE & GARCIA-DUEÑAS, 1968; GARCIA-ROSSEL, 1972) o de olistostromas (sectores más occidentales, en la depresión del Guadalquivir; PERCONIG, 1960-62; VERDENIUS, 1970; TJALSMA, 1971).

Junto al frente de la zona bética aparecen en forma discontinua algunos elementos (Sierra de las Nieves, Sierra Arana, Cavalón, etc.), que desde el punto de vista litoestratigráfico presentan bastantes afinidades con el prebético interno, y que hasta recientemente habían sido confundidos con éste. DURAND DELGA & FOUCAULT (1967), plausiblemente, distinguieron estos elementos como una unidad aparte, a la que denominaron «dorsal bética».

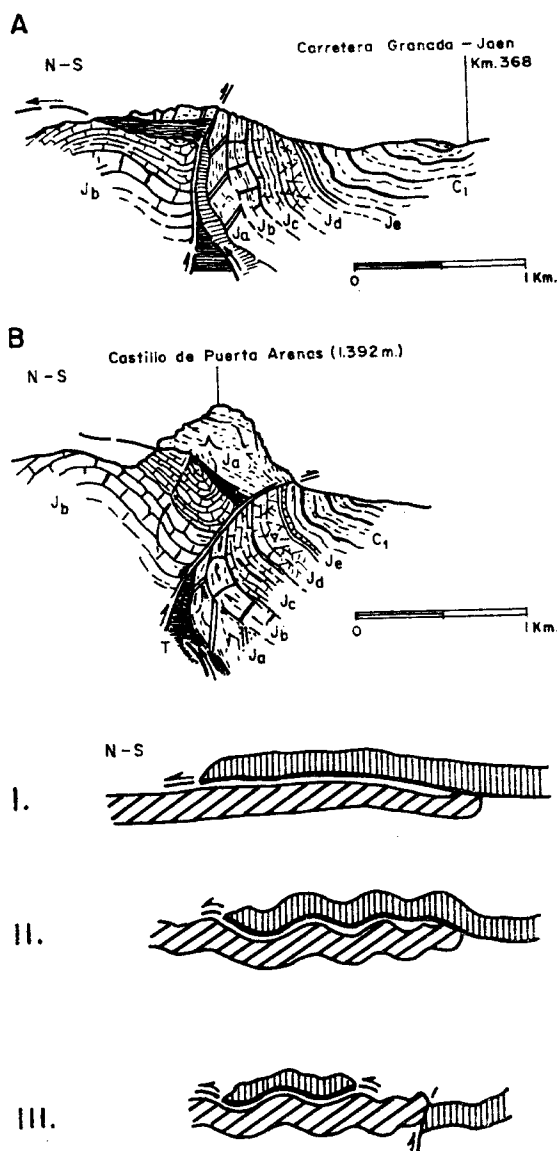


Fig. 10.—Desarrollo de retrocabalgamientos en la zona subbética, afectando las unidades corridas, en una etapa de deformación anterior. Parte superior: Detalle de las estructuras al N. de Campillo de Arenas. T, Trias; J_a, dolomías (Lías basal); J_b, calizas (Lías); J_c, margas y calizas (Aalenense-Bajocense); J_d, calizas y/o margas algo silíceas (Bathonense-Malm); J_e, Titónico; C₁, margas y margocalizas (Cretáceo Inferior). Parte inferior: Esquema mostrando la evolución tectónica, I, etapa de traslación; II, plegamiento; III, formación de fallas inversas vergentes al S. (Según GARCIA-DUEÑAS, 1969, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*)

por sus semejanzas, desde el punto de vista estratigráfico, con la llamada dorsal calcárea, de Marruecos. Para los autores citados, esta unidad correspondería a un dominio paleogeográfico de posición intermedia entre los del subbético y del bético. No obstante, por sus afinidades con la cobertera del complejo maláguide, también podrían atribuirse estas unidades al mismo conjunto; en este caso se trataría ya de elementos pertenecientes a las zonas internas. Faltan elementos de juicio definitivos, para resolver esta importante cuestión.

Con posterioridad al desarrollo de la estructura de mantos de corrimiento, que tiene clara vergencia hacia el exterior de la cordillera, es decir, hacia el N. y NNO., el ámbito subbético quedó afectado por otra notable etapa de deformación, en la cual se originaron importantes fallas inversas y cabalgamientos de vergencia opuestas (fig. 10), es decir, hacia el S. o SSE. (BLUMENTHAL, 1934; GARCIA-DUEÑAS, 1969). Esta circunstancia, más la existencia de estructuras de tipo halocinético y hasta diapírico s. str. (GARCIA-DUEÑAS, 1970), además de pliegues y fallas de edades diversas (incluyendo accidentes desarrollados en la etapa geosinclinal) complica notablemente el detalle de la estructura de la zona subbética. Los rasgos generales de esta estructura, sin embargo, fueron determinados sobre todo en tres etapas: hacia el Cretáceo Medio; otra en el Eoceno Superior y/o Oligoceno; y otra entre el Burdigaliense y el Vindobonense o ya en el Vindobonense más bajo. Más tarde, en el Mioceno Superior y en el Plioceno (y no puede excluirse el Cuaternario totalmente) se han desarrollado pliegues de gran radio y fallas, con creciente independencia respecto a los rasgos estructurales anteriores.

La zona bética.—Contrariamente a lo que se observa en las dos zonas precedentes, en la zona bética s. str. los terrenos de edad paleozoica y posiblemente más antigua, representados principalmente por rocas metamórficas, afloran en grandes extensiones. En algunos sectores (Serranía de Ronda) afloran también importantes masas plutónicas ultrabásicas (ORUETA, 1917). En otros sectores (complejo de Málaga) el Paleozoico Medio y Superior es apenas o nada metamórfico y ha proporcionado fósiles (BLUMENTHAL, 1949; KOCKEL & STOPPEL, 1962).

Los terrenos secundarios, salvo en el complejo de Málaga (AZEMA, 1961), están limitados al Trías. En una parte considerable de la zona bética (complejo alpujárride) el Trías presenta unas características peculiares (FALLOT, 1931-34): Trías Inferior, constituido por filitas, con algunos lentejones de cuarcitas y de anhidrita; Trías Medio y Superior, representados por una potente formación de calizas y dolomías. Es la zona bética la única de la cordillera en la cual se manifiestan efectos de metamorfismo regional correspondiente al ciclo alpídico, que llegan a afectar incluso al Trías en varias de las unidades.

En el ámbito de esta zona se desarrolló una importante actividad volcánica y subvolcánica. Existen tanto rocas básicas como intermedias y ácidas. Las correspondientes a las erupciones anteriores a la orogénesis alpídica se presentan en general profundamente transformadas por el metamorfismo

regional. Las postorogénicas constituyen extensos afloramientos entre Almería y el mar Menor, y están relacionadas con la tectónica de fractura reciente.

La estructura tectónica de la zona bética es complicada. Se caracteriza fundamentalmente por la superposición de mantos de corrimiento cuyas traslaciones alcanzaron varias decenas de kilómetros. A grandes rasgos, tres grandes unidades o conjuntos superpuestos pueden ser distinguidos en esta zona. Del más profundo al más superficial son los siguientes:

1.º El complejo nevado-filábride, constituido por rocas metamórficas, intensamente deformadas. Se distinguen varios elementos en este conjunto (BROUWER, 1926; VAN BEMMELEN, 1927; NIJHULS, 1964; EGELER & SIMON, 1969), pero su descripción no es del caso en esta noticia explicativa. Enumeremos simplemente que en el sector de Sierra Nevada son tres (PUGA, 1971): las unidades de Sierra Nevada, Sabinas y Caldera, constituidas por rocas de diversas facies metamórficas. Por lo que respecta a la edad, los materiales más modernos de la antiguamente llamada Mischusgzone (equivalente a Sabinas y en parte a Caldera [?]) deben corresponder al Paleozoico más alto y al Triás (FALLOT et al., 1960). Las unidades de Sierra Nevada (totalmente) y La Caldera (en parte) son de edad premesozoica, sin más precisión.

2.º El complejo alpujárride s. lat., en el cual se distinguen: los micasquistos antiguos (Paleozoico Inferior y/o Precámbrico [?]) (EGELER & SIMON, 1969), con pruebas de polimetamorfismo; los micasquistos y filitas, que representan con gran probabilidad diversos términos del Paleozoico Superior, llegando sin aparente solución de continuidad al Triás Inferior; y una potente formación de calizas y dolomías del Triás Medio y Superior, bien datada por fósiles en algunos sectores. Los autores de la Escuela de Amsterdam (EGELER & SIMON, 1969), no sin fundamentos, dividen el complejo alpujárride en dos: el inferior, denominado de Ballabona-Cucharón, caracterizado especialmente por estar constituido sólo por el Triás, con una notable representación de rocas volcánicas, y el Alpujárride propiamente dicho, más pobre en rocas volcánicas, y en el cual los terrenos pretriásicos están bien representados y participan conjuntamente con el Triás en las estructuras alpinas. En el manto alpujárride más alto (de Casares) está encajado el complejo ultrabásico de la Serranía de Ronda (DÜRR, 1967), considerado anteriormente por otros autores como perteneciente al complejo maláguide.

3.º El complejo maláguide está constituido principalmente por terrenos paleozoicos apenas o no metamórficos, que comprenden especialmente una formación muy característica, las «calizas alabeadas», de tipo flysch calcáreo, de edad Devónico Inferior y Medio; otra formación de edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior, de tipo «Culm», en la base, y simplemente grauwacosa hacia arriba, y un conglomerado poligénico discordante («Conglomerado de Marbella»; BLUMENTHAL, 1949), no representado en todos los sectores. Encima viene un Permotriás, ligeramente discordante, con conglomerados, areniscas y pelitas rojas, seguido de dolomías poco potentes

en general. Existe también, en varios sectores, una representación de diversos términos del Jurásico, Cretáceo y Terciario Inferior, en sucesiones muy discontinuas y con potencias reducidas (AZEMA, 1961).

Cada uno de los tres complejos citados puede comprender varios mantos de corrimiento distintos, pero sólo en el Alpujárride, y aun no en todos los sectores, la delimitación, la sistematización y las correlaciones de estos mantos nos son conocidas en grado relativamente satisfactorio (EGELER & SIMON, 1969; ALDAYA, 1969, 1970).

La disposición en mantos de corrimiento no es la única característica de la estructura tectónica de la zona bética. En realidad se trata de una estructura compleja, metacrónica, en la que se han superpuesto efectos de deformación escalonados en un largo lapso de tiempo. La edad de los grandes corrimientos permanece un tanto oscura; parece verosímil que, ya en el Cretáceo, se desarrollasen en notable escala, pero es evidente que en la era Terciaria han ocurrido también importantes deformaciones, como fundamentalmente la última etapa del desarrollo de la estructura en mantos, que se situaría en el Eoceno o tal vez en el Oligoceno. Como en el resto del ámbito de la cordillera, en el Neógeno la zona bética ha quedado afectada por pliegues de gran radio y fracturas de salto considerable, que han contribuido decisivamente a darle sus características orográficas actuales (FONTBOTE, 1957).

Las unidades del Campo de Gibraltar.—Estas unidades forman un conjunto denominado frecuentemente en la literatura geológica «flysch del Campo de Gibraltar» o «flysch alóctono del Campo de Gibraltar» (FALLOT, 1948; DIDON, 1969). No obstante, conviene adelantar que tales unidades no están exclusivamente, y ni siquiera mayoritariamente, constituidas por formaciones de tipo flysch. Por ello, es preferible no generalizar abusivamente tal término. En cualquier caso se trata de un conjunto aparte de las unidades subbéticas y superpuesto tectónicamente a ellas. Las unidades o complejo del Campo de Gibraltar no están circunscritas a esta región. Hacia el NE. continúan en forma de afloramientos mucho más reducidos, alineados cerca del límite entre las zonas internas y externas, en la depresión de Colmenar, y llegan posiblemente hasta más al E. de Granada. Pero más interesante aún es el hecho de que estas unidades se continúan en la otra orilla del Estrecho, formando una especie de orla casi continua que bordea las cordilleras norteafricanas, hasta el punto de que alguna de las unidades de flysch alcanza Sicilia e Italia del Sur. Finalmente conviene indicar que el fondo marino del Estrecho debe estar constituido, en su mayor parte, por materiales pertenecientes a estas unidades. Así, las unidades del Campo de Gibraltar constituyen un elemento estructural de gran importancia, que subraya la unidad fundamental de la Cordillera Bética y la Rifeña.

Las unidades del Campo de Gibraltar presentan ciertas características estratigráficas comunes. Por ejemplo: 1) series estratigráficas que comprenden terrenos desde el Cretáceo Inferior al Mioceno Inferior, pero no más antiguos (salvo escasas excepciones) ni más modernos; y 2) representación

notable de formaciones de tipo flysch, en la mayor parte de las unidades en cuestión.

Con respecto a los terrenos coetáneos pertenecientes a las zonas externas, los de las unidades de Campo de Gibraltar difieren, entre otros aspectos, por su abundancia de aportes terrígenos procedentes, con toda certeza, de áreas-fuente en las que afloraban extensamente rocas cristalinas. Con respecto a las zonas internas, las unidades del Campo de Gibraltar difieren, sobre todo, por dos hechos: el estar representados únicamente terrenos postpaleozoicos (casi en todos los casos, posteriores, incluso, al Jurásico), y formar éstos series potentes y continuas. Estas características estratigráficas sugieren que las unidades de Gibraltar corresponden a un dominio paleogeográfico distinto del de las zonas externas e internas propiamente dichas. Si se trata de un dominio paleogeográfico intermedio entre unas y otras (hipótesis de DURAND DELGA, 1966) o bien de un dominio «ultrabético», es decir, más interno aún que los de las zonas internas (hipótesis más corrientemente admitida), o bien de un dominio coincidente en parte con alguno de los de estas últimas, es una cuestión muy importante desde el punto de vista de la evolución tectónica general y que no está suficientemente dilucidada.

De la colocación («mise en place») de los mantos de corrimiento que constituyen el conjunto de las unidades del Campo de Gibraltar se conocen bastante bien el mecanismo y la edad. En cuanto al primero, es evidente que se trata de mantos de deslizamiento gravitatorio. Tanto sus dimensiones (potencia escasa en relación con extensión superficial, relativamente grande), la naturaleza incompetente de las rocas que los constituyen, como las demás características, están plenamente de acuerdo con esta interpretación del mecanismo de colocación. Por lo que se refiere a la edad de tal colocación, es seguro que ésta habría terminado ya a comienzos del Mioceno Superior y que, en todo caso, debe ser posterior al Aquitaniense (CHAUVE, 1968; DIDON, 1969).

La depresión del Guadalquivir.—Esta unidad, si bien queda fuera del dominio estricto de la Cordillera Bética, tiene características y una historia geológica íntimamente relacionadas con las de esta cordillera, de la cual constituye la antefosa. La depresión del Guadalquivir limita al N. con el macizo ibérico, que se hunde progresivamente bajo la depresión (PERCONIG, 1960-62), constituyendo su zócalo.

Por encima del zócalo, la cobertera comprende una representación exigua del Mesozoico (reducido al Triás, en general, y aun no en toda su extensión) y el relleno Neógeno de la fosa. Este está representado especialmente por el Mioceno, con potencias crecientes hacia el S., hasta de algunos millares de metros. El Mioceno está constituido sobre todo por areniscas, limolitas, margas y arcillas, de facies marinas. A lo largo del borde de la Cordillera Bética, y en anchura variable, tiene claro carácter de molasa marina.

Ahora bien, uno de los rasgos más importantes de la depresión es el hecho de contener el Mioceno inferior potentes intercalaciones de elemen-

tos alóctonos procedentes del ámbito de la Cordillera Bética (PERCONIG, 1960-62; FONTBOTE & GARCIA-DUEÑAS, 1968; VERDENIUS, 1970; GARCIA ROSSELL, 1973, etc.). En la parte occidental de la depresión estos materiales tienen carácter olistostrómico («manto de Carmona»), mientras que en la oriental, sobre todo al E. del meridiano de Jaén, forman varias escamas o mantos de escasa potencia, pero notable continuidad horizontal y que recuerdan un poco algunos mantos de los Prealpes. El mecanismo de la traslación de esos elementos alóctonos no puede ser más que el de deslizamiento gravitativo. La edad de su colocación («mise en place») queda patente, por su intercalación, en la serie del Mioceno Inferior. Su procedencia puede ser varia. Por su estratigrafía, los elementos alóctonos de la región oriental de la depresión muestran afinidades con dominios subbéticos relativamente externos, pero la procedencia de los materiales del «manto de Carmona» puede ser quizá más interna.

Aparte de la referida presencia de elementos alóctonos, la estructura de la depresión del Guadalquivir es sencilla. Las investigaciones geofísicas (PERCONIG, 1960-62) han demostrado definitivamente que la margen N. de la depresión no es la supuesta gran falla que se había invocado (la «falla del Guadalquivir» de la literatura geológica antigua). El zócalo de la Meseta se hunde suavemente y sólo localmente el fondo de la depresión está afectado por alguna que otra falla normal que puede afectar a parte de la cobertera. En los sectores en que existen intercalaciones de elementos alóctonos pueden darse complicaciones locales, por efecto de procesos de halocinesis secundaria.

Las depresiones interiores.—Las depresiones interiores (de Granada, de Guadix-Baza y del Bajo Segura, como más importantes) corresponden a vastas cubetas sinclinales, más o menos accidentadas por fallas. Tienen el carácter de «depresiones intramontañosas» y su individualización fue relativamente tardía (Mioceno Superior), iniciada ya la etapa postorogénica de la Cordillera Bética.

Tales depresiones han funcionado como cuencas de sedimentación, con episodios marinos y continentales. Durante los mismos se han depositado potencias considerables de materiales neógenos y cuaternarios, llegándose a alcanzar potencias de hasta más de 3 ó 4 Km. (borde NO. de la depresión de Granada, algunos sectores del Bajo Segura, etc.). Este relleno tiene ya un neto carácter postorogénico, lo mismo que los depósitos coetáneos del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario de todo el ámbito de la Cordillera Bética (GONZALEZ-DONOSO, 1968; VERA, 1970).

La tectónica de fractura de edad neógena influyó decisivamente en la configuración actual de la Cordillera Bética, en el trazado de las líneas de costa y en el desarrollo de la sedimentación y de la erosión en todo este ámbito. Esta tectónica no es, de todos modos, exclusiva del ámbito de esta cordillera, sino que afecta al Mediterráneo occidental y a extensas regiones de Europa; a ella se ha hecho ya referencia con anterioridad y volverá a ser tratada más adelante.

Las Islas Baleares.—Ya desde las primeras investigaciones tectónicas se llegó a la conclusión de que las Baleares forman parte del sistema de cordilleras alpinas del Mediterráneo occidental y concretamente que constituyen la prolongación oriental de la Cordillera Bética. Unicamente la isla de Menorca, de características geológicas bastante diferentes respecto a las de las demás islas, plantea problemas importantes en cuanto a su significado.

1) Mallorca (y Cabrera).—En Mallorca afloran solamente terrenos de edad postpaleozoica. Tres unidades pueden distinguirse en esta isla: la Sierra de Mallorca, por antonomasia, también llamada Sierra Norte; la depresión central y la Sierra de Levante.

La Sierra de Mallorca se extiende a lo largo de la costa NO. de la isla, con una anchura máxima de 20 Km. y formando sus cotas culminantes. Ya FALLOT (1922) puso de manifiesto que desde el punto de vista geológico esta sierra está constituida por tres unidades tectónicas, mantos o escamas, superpuestas mediante superficies de corrimiento, muy tendidas y con una vergencia netamente hacia el NO. Las traslaciones mínimas de estas unidades son del orden de los 10 Km. La unidad inferior aflora sólo en el litoral. La intermedia es la más ampliamente extendida, y es en ella que está modelado la mayor parte del relieve montañoso. La unidad inferior está representada sólo en las vertientes adyacentes a la gran depresión central, y en la península que separa las bahías de Pollensa y de Alcudia.

Las series estratigráficas de las tres unidades, aunque difieren en varios aspectos, presentan unas características bastante similares (FALLOT, 1922; RANGMEARD, 1970); es, por tanto, verosímil que correspondan a un dominio paleogeográfico esencialmente unitario.

El Trías es fundamentalmente de tipo germánico, si bien con notable desarrollo de dolomías, y con un Keuper relativamente poco potente. El Lías está formado por dolomías y calizas dolomíticas, mientras que los tramos siguientes son calizos y margosos, con faunas pelágicas. El Titónico recuerda el de los dominios subbéticos externos, y contiene falsas brechas con ammonites. El Cretáceo Inferior está formado por margas y calizas con faunas, de neríticas a litorales en los pisos altos. Sin discontinuidad sigue el Cretáceo Superior con calizas que contienen globotruncanas. Una laguna estratigráfica abarca el Cretáceo Terminal y a todo el Eoceno, de modo que sobre el Senonense en discordancia se halla el Oligoceno, seguido de la parte basal del Mioceno Inferior con facies predominantemente lacustres. El Burdigaliense es transgresivo y discordante, tiene facies marinas y contiene abundantes rocas detríticas. Estas discordancias no corresponden, de todos modos, a plegamientos importantes; el plegamiento principal es más moderno y se sitúa entre el Mioceno Inferior y el Superior, o más exactamente, poco después del límite entre ambos. El Mioceno Superior es una molasa calcárea, netamente postorogénica.

La Sierra de Levante está formada por un conjunto de relieves algo discontinuos, siendo hacia el NE., donde está mejor individualizada; la pequeña isla de Cabrera representa un jalón de la continuación meridional de esta

unidad. El conocimiento geológico se inició con los estudios de FALLOT (DARDER & FALLOT, 1926), DARDER (1925) y HOLLISTER (1934): estudios posteriores se deben a BOURROUILH (1970), OLIVEROS, ESCANDELL & COLOM (1960 *a, b, c*), ESCANDELL & COLOM (1960), etc. La estructura de la Sierra de Levante es menos conocida que la de la Sierra de Mallorca. DARDER y FALLOT pusieron ya de manifiesto que se trata esencialmente de una estructura en mantos de corrimiento, de vergencia NO., como en la Sierra de Mallorca, pero la delimitación de las unidades y sus relaciones están aún deficientemente establecidas. Esta estructura en mantos es post-burdigaliense, pero afecta ya una estructura anterior de pliegues relativamente suaves. Una tectónica de fractura de cierta importancia se superpone a su vez a la de corrimiento.

El término estratigráfico más antiguo que aflora en esta unidad es el Keuper. El Lías y el Dogger son generalmente dolomíticos, aunque este último, como también el Malm, pueden estar representados por calizas pelágicas, si bien con intercalaciones oolíticas. El tránsito al Cretáceo Inferior se hace gradualmente. El Cretáceo está representado sólo por sus niveles inferiores y está formado esencialmente por calizas margosas y margas en alternancias rítmicas en muchos puntos. Falta representación de los terrenos más modernos, hasta el Burdigaliense, que es transgresivo. El Mioceno Superior es netamente discordante y pertenece ya al conjunto de terrenos postorogénicos. El supuesto Burdigaliense postorogénico (HOLLISTER, 1934) ha resultado ser en realidad Mioceno Superior; por ello no hay razón para considerar que los plegamientos de esta misma sierra hayan sido más antiguos que los de la Sierra Norte, como se venía admitiendo por varios autores.

La depresión central se interpone entre las Sierras de Levante y del Norte, si bien está interrumpida en algunos puntos por relieves que geológicamente forman parte de la Sierra de Levante. La depresión está, pues, casi enteramente ocupada por los terrenos postorogénicos, en parte molásicos, y viene a representar en cierto modo una cuenca intramontañosa. La estructura de la depresión es en conjunto casi tabular, pero está accidentada por fallas. Algunas de éstas son importantes y deben estar relacionadas con la subsidencia diferencial que, según los datos geofísicos, se produjo en el Neógeno. En el perímetro Inca-Santa María-Algaida-Sinen, por ejemplo, según OLIVEROS et al. (1960, *c*), el Mioceno puede alcanzar unas potencias del orden de los 3.000 m., mientras que en sectores próximos apenas llega a unos centenares de metros.

2) Ibiza (y Formentera).—La estructura de Ibiza se caracteriza fundamentalmente por la existencia de pliegues tumbados e imbricaciones, de vergencia NO., que afectan desde el Triás al Helveciense basal inclusive. RANGHEARD (1972) distingue tres unidades tectónicas principales corridas una sobre otra (en parte, individualizadas ya por SPIKER, 1935, y HAANS-TRA, 1935). Estas unidades tectónicas son denominadas por dicho autor, de la más baja a la superior: de Eubarca, de Llentiscra-Rey y de Ibiza. La amplitud mínima de los corrimientos es del orden de 5 a 7 Km., según los

datos proporcionados por ventanas tectónicas y klippen. Esta estructura de corrimiento y pliegues tumbados es anterior al Tortonense, pero se reconocen también deformaciones menos importantes: pliegues de gran radio, de edad postsenonense y anteburdigaliense, sin que pueda precisarse más debido a la falta de los terrenos intermedios.

El término más antiguo representado es el Muschelkalk, al que sigue el Keuper con las características propias del tipo germánico y conteniendo ofitas y otras rocas ígneas (RANGHEARD, 1972). El Lías y el Dogger son esencialmente dolomíticos, mientras que el Malm contiene calizas, frecuentemente nodulosas. El Titónico y el Berriasense están representados por calcarenitas asociadas a dolomías o por margas y margocalizas. El resto del Cretáceo es calizo y margoso. Faltan el Eoceno y el Oligoceno; sobre el Mesozoico reposa transgresivamente el Burdigaliense, seguido por el Helveciense basal, ambos en facies marina. El resto del Vindobonense es transgresivo sobre los terrenos anteriores intensamente deformados y tiene carácter molásico. La isla de Formentera está formada exclusivamente por terrenos postorogénicos (calcarenitas tortonenses).

3) Menorca.—Es la única de las islas Baleares en la que aflora el Paleozoico, y presenta características geológicas muy diferentes a las demás. El conocimiento geológico de la isla se debe especialmente a HERMITE (1879), FALLOT (1922), HOLLISTER (1934), BOURROUILH (1966, 1967, 1970), ROSELL et al. (1969), OBRADOR (1970).

Los terrenos que afloran en Menorca pueden ser agrupados en tres grandes conjuntos: 1) el Paleozoico, representado por una potente serie, al parecer completa, que comprende desde la base del Devónico hasta el Namuriense; 2) el Mesozoico, desde el Trías hasta el Aptense-Albiense; y 3) los terrenos recientes, representados por el Vindobonense, que es el más ampliamente desarrollado, y por depósitos atribuibles al Plioceno y el Cuaternario.

Además, existe un Aquitano-Burdigaliense presente sólo en unos pequeños afloramientos junto a la costa N. de la isla. Dado que estos materiales, si bien discordantes con el Mesozoico, están afectados conjuntamente con éste por la etapa tectónica principal, se pueden agregar, desde el punto de vista tectónico, al segundo de los referidos conjuntos.

El Paleozoico de Menorca se caracteriza por presentar un buen desarrollo de turbiditas (ROSELL et al., 1969). Las capas más antiguas que afloran pertenecen al Silúrico Superior (BOURROUILH, 1963). Se trata de una formación de tipo flysch que abarca además todo el Devónico. El Carbonífero comienza con radiolaritas o bien calizas y pelitas, que deben representar el Dinantiense Inferior. El Viseense y el Namuriense constituyen una formación flyschoides y terminan la serie paleozoica, que está afectada por la orogénesis herciniana, pero no por el metamorfismo.

La cobertera mesozoica comienza con un Trías de tipo germánico. Es dudoso si en las capas más bajas de la cobertera está representado también el Pérmico. Sigue un Jurásico, completo, con dolomías, calizas y margas, y el Cretáceo Inferior, formado por margas y calizas, que en su parte

alta (Aptiense-Albiense) contiene niveles detríticos. Encima, y sólo en pequeños afloramientos, se encuentra el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, discordante, y que como se ha indicado antes, puede considerarse aún como perteneciente a dicha cobertera, por cuanto está afectado por la fase principal de la orogenia alpina, de edad antetortonense. El Vindoboniense tiene ya carácter postorogénico y está constituido esencialmente por calcarenitas (OBRADOR, 1970). Encima, se encuentra una representación discontinua de depósitos pliocenos y cuaternarios (BOURROUILH, 1964).

La estructura alpídica de Menorca está caracterizada, sobre todo, por un despegue generalizado de la cobertera sobre un sustrato paleozoico. Además, se observa la individualización de escamas, en parte de las cuales participa el sustrato paleozoico. Existe también una estructura de fractura, un tanto compleja, con fallas en parte sincrónicas de la sedimentación vindoboniense, y en parte más modernas, cuya dirección predominante es ONO-ESE. y que llegan a afectar los depósitos pliocuaternarios.

4) Correlaciones.—Tanto por las características de sus series estratigráficas, como por la edad y estilo de la estructura tectónica, no cabe ninguna duda acerca de la pertenencia de Mallorca (con Cabrera) e Ibiza (con Formentera, aunque en esta isla no afloran terrenos más antiguos que el Vindoboniense) al ámbito alpino. Representan la continuación oriental de la Cordillera Bética; mas, precisamente, de la parte interna de la zona prebética.

Menorca, para FALLOT (1948), representaba, más hipotéticamente, la continuación del complejo maláguide. Es evidente que existen ciertas convergencias litostratigráficas entre el Paleozoico y el Mesozoico menorquín y los del complejo maláguide, pero éstas no son tampoco determinantes. Por otra parte, las diferencias son importantes también, y la edad de las deformaciones no coincide. Por ello, y puesto que la correlación de Menorca con los dominios externos de la Cordillera Bética y con las demás islas no aparece tampoco clara, se puede pensar que dicha isla sea un elemento extraño al dominio alpino. Su posición próxima a Mallorca, y que a primera vista sugiere una continuidad, puede ser resultado de una traslación horizontal importante ocurrida en el Neógeno a partir de un dominio mediterráneo extraalpino. Las estructuras de fractura, puestas en evidencia por BOURROUILH (1970), tanto en Menorca como en el N. de Mallorca, podrían ser satélites de la (o las) fallas de rumbo (strike-slip faults) a favor de las cuales se hiciese tal traslación. La morfología actual de los fondos marinos parece también apoyar esta conclusión.

La cronología de las deformaciones en la Cordillera Bética (y Baleares).— La edad de la deformación se conoce con una exactitud muy desigual, en el ámbito de la Cordillera Bética, debido a la complejidad propia de los movimientos de los mantos, al hecho de que la Cordillera Bética es el resultado de la superposición de los efectos de deformaciones que tuvieron lugar escalonadas en un largo lapso de tiempo y a lo incompleto de la sucesión mesozoico-terciaria en grandes áreas, concretamente en las zonas internas de la Cordillera.

De las deformaciones prealpínicas apenas va a tratarse en este capítulo,

ya que no pueden sistematizarse convenientemente por falta de datación adecuada de la mayoría de los terrenos premesozoicos. Baste con indicar que en el complejo maláguide se conoce un Paleozoico que abarca hasta el Carbonífero Inferior y que es discordante bajo un conglomerado (el conglomerado de Marbella), ligeramente discordante a su vez bajo el Triás; se trata, pues, de terrenos deformados por la orogénesis hercíniana, e incorporados a las unidades alóctonas alpínicas, y en esta forma han sido representados en el mapa (V_3 A). Por lo que a los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride (s. lat.) se refiere, por debajo de rocas de edad triásica suficientemente establecida, y afectadas por el metamorfismo alpínico, se conocen rocas de edad probablemente Paleozoico Superior (Pérmico y posiblemente Estefaniense en el complejo Nevado-Filábride y tal vez anteriores en el complejo Alpujárride), afectadas a su vez sólo por el metamorfismo alpínico y al parecer sin solución de continuidad con el Triásico; por debajo aún se conocen rocas polimetamórficas, de edad incierta (Paleozoico y/o Precámbrico [?], afectadas por una deformación y un metamorfismo prealpínicos, de edad también imposible de precisar. La dificultad de separar en todo el ámbito de la zona bética y a la escala del mapa entre rocas mono y polimetamórficas ha aconsejado reunir bajo un mismo signo, por una parte, todo el complejo Nevado-Filábride (VAA), y, por otra parte, todos los terrenos pretriásicos del complejo Alpujárride (VA"), separándolos, por tanto, de los materiales de cobertera de dicho complejo (A).

Por lo que se refiere a las deformaciones alpínicas, ya se ha indicado que el grado de precisión con que pueden datarse los acontecimientos tectónicos es muy diverso. Donde menos problemas se presentan es en la zona prebética y su prolongación en Ibiza y Mallorca. En la zona prebética el plegamiento principal tuvo lugar entre el Mioceno Inferior y el Superior; en todo caso, por lo menos la mayor parte del Mioceno Superior tiene carácter netamente postorogénico. Lo mismo puede decirse para Mallorca e Ibiza. En la Sierra Norte de Mallorca la deformación principal se produjo también entre el Mioceno Inferior y Superior, o más exactamente a poco de iniciarse el Mioceno Superior, aunque existen discordancias anteriores de menor importancia (del Oligoceno y del Burdigaliense). En la Sierra de Levante, de la misma isla, aunque el Burdigaliense se dispone en forma transgresiva, existiendo una importante laguna por debajo del mismo, la deformación es postburdigaliense; como ya se ha indicado, el supuesto Burdigaliense postorogénico (HOLLISTER, 1934) es en realidad Mioceno Superior. Así pues, en todo el dominio prebético y su prolongación en las islas Baleares la deformación es intramiocena, aunque pudo existir alguna deformación oligocena de menor importancia (A_4). En el dominio prebético se han puesto de manifiesto también algunos movimientos de edad mesozoica; se trata de fallas normales que han dado lugar a movimientos de bloques, antes del depósito de la formación de Utrillas (aproximadamente albiense). Se trata de movimientos semejantes, tanto en significación como en edad, a los que se han descrito ya en la Cordillera Ibérica y en algunas de las áreas de plataforma (orla cantábrica), que no son posibles de representar en el mapa. También debió existir en la zona subbética un cierto diapirismo

precoz de características e importancia no suficientemente conocidas. Posteriormente al plegamiento, pero poco después, se produjeron en la zona prebética fallas de rumbo (strike-slip fault) y en relación con ellas se encuentran ciertas direcciones de pliegues.

La historia de la deformación en la zona subbética es mucho más compleja y en consecuencia subsisten más incertidumbres en torno a la datación correcta de los acontecimientos tectónicos. De todos modos, la deformación principal de este dominio es anterior a la de la zona prebética. Existe en la zona subbética una laguna muy importante entre el Cretáceo Inferior y el Superior, que debe relacionarse con una etapa diastrófica. Varias discontinuidades (incluso discordancias) existen también a diversos niveles entre la base del Paleógeno y el Mioceno Inferior, pero su sistematización y valoración no son aún satisfactorias. A partir del estudio de la transversal de Granada, FONTBOTE & GARCIA-DUEÑAS (1968) (GARCIA-DUEÑAS, 1969) consideran que la colocación de los mantos tuvo lugar, en parte, ya en el Cretáceo, mientras que FALLOT (1948) consideraba que la deformación era de edad terciaria (anteburdigaliense para la parte más interna del subbético), y la misma idea han seguido DURAND DELGA y colaboradores. En el mapa se han dividido los terrenos subbéticos en dos pisos estructurales: el inferior (A_{1-2}), que comprende esencialmente los terrenos mesozoicos afectados por la deformación principal de la zona subbética, y el superior (A_3), que comprende los terrenos posteriores a la deformación principal, pero deformados al final del Oligoceno y afectados en menor escala por deformaciones de edad miocena.

Un elemento especial del dominio subbético son las unidades que han alcanzado la depresión del Guadalquivir, trasladándose, por lo menos en la parte E., por encima del prebético. Se trata de materiales alóctonos deslizados hacia el N., que han alcanzado la posición que ocupan actualmente en épocas tardías (Mioceno Inferior), por deslizamiento gravitacional a partir de un dominio subbético en el cual se habían producido ya importantes deformaciones, incluyendo la colocación de los mantos. Estos elementos que se han desplazado tardíamente por gravedad (A''_4) comprenden terrenos mesozoicos anteriores al Cretáceo Superior y también terrenos de edad Cretáceo Superior, Eoceno y Oligoceno, o sea terrenos que sufrieron diferentes historias de deformación en su patria de origen.

La zona más interna, es decir, la zona bética, es la que menos datos proporciona respecto a la edad de la deformación. Algunos autores (BANTING, 1933, escuela de BROUWER) han pensado en edades bastante antiguas (Mesozoico), mientras otros (BLUMENTHAL & FALLOT, 1935) se han inclinado por edades terciarias. Lo incompleto de la cobertura mesozoico-paleógena (limitada al Triás, excepto en el complejo maláguide) dificulta grandemente la datación de la deformación. En cuanto a los datos proporcionados por la zona frontal bética, lo único que puede decirse es que el complejo alpujárride se ve cabalgar al Oligoceno Inferior, pero con una amplitud limitada (DURAND DELGA & FONTBOTE, 1960); de todos modos hay que tener en cuenta que esta estructura corresponde a una segunda etapa de corrimiento. Los terrenos postectónicos de la zona bética son como en todo el

dominio de la Cordillera Bética del Mioceno Superior. La estructura de la zona bética es compleja, con superposición de deformaciones, probablemente escalonadas en un largo período de tiempo. Las relaciones entre colocación de los mantos y el metamorfismo o las estructuras menores así lo atestiguan. La edad de los grandes corrimientos permanece en todo caso oscura; es verosímil que en el Cretáceo tuvieran lugar deformaciones muy importantes, pero es evidente que por lo menos la última etapa del desarrollo de la estructura en mantos es de edad terciaria. En el mapa se ha indicado como edad de la deformación no determinada la cobertera triásica del complejo Alpujárride (A) y se ha dejado asimismo sin indicar la edad de la reactivación alpídica de los terrenos premesozoicos de la zona bética, representándolos con el mismo color gris de fondo.

Una mención especial merece el complejo Maláguide, donde existe una cobertera que alcanza hasta el Terciario Inferior (A₃) y que ha sido, por tanto, representada como deformada al final del Oligoceno.

Un elemento bien individualizado de la Cordillera Bética son las unidades alóctonas del Campo de Gibraltar, que comprenden tanto materiales mesozoicos anteriores al Cretáceo Superior como del Cretáceo Superior, Eoceno y Oligoceno. Como el hecho más destacado de estos materiales es su colocación por deslizamiento gravitatorio, en el Mioceno Inferior, han sido representados de un modo especial en el Mapa (A["]₄).

Finalmente cabe citar que en todo el dominio bético el Mioceno Superior (o casi la totalidad del mismo) es postectónico, habiendo sufrido sólo deformaciones de una cierta importancia en áreas limitadas (A₅). Las deformaciones más recientes afectando al dominio de la Cordillera Bética fueron grandes abombamientos y fracturación, dando lugar a las depresiones interiores, de las que ya se ha tratado, y dando lugar a que los materiales postectónicos se presenten en forma muy variada.

Actividad magmática, metamorfismo y metalogenia.—1) Actividad magmática.—Las únicas manifestaciones seguras de actividad magmática anteriores al Trías (o al Permo-Trías) son las peridotitas de la Serranía de Ronda (ORUETA, 1917; DÜRR, 1967; DICKEY, 1970) y diversas rocas en los complejos nevado-filábride y maláguide. Las peridotitas de la Serranía de Ronda forman parte del complejo alpujárride y han sido, por tanto, consideradas como una masa alóctona colocada debido a la tectónica alpídica (HOEPPENER et al., 1964; DÜRR, 1967). La edad de las peridotitas de la Serranía de Ronda (y esquistos cristalinos asociados) ha sido bastante discutida. Los datos existentes inclinan a aceptar una edad anterior al Silúrico, y por comparación puede pensarse en una edad precámbrica, por similitud con el complejo de Beni-Boussera (Marruecos), para el cual dicha edad parece muy probable (KORNPROBST, 1971). No obstante, edades modernas (entre el Trías y el Mioceno; BLUMENTHAL, 1933) han sido también indicadas y el macizo interpretado como debido a un emplazamiento diapírico (de edad neógena; LOOMIS, 1972 a, b). Respecto a las manifestaciones ígneas prepermotriásicas del complejo nevado-filábride hay que citar la presencia de algunas rocas básicas, metamorfizadas a ortoanfibolitas (ZERMATTEN, 1929). Una

menCIÓN especial merece un metagranito, de pequeña extensión, en la unidad de La Caldera. Se trata de un plutón que desarrolló una aureola de contacto (PUGA, 1971, b) y cuya intrusión es anterior al ciclo orogénico alpidico, sin que puedan darse más precisiones en cuanto a su edad; una edad herciniana no puede de todos modos descartarse.

La actividad magmática durante el Mesozoico (y Pérmico) y el Terciario se limita al volcanismo. No existe en la Cordillera Bética un plutonismo ligado al ciclo alpidico, en cambio existe un volcanismo, tanto preorogénico (en dos etapas) como postorogénico.

La primera etapa de volcanismo preorogénico tuvo lugar durante el Pérmico y el Triás. Emisiones correspondientes a esta etapa se encuentran casi por toda la cordillera. En las zonas externas se encuentran ofitas y otras rocas básicas afines; estas rocas son abundantes en la zona subbética, en contraste con la zona prebética, donde prácticamente faltan. En las zonas internas (zona bética s. str.) existe un volcanismo tanto ácido (serie riolita-keratófido) como básico, con diferencias según las distintas unidades. En las unidades más profundas (complejo nevado-filábride) abundan las rocas ácidas, esencialmente piroclásticas, transformadas en ortogneises (ZEYLMANS VAN EMMICHOVEN, 1925; NIJHUIS, 1964; PUGA & FONTBOTE, 1966) por efecto del metamorfismo alpidico (en la antigua «Mischungszone»); su edad debe ser pérmica y triásica como atestiguan las edades absolutas determinadas (PRIEM, *in* PUGA, 1971 b). En el complejo nevado-filábride existen también rocas básicas (metamorfizadas a ortoanfibolitas; ZERMATTEN, 1929; PUGA, 1965; NIJHUIS, 1964) de edad permotriásica, aunque volumétricamente menos importantes. En las unidades del complejo alpujárride (en sentido amplio) hay indicios de rocas ácidas piroclásticas, pero es el volcanismo básico el más importante, encontrándose en diferentes niveles, desde niveles atribuibles al Pérmico hasta el Triás Superior. En la unidad de Ballabona-Cucharón las rocas básicas están bien representadas (SIMON, 1963), y en las unidades alpujárrides en sentido estricto las hay también (especialmente en las unidades bajas), pero en menor cantidad.

La segunda etapa del volcanismo preorogénico bético tuvo lugar durante el Jurásico y Cretáceo Inferior. Se trata de una etapa de vulcanismo básico y sólo está representada de un modo seguro en la zona subbética; es decir, en una zona externa de la cordillera. En la zona prebética esta etapa falta totalmente, y en las zonas internas no ha podido hasta ahora ser comprobada su existencia. En la zona subbética, el material volcánico se dispone en una estrecha franja (6-8 Km. de anchura) alargada (VERA, 1969) en el sentido de las estructuras, coincidiendo con el llamado dominio subbético medio (GARCIA-DUEÑAS, 1967, a, b). Se trata de doleritas, con tendencia a la espilitización, y se presentan, ya en forma de coladas, algunas con estructura en almohadillas (pillow-lavas) (FONTBOTE & QUINTERO, 1960), ya en forma de sills que debieron penetrar en posición muy superficial, e incluso hay alguna acumulación de mayores dimensiones en que la roca se presenta cristalizada en granos de buen tamaño (gabros); existen también algunas capas piroclásticas.

El volcanismo postorogénico (FUSTER et al., 1952, 1965, 1967; ZECK,

1968) está representado por extensos afloramientos, principalmente de riolitas, riocacitas, dacitas y andesitas, en el área situada entre Almería y el Mar Menor (Cabo de Gata principalmente); más localmente se encuentran lamproitas y basaltos. Estas emisiones están relacionadas con la tectónica de fractura reciente; su edad es Neógena.

2) Metamorfismo.—Existe, tanto en el complejo nevado-filábride como en el complejo alpujárride, un metamorfismo regional prealpídico sincinemático, sin que puedan darse más precisiones en cuanto a su edad, ya que ni la edad de los materiales ni la edad de la deformación se conocen. Este metamorfismo se manifiesta en el complejo nevado-filábride en las unidades de Sierra Nevada y de La Caldera; en la unidad de La Caldera, por ejemplo, las corneanas de la aureola de contacto del granito prealpino engloban restos de una esquistosidad anterior (PUGA, 1971 *a*). En el complejo alpujárride, el metamorfismo prealpídico afecta a los micaesquistos antiguos; se trata también de un metamorfismo sincinemático, en relación con una etapa antigua de deformación. El metamorfismo alpídico afecta también a los complejos nevado-filábride y alpujárride. En el complejo nevado-filábride el metamorfismo ha sido estudiado principalmente por NIJHUIS (1964) y por PUGA (1971 *a, b*), que han puesto de manifiesto que se trata de un metamorfismo plurifacial. La etapa principal, de tipo dinamotérmico, se ve ligada a las estructuras penetrativas más importantes; es un metamorfismo de tipo barro-wiano, en las facies de los esquistos verdes, y anfibolítica. Hay que hacer notar la particularidad de que las facies anfibolíticas se presentan en las unidades más altas (La Caldera y Las Sabinas), mientras que la facies de los esquistos verdes es propia de la unidad de Sierra Nevada, lo que indica que el apilamiento de unidades, tal como se ve en la actualidad, es posterior a la etapa de metamorfismo principal y de formación de las estructuras penetrativas más importantes. Las etapas tardías de metamorfismo poscinemático afectan ya uniformemente a las tres unidades. Por lo que respecta al complejo alpujárride, existe también un metamorfismo alpídico plurifacial, pero en él la etapa dinamotérmica principal parece ser de presión no tan alta como el, presumiblemente equivalente, de Sierra Nevada. Las relaciones con el actual empilamiento de mantos son semejantes a las ya descritas para el complejo nevado-filábride (ALDAYA, 1969).

3) Metalogenia.—En la Cordillera Bética existen yacimientos minerales, numerosos y variados. Aunque faltan estudios suficientemente detallados de muchos de ellos, es posible ya avanzar su sistematización (SIERRA & ORTIZ, 1971) y señalar que en la mayor parte de los casos su génesis corresponde al ciclo alpino. A los ciclos tectónicos anteriores son atribuibles solamente unos pocos yacimientos, entre ellos las mineralizaciones primarias de Cr y Ni, en el complejo ultrabásico de la Serranía de Ronda, siempre en el supuesto de admitir su edad prealpina, como se ha hecho en estas páginas. En el mismo caso se encuentran los yacimientos de magnetita (algunos de tipo skarn), como en el Peñoncillo, junto a Marbella (LAINE, 1967), y los de grafito de Ojen, en el mismo sector.

Los procesos metalogenéticos del ciclo alpino han sido especialmente importantes en los complejos nevado-filábride y alpujárride; en la zona sub-

bética son menos numerosos e importantes y aún menos en la prebética.

En el complejo nevado-filábride son especialmente notables las mineralizaciones en óxidos de Fe. Estas son mineralizaciones de tipo metasomático, si bien procesos secundarios (de carstificación y otros) han podido modificar más o menos sus características primitivas. Los yacimientos principales se encuentran al N. de Sierra Nevada (Alquife), y son de gran importancia económica. Otros, bastante menores, son frecuentes en otros puntos de Sierra Nevada y de la Sierra de Los Filabres. La interpretación de estos yacimientos es discutida, pero parece verosímil que se trate del resultado de removilizaciones, en relación con el metamorfismo alpino, de protoyacimientos ligados al Triás del complejo nevado-filábride, análogos a los que se encuentran en el complejo alpujárride. En el mismo complejo nevado-filábride se encuentran también yacimientos filonianos numerosos, pero poco importantes, de sulfuros de Cu y Pb, de siderita, etc.

En el Triás calizo-dolomítico de los mantos inferiores del complejo alpujárride son característicos los yacimientos estratófilos de fluorita y galena, análogos a los bien conocidos de los alpides orientales. Estos yacimientos existen en numerosas localidades y tienen importancia económica en varias de ellas (Sierra de Lújar, Gador, Baza y Alhamilla). Su origen es claramente diagenético-sedimentario. También en la misma formación se encuentran los yacimientos de cinabrio de las Alpujarras y Sierra de Baza, de menas de cobalto en la Sierra de Guajar, de wulfenita al O. de Sierra Nevada, todas ellas de escasa importancia. Interestratificados en la parte baja de la misma formación, o ya en el muro de la misma, en muchas localidades se hallan yacimientos exhalativo-volcánicos de óxidos de Fe y Mn, los cuales, en algunos casos, han tenido cierta importancia (El Conjuero, Mazarrón, etc.). En las cuarcitas del Triás Inferior se encuentran algunas mineralizaciones diseminadas de menas de Cu y de otros metales, prácticamente sin valor económico.

En la zona subbética, en relación con la actividad volcánica y subvolcánica del Triás, se formaron yacimientos ortomagmáticos de magnetita (concentrados secundariamente en parte, por procesos de erosión-sedimentación), que sólo alcanzan valor económico en Cehegín, y los exhalativo-volcánicos de hematites (ocres rojos) en numerosos sectores, especialmente cerca de Jaén. La actividad volcánica del Jurásico y Cretáceo originó solamente pequeñas mineralizaciones de magnetita, de sulfuros de Cu y Pb y, excepcionalmente (Huelma), de grafito. En la zona prebética las mineralizaciones son muy escasas: menas de Zn en el Alto Segura, de origen no bien conocido.

La actividad volcánica neógena tuvo consecuencias metalogenéticas muy notables. A ella se deben los yacimientos filonianos BPG (algunas veces ricos en Ag) y otras mineralizaciones variadas (Sn, etc.), pero menos importantes, del sector de Mazarrón, Cartagena y La Unión, así como diversos yacimientos BPG del sector del Cabo de Gata y el de Au de Rodalquilar. Las alteraciones de las rocas volcánicas originaron yacimientos importantes de bentonita (Serrata de Nijas, etc.) y de alunita (Mazarrón), y más o menos directamente relacionadas con esta etapa de actividad magmática están las mineralizaciones BPG del Mioceno de La Unión.

Quedan, por último, algunos yacimientos cuya génesis es bastante discutida; entre ellos, los más notables son los estratófilos BPG, con greenalita, magnetita y otros minerales de la Sierra de Cartagena («manto de los azules» y «manto piritoso»). Según unos autores (FRIEDRICH, 1959) serían metasomáticos, en relación directa con el vulcanismo neógeno; según otros (PAVILLON, 1969, 1972), representarían el resultado de procesos de removilización complejos, a partir de protoyacimientos sedimentarios. También es discutido el origen del yacimiento de estroncianita de Montevives, cerca de Granada.

6.2 EL PIRINEO

En comparación con las demás cordilleras alpidicas de Europa, el Pirineo presenta ciertas peculiaridades: trazado muy rigidamente rectilíneo; desarrollo del metamorfismo muy localizado y con características especiales; débil actividad magmática; estructura tectónica relativamente más sencilla; y otras más.

Conviene precisar también que, si bien desde el punto de vista orográfico, el Pirineo comprende las montañas situadas en el istmo que une la Península Ibérica al resto de Europa, desde el punto de vista geológico es bastante más largo. Por el E., los pliegues de la vertiente septentrional pirenaica pueden seguirse por el Languedoc y hasta Provenza. Por el O. rebasan también el istmo, se continúan por el país vasco y en cuantía aún no bien precisada se sumergen oblicuamente en el Cantábrico.

El ámbito del Pirineo fue afectado intensamente por la orogénesis herciniana. Los materiales antiguos, hasta el Westfaliense inclusive, presentan una estructura herciniana, así como metamorfismo del mismo ciclo. También se insertan en estos materiales plutones graníticos s. lat., y rocas ígneas diversas del ciclo herciniano. Con respecto a la orogénesis alpidica estos materiales constituyen un zócalo, sobre el cual se depositó la cobertera, más o menos completa, que abarca desde el Trías hasta una parte del Terciario. Al ser afectado el ámbito pirenaico por la orogénesis alpidica, zócalo y cobertera fueron deformados. En el zócalo, los efectos de la orogénesis alpina son diferentes, según los materiales y según los sectores; pero en cualquier caso se puede hablar de una superposición de estructuras alpidicas a las hercinianas.

Además de los materiales del zócalo y de la cobertera hay que considerar los materiales postorogénicos, poco o nada deformados por la orogénesis alpidica, pero cuyo estudio proporciona muy interesantes datos sobre la evolución tectónica del ámbito pirenaico después de la orogénesis alpina. No hay que olvidar que el actual relieve montañoso de la cordillera se debe a un levantamiento de conjunto, netamente posterior a los plegamientos propiamente dichos. Tampoco hay que olvidar que, en parte, el Pirineo se ha visto afectado por la tectónica de rift que afecta una larga zona de Europa y Mediterráneo occidental. Uno y otro proceso han quedado registrados en cierto modo en dichos terrenos postorogénicos.

Una ojeada a cualquier mapa geológico del Pirineo muestra en seguida

una disposición a primera vista simétrica de tres zonas longitudinales: una zona paleozoica (la zona axial) que separa dos zonas constituidas por terrenos de cobertera mesozoicos y terciarios (las zonas subpirenaicas, septentrional y meridional).

La zona axial.—Está formada por terrenos paleozoicos incluyendo importantes macizos graníticos ligados al ciclo herciniano y por algunos núcleos de terrenos precámbricos.

La zona axial aflora de un modo continuo desde el pico de Los Tres Reyes hasta el Mediterráneo. Más al O. se hunde bajo la cobertera mesozoica y las dos zonas subpirenaicas, septentrional y meridional, entran en contacto. Los afloramientos del zócalo en los macizos de los Aldudes y de Peñas de Aya (o de Cinco Villas), jalonan en forma discontinua la continuación de la zona axial en el Pirineo occidental.

La zona subpirenaica septentrional.—Forma una faja continua que bordea la zona axial por el N. Un importante accidente, la falla norpirenaica, separa la zona subpirenaica septentrional de la zona axial. Se trata de un accidente tardiherciniano que ha sido activo durante el Secundario y Terciario y ha tenido un importante papel en la evolución pirenaica, y probablemente en los movimientos relativos de la Península Ibérica respecto a Francia (MATTÄUER & SEGURET, 1971). La zona subpirenaica septentrional está constituida por terrenos mesozoicos y terciarios de la cobertera, pero en ella también aflora el zócalo, en los denominados macizos satélites de Aglí, Saint-Barthélemy, Trois-Seigneurs, Arize, Barousse y otros menos extensos. Hacia el O., las zonas norte y surpirenaica, unidas por el hundimiento progresivo de la zona axial en esta dirección, terminan en el mar. Hacia el E., la zona norpirenaica encuentra su prolongación por las pequeñas alineaciones montañosas del Languedoc y Provenza hasta encontrar la zona subalpina francesa. Las estructuras de la zona norpirenaica y su prolongación oriental tienen vergencia N. Toda esta faja se desarrolla en territorio francés, y por ello, en esta noticia explicativa no se trata de ella más que incidentalmente y en grado necesario para la comprensión de las características generales de la cordillera.

La zona subpirenaica meridional.—Esta zona presenta importantes variaciones a lo largo de la cadena pirenaica. La parte correspondiente al Pirineo central es donde se presenta de un modo más completo. En esta parte, concretamente al N. de Huesca, pueden distinguirse de N. a S. las siguientes unidades: las sierras interiores, la depresión media (o de Jaca) y las sierras exteriores (o marginales). La zona límite entre las sierras interiores y la zona axial es una zona tectonizada a la que se ha llamado, entre el Essera y el valle del Segre, zona de Las Nogueras, por estar bien desarrollada en los valles del Noguera Ribagorzana y del Noguera Pallaresa. Como ya se ha indicado, todas estas unidades no se presentan de un modo continuo a lo largo de toda la cordillera. Las sierras exteriores desaparecen hacia el O., algo más al O. del río Gállego, aunque más al O. aún, la sierra de Cantabria podría en cierto modo representar su continuación. Hacia el E., al E. del

valle del Noguera Pallaresa, es la depresión mediana la que desaparece y las sierras exteriores e interiores se fusionan. Más al E. aún, la zona subpirenaica meridional sufre una fuerte reducción, a partir del valle del río Segre. En este punto la zona subpirenaica es cortada por una falla de rumbo sinistral (la falla del Segre). Al E. de dicha falla, la zona subpirenaica queda limitada a una estrecha franja, cuyos testigos más orientales son las escamas del Montgrí, junto al Mediterráneo (SOLE et al., 1955).

La estructura del Pirineo, y concretamente de su vertiente S., ha sido objeto de interpretaciones muy diversas. Esta diversidad de interpretaciones se debe a la existencia de contactos mecánicos de evidente vergencia al S., especialmente en la parte meridional de la zona subpirenaica, y otros de aparente vergencia N., cerca del contacto entre la zona subpirenaica (meridional) y la zona axial.

La primera observación tectónica importante se debe a BRESSON (1903), que pone de manifiesto la existencia de un contacto anormal cabalgante en Gavarnie, vergente hacia el S.; el desarrollo ulterior de los conocimientos sobre la cadena pirenaica ha demostrado tratarse de una estructura de gran importancia. No obstante, el primer ensayo de interpretación general se debe a BERTRAND (1908), que propone una estructura en mantos de gran envergadura, todos ellos vergentes al N. En esta misma línea, JACOB y FALLOT (1914) consideran, en la transversal del Montsec, la existencia de un corrimiento hacia el N. de los materiales mesozoicos, para formar lo que denominaron el manto del Montsec. Esta interpretación se basaba en los contactos anormales que se observan a lo largo de todo el borde N. de la zona subpirenaica meridional y se mantuvo con diferentes matices (ASTRE, 1924, 1925; JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY, 1927) hasta que los estudios de la escuela de STILLE impusieron una nueva interpretación. MISCH (1934), ASAHUER (1934) y SELZER (1934) emprendieron el estudio de la vertiente S., llegando a conclusiones autoctonistas. La estructura de la zona subpirenaica meridional aparece en estos autores como una estructura sinclinal, más o menos compleja, con marcada vergencia, incluyendo cabalgamientos, hacia el S. en su parte más meridional, y con estructuras menos importantes dirigidas hacia el N., en su parte septentrional; en ciertos cortes (ASAHUER, 1934, fig. 16) se representa incluso el conjunto de la estructura como más o menos extrusiva. Esta interpretación fue en general aceptada (LLOPIS, 1936, 1954; ALASTRUE, ALMELA & RIOS, 1957; ALMELA & RIOS, 1947) y la cadena en conjunto vista como una cadena bilateral (MATTAUER, 1968), aunque ciertas discusiones subsistieran sobre la importancia de las vergencias al N. en la zona subpirenaica meridional (ver, por ejemplo, SOUQUET, 1967). Una nueva etapa en la interpretación de las cadenas pirenaicas se inició con los trabajos de SEGURET (1964, 1972), quien interpreta la zona subpirenaica meridional esencialmente como una masa alóctona, despegada, desplazada hacia el S., y que corresponde en parte a la antigua cobertera de la zona axial; los contactos aparentemente de vergencia N. no serían más que la parte posterior de las superficies de corrimiento, levantándose hacia la zona axial hasta ser cortadas por la superficie topográfica. Vista en su conjunto, la estructura del Pirineo sería la de una cordillera bilateral

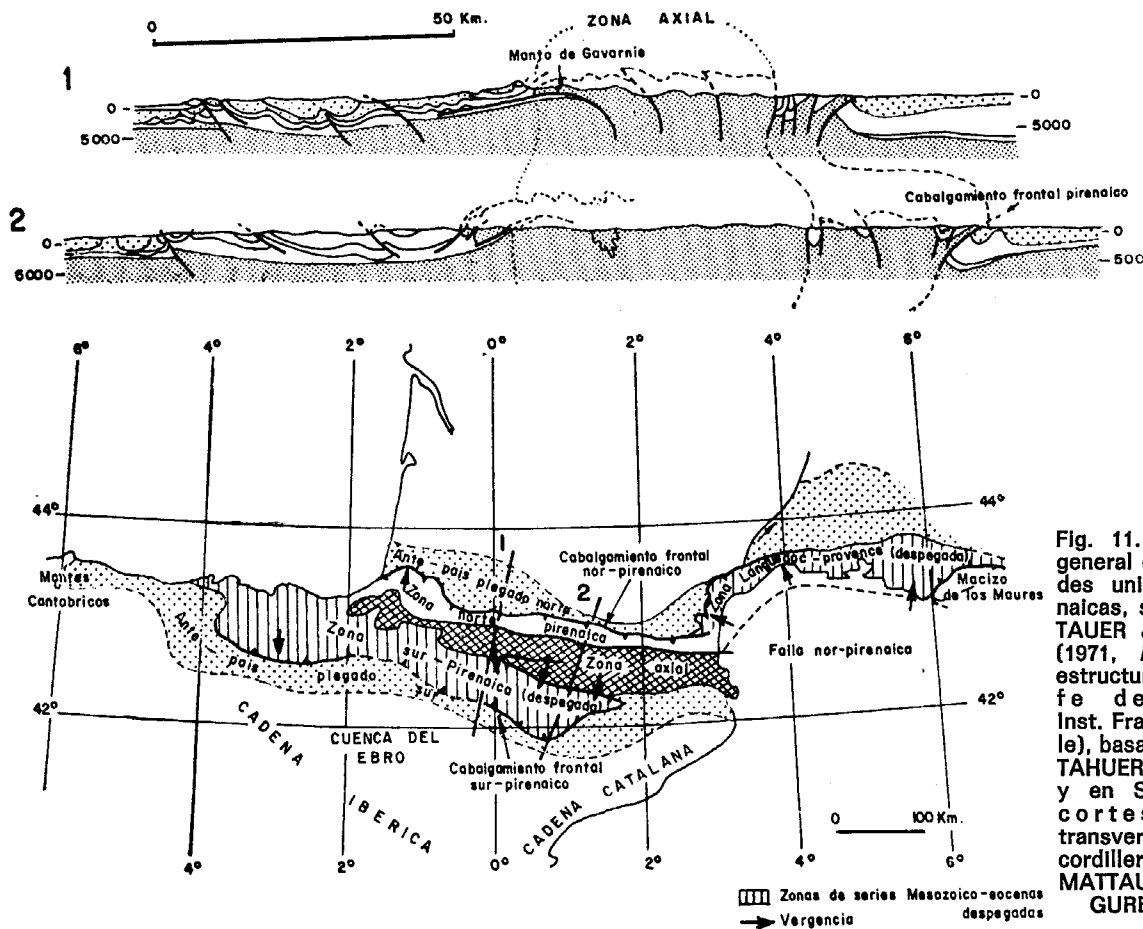


Fig. 11. — Esquema general de las grandes unidades pirenaicas, según MATTAUER & SEGURET (1971, *In Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Inst. Français Pétrole), basado en MATTAUER & HENRY y en SEGURET, y cortes generales transversales a la cordillera (según MATTAUER & SEGURET, 1971).

con una zona axial paleozoica y a ambos lados una cobertera despegada. Como consecuencia se habrían formado mantos vegetales al S. en la zona subpirenaica meridional, especialmente a partir del Segre hacia el O. y estructuras vergentes al N. en la zona subpirenaica septentrional, e incluso despegues de la cobertera con traslaciones hacia el N. (cadenas del Lanquedoc-Provenza, por ejemplo) (fig. 11).

Desde la aparición de los trabajos de SEGURET, los autores posteriores han ido progresivamente aceptando esta interpretación (SOLER-SAMPERE & PUIGDEFABREGAS, 1970; GARRIDO-MEGÍAS, 1972; GARRIDO-MEGÍAS & RIOS ARAGÜES, 1972; SOLE-SUGRAÑES & CLAVELL, 1973), aunque con variaciones en cuanto a la delimitación de las unidades autóctonas o a la importancia asignada a las traslaciones. No va a entrarse aquí a discutir detalles de la estructura, pero sí interesa señalar las interpretaciones dadas a la terminación frontal de estas unidades corridas. Dos son las posibilidades existentes, o bien se «enraízan frontalmente», o sea, que la masa despegada y corrida pasa hacia el frente sin solución de continuidad a la cobertera autóctona, o bien los conjuntos corridos terminan hacia el S. por un frente de cabalgamiento. En el primer caso el borde de la zona subpirenaica estaría marcado simplemente por una atenuación y desaparición de las estructuras de plegamiento, en el segundo estaría marcado por una línea de cabalgamiento. Esta segunda interpretación es la dada por GARRIDO-MEGÍAS (1973), para el sector central del Pirineo, y está de acuerdo con los datos geofísicos (fig. 12). En esta forma ha sido indicado el citado límite S. en el Mapa Tectónico, donde se ha indicado un contacto tectónico desde Balaguer a Tafalla, contacto que en el campo está enmascarado por los terrenos posttectónicos. Esta disposición estructural explica (O. RIBA, comunicación verbal) la presencia de facies evaporíticas en el mismo borde de la cuenca del Ebro, en la región de Balaguer, y ausencia de facies de borde. En cambio, hacia el E., en la cuenca del Ter y La Garrotxa la cobertera, reducida casi al Eoceno, presenta una atenuación marginal de los pliegues, sin cabalgamiento frontal (fig. 13). Más al E. aún aparecen de nuevo las estructuras de corrimiento en gran escala: mantos de Montgrillera y Montgrí, comparables a los del Pirineo central.

La terminación occidental del Pirineo.—El Pirineo, en sentido estricto, es decir, en el sentido orográfico, termina al alcanzar la costa en el ángulo SE. del Golfo de Vizcaya, pero las estructuras pirenaicas se continúan más al O. aún, a través del País Vasco, en España.

En el área mesozoica del País Vasco, Santander y N. de Burgos, al O. de los dos macizos más occidentales del Pirineo, es decir, de los macizos de Quinto Real (Aldudes) y Cinco Villas, entre el mar, en el sector de Deva-San Sebastián y el Terciario de la cuenca del Duero, en el sector del río Pisuerga, se suceden de NE. a SO. las siguientes unidades (fig. 14): 1) franja litoral del flysch de Zumaya, en posición sinclinal, que por el E. se prolonga por la vertiente N. del Pirineo; 2) anticlinal (o zona anticlinorial) de la costa; 3) Sinclinal de Beasain-Eibar (o sinclinal de Vizcaya); 4) anticlinal de Bilbao o anticlinal de vizcaíno; 5) una amplia zona, situada entre el anticlinal de Bil-

bao y las cubetas de Miranda y de Medina de Pomar, formando un flanco muy suave que liga el anticlinal con las cubetas sinclinales; 6) las cubetas de Medina de Pomar y de Miranda, separadas por una estructura anticlinal oblicua; 7) una franja fuertemente dislocada, estrecha y alargada, que forma la alineación de la Sierra de Cantabria y los montes Obarenes; 8) el sinclinal de La Lora, que hacia el SE. se hunde bajo el Terciario; 9) una nueva zona dislocada: la zona de Montoria.

De las estructuras citadas (ver CIRY et alt., 1967), el anticlinal de la costa se sitúa aproximadamente en la prolongación del macizo de Cinco Villas, y el sinclinal de Beasain-Eibar es la prolongación de la zona mesozoica que separa los macizos de Cinco Villas y Aldudes (=Quinto Real) Todas estas estructuras, hasta el anticlinal de Bilbao incluido, prolongan estructuras pirenaicas y pueden ser consideradas desde el punto de vista estructural como el textremo más occidental del Pirineo. Hacia el O., todas estas estructuras se hunden en el mar y es posible que desaparezcan por progresiva atenuación en un punto no determinado aún.

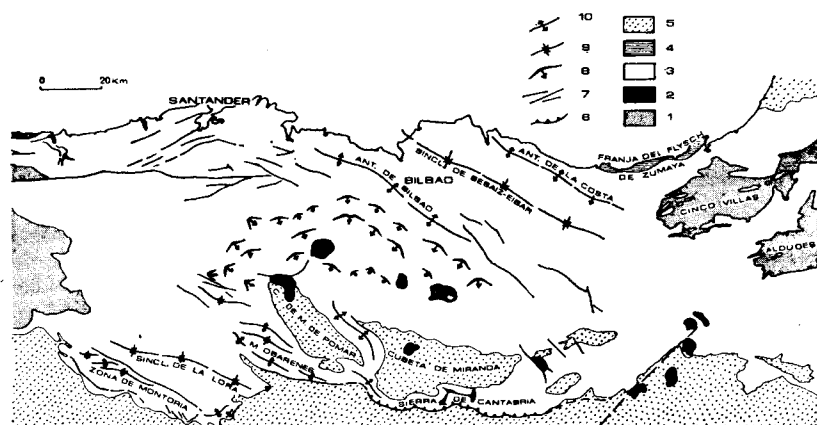


Fig. 13.—Esquema estructural de la terminación occidental del Pirineo. 1, Paleozoico; 2, afloramientos diapíricos de Trías; 3, Mesozoico y Paleógeno, indiferenciados; 4, flysch de Zumaya; 5, Neógeno; 6, cabalgamiento frontal de la Sierra de Cantabria; 7, fallas; 8, pendientes estructurales en torno a las cubetas de Miranda y Medina de Pomar; 9, sinclinal; 10, anticlinal.

Por lo que se refiere a las estructuras más meridionales, la zona deformada de la Sierra de Cantabria y los Montes Obarenes, por su posición sugiere una relación con las Sierras Exteriores, de los que parece formar una prolongación.

Es interesante además señalar que los materiales mesozoicos de la Sierra de Cantabria cabalgan al Terciario de la depresión del Duero, con una amplitud de unos 15 Km.; hacia el O. este cabalgamiento debe atenuarse, no

manifestándose ya, o siendo de pequeñas dimensiones, en los Montes Obarenes. Hacia el E., las estructuras de la Sierra de Cantabria están cortadas por pequeñas fallas de rumbo (strike-slip faults); en Santa Cruz de Campezo existe una de estas fallas, de mayor importancia, y más al E. se encuentra una alineación de diapiros marcando la misma dirección. Estas estructuras marcan la terminación oriental de la Sierra de Cantabria.

No obstante, por las diferencias que presenta en su historia sedimentaria y por sus características estructurales, se ha preferido considerar esta faja como un dominio extrapirenaico, representando, como la faja de Montoria, una zona deformada con características de cadena de tipo intermedio. Esto no significa que no pueda existir una relación con las Sierras Exteriores citadas; en este caso, hacia el O. se manifestaría una progresiva atenuación de las estructuras pirenaicas.

El anticlinal de Bilbao separa dos áreas con características diferentes. Las estructuras, a partir del anticlinal de Bilbao hacia el N., prolongan claramente las estructuras pirenaicas; además, al N. de este anticlinal se encuentran rocas volcánicas básicas de edad cretácica (JEREZ et al., 1971), con estructuras en almohadilla (pillow-lavas) y facies flysch (AZPEITIA, 1933; GOMEZ DE LLARENA, 1954, 1956; CRIMES, 1973), que faltan al S. El anticlinal de Bilbao es además una gran estructura que afecta al zócalo, como indican la gravimetría y un sondeo que alcanzó el Carbonífero (pizarras), en contraste con estructuras como, por ejemplo, el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, en las cuales no hay intervención visible del zócalo.

Queda sólo por señalar, como rasgo importante de la región vasco-cántabrica, el diapirismo (RIOS, 1948, 1963). Este diapirismo afecta tanto a zonas que se han representado en el mapa como integrantes de la Cordillera Pirenaica, como a zonas representadas como extrapirenaicas, y tiene las mismas características que el diapirismo pirenaico de zonas más orientales. Se trata de diapiros originados por procesos halocinéticos a partir del Triás salífero y que pueden ascender a través de zonas indeformadas (ello es especialmente claro fuera del área pirenaica). El carácter halocinético de los diapiros no significa, no obstante, que los niveles salíferos no hayan podido jugar un papel en la tectónica; en efecto, donde la complejidad tectónica es mayor, estos niveles han permitido comportamientos más o menos autónomos de la cobertera con respecto al zócalo.

El ciclo herciniano en la zona axial.—Los materiales más antiguos que afloran constituyen un complejo metamórfico ($P \in VA$ en el mapa), en el que con toda verosimilitud están representadas rocas precámbricas, profundamente transformadas y reactivadas por efecto del metamorfismo y deformaciones penetrativas de edad herciniana. En todo caso, la discordancia entre este zócalo y el Paleozoico no ha quedado preservada en ningún punto de la zona axial. Importantes manifestaciones volcánicas ácidas, y rocas detríticas producto del desmantelamiento del zócalo precámbrico, respectivamente transformadas en orto y paragneis, se sitúan verosímilmente por debajo del Cámbrico y en aparente continuidad con éste. Por ello puede hablarse, pues, de un infracámbrico en la zona axial pirenaica, no separable del Cámbrico propiamente dicho.

La serie paleozoica (VA, en el mapa) comprende dos partes que por lo menos en algunos sectores del Pirineo oriental (SANTANACH, 1972), aparecen separadas por una discordancia. La parte inferior, de más de 3.000 m., aflora extensamente entre La Cerdaña y el Mediterráneo y comprende dos formaciones estudiadas principalmente por CAVET (1959). La inferior (formación de Canavelles), está constituida principalmente por filitas, con algunos niveles grafitosos y de rocas volcánicas, y con intercalaciones de dolomías y calizas marmorizadas, en número y potencia variable; por su semejanza con el Cámbrico de la Montagne Noire, puede atribuirse esta edad a la formación de Canavelles. La formación superior (formación de Jujols), es flyscholide y consiste esencialmente en una alternancia rítmica de lechos delgados de cuarcitas y filitas procedentes del metamorfismo de niveles areniscosos y arcillosos, con algunas intercalaciones de conglomerados y de rocas volcánicas. Con menos seguridad, por su relativa semejanza con el Ordovícico Inferior del Languedoc meridional, podría atribuirse tal edad a esta formación.

La parte superior de la serie paleozoica con fósiles en bastantes niveles contiene ya mejores elementos de datación y abarca con seguridad desde el Ordovícico Superior hasta el Carbonífero Inferior inclusive, y puede alcanzar hasta el Westfaliense en algunos sectores. El Ordovícico Superior, de varios centenares de metros, comienza por conglomerados en muchos sectores del Pirineo oriental, pero esencialmente está constituido por pizarras con intercalaciones de calizas en su parte superior, que han proporcionado faunas del Asghill (CAVET, 1959, etc.). El Silúrico (50 a 250 mm.) está constituido por pizarras negras, grafitosas y piritíferas y termina con calcosquistos y calizas hacia la parte superior. El Devónico (de 100 hasta 1.500 m.) se caracteriza por el gran desarrollo de calizas y dolomías, que pueden llegar a constituir casi la totalidad del sistema en algunos sectores. El Carbonífero está en discontinuidad estratigráfica con el Devónico, en diversos sectores. En ellos, empieza con un nivel delgado de liditas (Tournatsiense), al que se superpone una formación de tipo flysch o flyscholide que abarca el Dinatiense Superior y una parte variable del Namuro-Westfaliense. En otros sectores, no obstante, recientes investigaciones han abierto la posibilidad de que la formación flyscholide comprenda también el Dinatiense Inferior e incluso parte del Devónico. Existen también, aunque escasos, algunos niveles de calizas (WATERLOT, 1968). El Estefaniense (en facies lacustres o subáreas) y el Pérmico (capas rojas) tienen ya un carácter postorogénico (V₃A).

Las rocas ígneas paleozoicas están bien representadas en la zona axial. Se ha aludido ya a la existencia de rocas volcánicas y subvolcánicas de carácter preorogénico, intercaladas en la serie paleozoica; la pequeñez de sus afloramientos no permite su representación a la escala del mapa.

Los afloramientos de granitoides (V₇A) son, en cambio, extensos; las intrusiones son desde sincinemáticas tardías a netamente postcinemáticas. Especialmente estas últimas suelen ir acompañadas de cortejos filonianos bastante desarrollados. Existen dos conjuntos de granitoides bien individualizados: por una parte, granitos con moscovita, por otra, granodioritas con biotita. Los primeros presentan trazas de deformación, referibles a etapas de

deformación tardías. Los segundos no presentan apenas trazas de tales deformaciones, salvo excepción. Por otra parte, los granitos con moscovita se presentan solamente insertos en la infraestructura, o muy poco por encima del límite de ésta. En general están íntimamente asociados a los gneis atribuibles al antiguo zócalo precámbrico, con los que presentan afinidades químicas y mineralógicas; todo ello hace suponer que tales granitos derivan de dichos ortogneises, vía migmatización. En cambio, las granodioritas con biotita, en muchos casos se han introducido en la supraestructura, hasta niveles altos, incluso en el seno de materiales carboníferos. Los materiales originarios de estas granodioritas podrían ser los de la serie de Canavellas, vía migmatización también. Y aunque hay que suponer una mayor movilidad de los magmas granodioríticos, puesto que han podido ascender hasta cerca de la superficie, para ello han requerido tiempo y su consolidación sería, por tanto, más tardía si, como es razonable, la migmatización fue sincrónica tanto en los materiales más antiguos como en los de la serie de Canavellas.

Las rocas volcánicas postorogénicas, casi todas de la serie riolita-andesita, son abundantes, especialmente en el Pérmico, pero sus afloramientos, muy numerosos, son en general excesivamente pequeños para poder ser representados en el mapa.

A pesar del hecho de haber quedado afectado el zócalo herciniano por las deformaciones alpinas, éstas en general no son penetrativas, y por ello, en amplios sectores, ha quedado bien preservada la estructura herciniana. Es evidente ya por este hecho que la orogénesis alpina no ha alcanzado en la Cordillera Pirenaica la importancia que tiene en las cordilleras alpinas en sentido estricto (Alpes, Béticas, etc.).

En los últimos decenios, gracias a las investigaciones de diversos autores de varios países, se ha progresado mucho en el conocimiento de la estructura herciniana del Pirineo (DE SITTER & ZWART, 1959, 1962; ZWART, 1963 a, b, 1965; MEY, 1968; GUITARD, 1970; ESTEVEZ, 1973, etc.). El ámbito herciniano del Pirineo comprende áreas con grados muy diversos de metamorfismo y en las cuales, por consiguiente, la deformación ha tenido lugar bajo condiciones muy diferentes. Existen áreas con rocas meso y catazonales y con frecuente desarrollo de magmatismo (infraestructura en el sentido de WEGMANN, 1935) y otras formadas por rocas epizonales y no metamórficas. El límite entre ambos pisos tectónicos (en el sentido de WEGMANN) no tiene la misma posición estratigráfica en todas partes; puede advertirse un progresivo ascenso de E. a O., hasta culminar en el sector del Valle de Arán, para descender más al O.

La infraestructura aparece, en grandes antiformes, con gneises con una foliación continua que muestra la estructura antiformal en el núcleo. Encima de los gneises aparecen micaesquistos con una estructura disarmónica y pliegues de varios órdenes de dimensiones sobre todo de tamaño decimétrico y carácter isoclinal y con una esquistosidad continua y muy tendida. GUITARD (1970), en el antiforme del Canigó, y basándose en la reaparición de micaesquistos por debajo de los gneises, invoca la existencia de grandes pliegues tumbados que habrían sido deformados posteriormente en grandes

antiformes. Estas características contrastan con las de la superestructura, en la cual coexisten pliegues congruentes jerarquizados, de diversas magnitudes, desde los kilométricos (sinclínorio de Llavorsí) hasta los métricos o menores, según los tipos de roca y la potencia de los estratos. La esquistosidad de plano axial vertical o fuertemente inclinado está generalizada y subraya la dirección dominante de los ejes de los pliegues, que es de E.-O. a ONO.-ESE., en la mayor parte de la zona axial. A medida que se asciende a zonas cada vez menos metamórficas, los factores litológicos originales adquieren, como es natural, cada vez más importancia y se tiende a los pliegues concéntricos. En algunos sectores, especialmente en el Pirineo oriental, donde el límite inferior de la supraestructura queda situado muy bajo (cerca de la base de la formación de Canavelles), la supraestructura abarca casi toda la serie paleozoica, con todas sus variaciones litológicas. El Silúrico, con sus pizarras grafitosas tan incompetentes aparece allí como un nivel de despegue generalizado (FONTBOTE, 1949) que separa dos pisos autónomos, que a su vez están subdivididos en otros de orden inferior, con despegues y disarmonías notables.

A la estructura citada, que se podría clasificar de «principal» por su generalidad e importancia, se superponen los efectos de otras deformaciones menos importantes. Se trata, sobre todo, de pliegues de pequeña magnitud y orientaciones diversas (normales, oblicuos o paralelos) con respecto a los de la deformación principal (ZWART, 1963 a) y con esquistosidades discontinuas asociadas. Todas estas sucesivas deformaciones debieron ocurrir en un lapso de tiempo relativamente corto (ZWART, 1963 a) que se situaría hacia el Westfaliense Alto.

Hay fundados motivos para suponer que, más tarde, en el Estefaniense y en el Pérmico, tuvo lugar una importante tectónica de fractura, en relación con la cual se desarrolló el volcanismo subsecuente y postorogénico ya aludido. Verosíblemente, también se desarrollaron las traslaciones que han fragmentado el conjunto de la cordillera herciniana en bloques diversamente movidos unos respecto a los otros, lo que dificulta su reconstrucción ideal. Pero esta estructura, ya tardía, postherciniana, es muy difícil de reconstruir. Por lo demás, varias de las fallas de esta etapa han rejugado en épocas muy posteriores (FONTBOTE y GUITARD, 1958).

El metamorfismo regional herciniano afecta a la zona axial con intensidad variable. ZWART (1963 b) ha presentado ya una visión de síntesis bastante coherente, que es la que se ha tomado como base para este capítulo.

El metamorfismo de la zona axial, como es normal en la cordillera herciniana de Europa occidental se caracteriza sobre todo por el desarrollo de paragénesis de baja presión y fuertes gradientes térmicos. Y como subraya ZWART (1963 b) es en el Pirineo central (Bossost, en el Valle de Arán, etc.) donde estas características están más acusadas, y no sólo para la cordillera herciniana, sino, quizá, de todas las zonas metamórficas conocidas del mundo.

Parece claro que, a grandes rasgos, el metamorfismo regional es sintectónico, sin perjuicio que haya continuado en muchos puntos hasta después de terminadas todas las etapas de deformación penetrativa, y que, en ge-

neral, el grado de metamorfismo haya ido aumentando a medida que se avanzaba en el tiempo. En esta sucesión de acontecimientos, la migmatización aparece como un proceso relativamente tardío, posterior, desde luego, a la etapa principal de deformación y hasta a alguna de las siguientes, pero anterior a las etapas más tardías.

En la zona axial pirenaica el ciclo herciniano ha sido pródigo en procesos metalogenéticos. Los yacimientos son muy variados, aunque pocos tienen importancia económica. La interpretación genética de muchos de ellos está aún por hacer. Relacionados con la sedimentación paleozoica están yacimientos de manganeso en el Devónico, de nódulos fosfatados en las lilitas del Dimantiense, y según ciertas interpretaciones (GOMEZ DE LLARENA, 1962), de magnesita (importantes) en el Devónico. Con el plutonismo y/o el vulcanismo ácido subsecuentes se relacionan una gran cantidad y variedad de yacimientos: filonianos BPG, de fluorita, molibdenita, wolframita, scheelita, mispiquel, minerales de cobalto, estibina, baritina, etc. Más oscura parece la interpretación de muchos de los yacimientos de óxidos y carbonatos de hierro, frecuentes en la zona axial; únicamente cabe apuntar la posibilidad de un origen hidrotermal no relacionado con la actividad magmática, sino con el metamorfismo regional.

La conexión entre la paleogeografía paleozoica y las estructuras hercinianas de la zona axial pirenaica y las del macizo ibérico es difícil de establecer. Las diferencias en cuanto al desarrollo del metamorfismo y el plutonismo, con las zonas más próximas del macizo ibérico, son notables. Existe, en cambio, una semejanza entre las series paleozoicas del Pirineo y las de la Montagne Noire, que a su vez se relacionan con la zona asturoccidental-leonesa (rama N. del arco). La semejanza con la Montagne Noire sugiere una situación relativamente próxima en la cuenca herciniana, pero un cuadro general no puede ser aún presentado.

El ciclo alpino: Los materiales.—La serie de cobertera en su sentido estricto comienza con el Triás, aunque las directrices pirenaicas no se diferencian sino bastante más tarde (en el Cretáceo).

A diferencia del Estefaniense y el Pérmico, que se depositaron en pequeñas cuencas individualizadas, el Triás Inferior se deposita sobre todo o casi todo el ámbito pirenaico peneplanizado ya. No obstante, la cuenca sedimentaria en modo alguno prefigura la futura cordillera, sino que forma parte de una amplia área de características de plataforma, que debía rebasar muy ampliamente el ámbito pirenaico. En conjunto, el Triás tiene unas características de tipo germánico, y en varios sectores, en el Triás Medio, y sobre todo en el Superior, se desarrolla actividad volcánica, con erupciones básicas (ofitas), en relación con la etapa de tectónica distensiva, representada también en otras áreas del Mediterráneo occidental.

El Lías está formado esencialmente por calizas, dolomías, margas y rocas detríticas finas en los bordes de sectores que debieron quedar emergidos. Durante el Lías, la sedimentación en buena parte del ámbito pirenaico se prosiguió con características también de plataforma. Es interesante notar que las líneas de costa en nada siguen las directrices de los futuros pliegues pirenaicos (MISCH, 1934; DELFAUD, 1969). La diferenciación o individua-

lización de una cuenca pirenaica propiamente dicha ocurrirá mucho más tarde en el Cretáceo y, para ciertos sectores, en el Eoceno. El Dogger y el Malm no llegaron a depositarse por todo el ámbito. Durante estos períodos prevalecieron aún condiciones no esencialmente diferentes de las del Lías; es decir, de mar de aguas más o menos someras y sedimentación casi exclusivamente carbonatada. Aunque en el Malm se advierte ya una cierta tendencia a la individualización de dominios, las directrices de las zonas isópicas son más bien transversales a las de la futura cordillera pirenaica. En el Malm terminal hay tendencia generalizada a la emersión, y consiguiente erosión en amplios sectores (zona axial del Pirineo occidental, por ejemplo). En otros sectores, como en la zona subpirenaica meridional, entre el Segre y el Essera, y en la parte interna de la zona subpirenaica septentrional, la sedimentación fue continua entre el Jurásico Superior y el Cretáceo Inferior. Esta emersión y la erosión consiguiente parecen según todos los indicios que deben relacionarse con el desarrollo de una tectónica de fractura.

En el Cretáceo Inferior, por primera vez, se comienza a diferenciar el ámbito pirenaico propiamente dicho, y esto ocurre en condiciones de tectónica distensiva, con fallas normales que contribuyen a individualizar surcos subsidentes y umbrales de dirección pirenaica. Uno de dichos surcos se extiende a lo largo de lo que sería después el borde N. de la zona axial, mientras que otros se sitúan más al S. La sedimentación es también más variada. En algunas áreas la subsidencia queda compensada por la sedimentación y se mantienen condiciones de aguas poco profundas, con sedimentación caliza frecuentemente arrecifal o paraarrecifal (calizas «urganianas», etc.). En otras áreas, la subsidencia es más rápida, y en ellas se depositan formaciones de tipo flysch, como ocurre en un surco a lo largo del antepaís septentrional, a partir del comienzo del Albiense. Por lo demás, es en el Albiense que se acusa un aumento considerable de la inestabilidad del ámbito pirenaico, con depósito de brechas en relación con movimientos de fallas normales.

En el Cretáceo Superior se va acusando aún más la diferenciación del ámbito pirenaico (MISCH, 1934; SOUQUET, 1967; MATTAUER, 1968; HENRY, VILLANOVA & WINNOCK, 1971; HENRY, LANUSSE & VILLANOVA, 1971). En el Cenomanense la subsidencia se continúa aún en el surco norpirenaico individualizado en el Cretáceo Inferior y se depositó en el mismo una potente serie, con abundantes materiales detríticos. En el Senonense es activo el depósito sedimentario con facies flysch a lo largo de la vertiente N. pirenaica, mientras que en la vertiente S. estas facies están limitadas a la zona de Poble de Segur (FARRES, 1963; HOORN, 1970; MUTTI & ROSELL, 1968), lo que plantea un problema de reconstrucción paleogeográfica (HENRY, LANUSSE & VILLANOVA, 1971) que tal vez puede ser resuelto con una adecuada reconstrucción palinspática (GARRIDO-MEGIAS, 1973). En contraste con esta área, en gran parte de la zona meridional persistieron condiciones de emersión y, sólo lentamente del Cenomanense al Senonense, el mar fue ganando extensión. Así, el Cretáceo Superior de la zona subpirenaica meridional, salvo en el sector de las sierras interiores, entre el Segre y el Essera,

es netamente transgresivo sobre diversos términos de la cobertera, o directamente sobre el zócalo herciniano, a la vez que la edad de los estratos inferiores representados en este Cretáceo Superior no es sincrónica en los diversos sectores. Fuera de los surcos turbidíticos las calizas son las rocas dominantes en el Cretáceo Superior pirenaico, y sus potencias pueden llegar a ser considerables (más de 2.000 m.) en varios sectores. En el surco norpirenaico, sin embargo, se deposita una formación flysch y se desarrolla al fin actividad volcánica submarina, con lo cual por primera vez en el ciclo alpídico, una parte por lo menos del ámbito pirenaico adquiere unas características más típicas de geosinclinal. Hacia el final del Cretáceo o en el tránsito al Paleoceno se produjo la primera fase compresiva, que afecta a una estrecha faja situada al N. de la zona axial pirenaica. Mientras tanto, al N. y al S. de esta área la sedimentación proseguía sin discontinuidad apreciable. No obstante, en el S. se produjo una regresión en el Maestrichtense y la sedimentación continuó en régimen continental, con el depósito del llamado Garumnense, el cual puede también abarcar la parte inferior del Paleoceno.

En el Eoceno s. lat., como indica SEURET (1972), se hace difícil separar la historia sedimentaria de la tectónica. La sedimentación persiste en amplios sectores, mientras se desarrolla también en ellos el deslizamiento hacia el S. de amplios sectores de la cobertera. Esto tuvo lugar especialmente desde el Cuisiense hasta el Bartonense. Estos deslizamientos son contemporáneos y consecuencia más o menos directa de la enérgica etapa compresiva que afectó especialmente el ámbito de la zona axial, aunque con cierto retraso respecto al comienzo de aquéllos. Con todo ello se hace difícil una exposición bien sistematizada del desarrollo de la historia sedimentaria y de las características del Eoceno pirenaico. Hasta el Cuisiense no se dan grandes cambios respecto a la situación anterior, salvo la progresiva transgresión marina, que recupera las amplias zonas emergidas al final del Maestrichtense, al S. de la zona axial, y que se extiende hasta el Luteciense, afectando ya al antepaís. La sedimentación es en todas partes de un mar de aguas poco profundas y origina, sobre todo, calizas ricas en foraminíferos. Ahora bien, es en el Cuisiense, que al S. de la zona axial se desarrolla por primera vez en la historia del ciclo alpídico, un largo surco subsidente en el que llegan a acumularse enciertos sectores (Jaca-Pamplona) hasta 4 ó 5 km. de flysch y formaciones afines de edad cuiense-luteciense. Este depósito se produce mientras la cobertera de la zona subpirenaica meridional se desliza hacia el S., en mayor o menor cuantía, según los sectores, y se produce también, con cierto retraso, la elevación de la zona axial. Todo ello origina, en ciertos sectores, alteraciones y variaciones en la sedimentación, a primera vista incomprensibles, y origina también las estructuras de plegamiento de la fase pirenaica propiamente dicha.

En el Biarritzense y Bartonense la sedimentación pirenaica queda influida especialmente por la elevación de la zona axial y de los nuevos relieves originados como consecuencia de la referida fase pirenaica. Ingentes cantidades de cantos rodados se acumulan en las depresiones y llegan incluso

a sepultar parcialmente los nuevos relieves montañosos. Así se originan los conglomerados y formaciones molásicas en general, cuya potencia y extensión constituyen uno de los rasgos típicos de la geología pirenaica. En el Bartonense, esta sedimentación va rechazando el dominio marino hacia las márgenes del ámbito pirenaico y antepaís adyacente. Antes del final de esta época ya se había producido la regresión total y la sedimentación se hace continental en todas partes. Estas condiciones de sedimentación continental persisten en el ámbito pirenaico hasta el final del Eoceno y en el Oligoceno. La sedimentación se ve perturbada en varios sectores por la continuación del desarrollo de pliegues y cabalgamientos. Con ello se desarrollan las discordancias progresivas tan espectaculares en varios puntos del Pirineo (RIBA, 1973). Con el Oligoceno termina la serie de cobertera propiamente dicha.

Los terrenos posteriores tienen ya un carácter netamente postorogénico y están representados en pequeñas extensiones del ámbito pirenaico, a causa de la elevación de la cordillera, generalizada en el Mioceno. Como caso excepcional hay que citar las depresiones individualizadas a favor de la tectónica de rift neógeno-cuaternaria, que afecta una parte, si bien relativamente reducida, de la cordillera, entre la depresión de Urgellet y el mar Mediterráneo. Como resultado de esta tectónica se formaron, además de la depresión de Urgellet, las de Cerdaña, Conflent, Rosellón y Ampurdán. En estas dos últimas se produjeron transgresiones marinas en el Mioceno y Plioceno, y los terrenos que las rellenan, predominantemente detríticos, tienen facies marinas y continentales. En las demás depresiones la sedimentación neógena fue únicamente continental.

Edad de la deformación, en el ciclo alpino.—Tres han sido las etapas principales de deformación en el Pirineo. La primera etapa compresiva indudable se desarrolló al final del Cretáceo o ya en la transición del Cretáceo al Paleoceno, según varios autores (MATTAUER & PROUST, 1967; CHOUKROUNE, 1970). Los efectos de esta etapa compresiva quedan muy localizados a lo largo de una estrecha zona alargada, al N. de la falla norpirenaica, lo que sugiere una relación con este accidente. A pesar de la pequeñez relativa del área en que esta fase se dejó sentir, sus efectos son intensos, ya que va acompañada de un desarrollo de la esquistosidad y de un metamorfismo (LONGCHAMON, 1912; CHOUKROUNE, 1970). Fuera de la franja indicada, esta fase pudo dejarse sentir en algunas zonas, pero en todo caso débilmente (Provenza y Languedoc, MATTAUER & SEGURET, 1971). La segunda fase de deformación tuvo lugar en el Eoceno y es la fase pirenaica por antonomasia; en ella se han producido los despegues y traslaciones de la cobertera (desde el Cuisiense hasta el Bartonense). Finalmente, la tercera fase tuvo lugar al final del Oligoceno; sus efectos se dejaron sentir en la zona subpirenaica meridional, especialmente en su parte marginal; es la responsable de las discordancias progresivas de la zona marginal pirenaica. El Aquitaniense, ya discordante, es un terreno netamente postorogénico.

Así pues, en el mapa se han representado tres pisos estructurales. El primero (A_1) comprende los materiales afectados de un modo intenso por la deformación finicretácica; materiales que han sido afectados también, como es natural, por las deformaciones posteriores, concretamente

por la fase eocena. El segundo piso (A_2) representa los materiales que han sido deformados por la fase eocena (pirenaica) y que no habían sido deformados (o lo habían sido muy poco) por deformaciones de edad anterior; estos terrenos han sido afectados de un modo variable por las deformaciones posteriores. Los afloramientos correspondientes a este piso ocupan la mayor parte del área de ambas zonas subpirenaicas. El tercer piso estructural (A_3) comprende los terrenos cuya primera deformación es de edad oligocena.

Actividad magmática, metamorfismo y metalogenia, ligados al ciclo alpídico.—La actividad magmática de este ciclo, en el Pirineo, no es muy importante. Como manifestaciones del vulcanismo preorogénico hay que señalar las ofitas del Trías, a las que ya se ha hecho referencia. Existen, además, emisiones basálticas en el Cretáceo; en el Albiense Superior en la vertiente N. y desde el Albiense terminal hasta el Coniacense Inferior, en el País Vasco español, al N. del anticlinal de Bilbao. El plutonismo es prácticamente inexistente en el Pirineo; existen sólo intrusiones de lherzolitas en la zona plegada y metamorfozada al final del Cretáceo, así como theralitas y episienitas, de edad no bien precisada, pero que atraviesan el Senonense. Con carácter postorogénico existe sólo el vulcanismo de la región de Olot, pero este vulcanismo debe en realidad relacionarse con la tectónica de rift y su coincidencia con un ámbito marginal pirenaico es un hecho no significativo.

Por lo que se refiere al metamorfismo, ya se ha citado que existe un metamorfismo ligado a la deformación producida al final del Cretáceo. Se trata de un metamorfismo de alta temperatura y baja presión, de carácter sin a postectónico (LALLEMAND, 1968; CROUKROUNE, 1970), y limitado a una estrecha franja, al igual que la deformación con la que va asociado. La fase pirenaica (eocena) se desarrolló en gran parte acompañada de esquistosidad y, a veces, de un epimetamorfismo.

Por lo que respecta a la repercusión de la orogenia alpídica en cuanto a la metalogenia, hay que contar sobre todo con posibles removilizaciones de los yacimientos hercinianos. Por lo menos en pequeña escala, estas removilizaciones se han producido efectivamente, pero su influencia no debe ser en todo caso sobrevalorada.

7 TECTONICA DE FRACTURA

Además de las estructuras originadas por efecto de los procesos orogénicos propiamente dichos, en la Península Ibérica se encuentran también representados otros tipos de estructuras, que están ligadas a procesos de distensión, que afectan a amplios ámbitos de la corteza. Como es regla general, no sólo en la Península estas estructuras, con la excepción de las más modernas, han sido todavía poco estudiadas y están mal conocidas. Ello es debido, en parte, a su enmascaramiento por las deformaciones posteriores, y en parte, al hecho de que, salvo las de edad más reciente, que suelen tener una directa expresión en el relieve, las estructuras en

cuestión requieren métodos minuciosos y una atención especial para su reconocimiento, y los investigadores en general las han dejado bastante de lado, atraídos por las estructuras más espectaculares de las etapas orogénicas.

A pesar de estas dificultades, puede asegurarse ya que en la Península se han desarrollado tales estructuras de fractura en tres épocas distintas: Estefaniense-Pérmico, Jurásico Superior-Cretáceo Inferior y Mioceno Superior-Plioceno-Cuaternario. No entran aquí en consideración otros procesos de distensión desarrollados en ámbitos más restringidos, como el caso de los geosinclinales en la etapa preorogénica (bien patentes, por ejemplo, en la zona subbética) y otros. En estos últimos casos las directrices de la fracturación guardan ya una relación más o menos directa con las de la futura cordillera, y su desarrollo parece restringido a las áreas orogénicas. En las estructuras de fractura que aquí nos ocupan se comprueba, por el contrario, una independencia más o menos completa de directrices; además, por lo menos en las de edad más moderna, en las que este aspecto puede estudiarse bien, se comprueba también una renegancia con respecto a las estructuras anteriores, que es sobre todo patente a gran escala.

En el mapa sólo han podido ser representadas las principales estructuras de la última de dichas épocas (la del Mioceno Superior-Plioceno-Cuaternario), para las cuales se puede hablar, por lo menos en sentido amplio, de neotectónica. Para las otras dos etapas (del Estefaniense-Pérmico y del Jurásico Superior-Cretáceo Inferior), una representación cartográfica es en la actualidad prácticamente imposible, y va a hacerse sólo una breve mención a ellas en esta Memoria.

7.1 LA TECTONICA DE FRACTURA ESTEFANIENSE Y PERMICA

Los hechos que han revelado en amplios ámbitos de Europa la existencia de una tectónica de fractura de gran importancia son principalmente tres: a) la individualización de numerosas cuencas con carácter de fosas tectónicas; b) la actividad volcánica, sumamente importante en diversas regiones; c) las dificultades que se presentan al tratar de enlazar las estructuras y las zonas paleogeográficas hercinianas, de los diversos fragmentos que afloran de la cordillera herciniana; tales dificultades existen aún en zonas no afectadas por los movimientos alpinos, y sólo teniendo en cuenta la existencia de fallas de rumbo con notables traslaciones horizontales, puede reconstruirse la primitiva disposición de los pliegues hercinianos. Fallas de rumbo, fallas normales (tectónica de horst y fosas) y volcanismo (que en muchos puntos acredita haber sido fisural), son un conjunto de hechos que acreditan una situación, en definitiva, tensional.

El ámbito de la Península no fue una excepción a este respecto. Así, la torsión de los ejes de los pliegues hercinianos, cerca del borde S. del macizo ibérico, y las fracturas que la acompañan, serían difíciles de explicar, sin invocar la existencia de una falla de rumbo sinistral, cuya edad sería pretriásica, por cuanto este terreno no parece afectado. Esta falla, por otra parte, es posterior a los pliegues hercinianos y a todas las deformaciones

que alcanzan parte del Carbonífero Superior. La falla tendría dirección ENE.-OSO., como la antiguamente supuesta falla del Guadalquivir, pero sus características serían netamente diferentes; no se trataría de una falla normal, como la antigua falla del Guadalquivir, sino de una falla de rumbo, y habría quedado ya inactiva desde antes del comienzo del Trias, contrariamente a lo supuesto para aquélla.

En la región occidental de Sierra Morena existe, además, un sistema de fallas (normales y de rumbo) muy visible, el cual estaría verosíblemente relacionado con la falla referida, desde el punto de vista genético. La edad de este sistema de fallas es netamente posterior a los últimos granitos tarditectónicos, que son anteestefanienses. Por otra parte, parece anterior al Estefaniense terminal-Pérmico de la cuenca del río Viar (BARD, 1969). Esto no excluye, naturalmente, que en otros sectores sea dicho sistema ligeramente más moderno.

También en la parte occidental del macizo ibérico, entre Oporto y Coimbra, se observa una torsión análoga de los pliegues hercinianos, que se explicaría por la existencia de otra falla de rumbo, esta vez dextral, análoga a la del borde S.

En el N. de la Península, en el ámbito cantábrico, las fallas de rumbo (strike-slip faults) dextrales, orientadas NO.-SE., y de las cuales la más importante es la de Ventaniella (JULIVERT, RAMIREZ DEL POZO & TRUYOLS, 1971), podrían tener una edad próxima. Una edad pérmica ha sido sugerida para estas fallas.

Por otra parte, el desarrollo de la fracturación, de cierta importancia en el Estefaniense y el Pérmico, es un hecho comprobado en diversas áreas de la Península, por su relación con las cuencas hulleras-límnicas. Muchas de las cuencas estefanienses deben su individualización a fallas directas y, otras, por ejemplo, en el N. de la Península (MARCOS, 1968; JULIVERT, RAMIREZ DEL POZO & TRUYOLS, 1971), se encuentran jalonando importantes fallas de rumbo (strike-slip faults). El desarrollo de la sedimentación pérmica en diversas áreas pirenaicas y del ámbito cantábrico (JULIVERT, RAMIREZ DEL POZO & TRUYOLS, 1971), da indicaciones en el mismo sentido.

Por lo que respecta a la actividad volcánica y al igual, también, que en tantas otras regiones de Europa, en la Península existe una buena representación del volcanismo estefaniense y pérmico, sobre el cual se ha dado ya una referencia en los apartados correspondientes a las regiones en que está representado, por lo que no va a insistirse de nuevo sobre ello.

Así pues, a pesar del deficiente conocimiento que se tiene sobre ella, puede afirmarse de un modo indudable que el ámbito de la Península fue afectado por una tectónica de fractura importante de edad pérmica y estefaniense.

7.2 LA TECTONICA DE FRACTURA DE EDAD JURASICO SUPERIOR-CRETACEO INFERIOR

Esta etapa de diastrofismo está peor conocida aún que la pérmica. En la mayor parte de los casos, las pruebas de su existencia son indirectas.

Se trata de pruebas deducidas del análisis estratigráfico y también, recientemente, de datos geofísicos. El desarrollo de la sedimentación, especialmente en el actual ámbito de la Cordillera Ibérica y parte de la orla mesozoica del macizo ibérico, en otros sectores, es expresivo a este respecto. La ingente potencia de las formaciones wealdicas y Utrillas, en muchos puntos ligeramente discordantes con su substrato, tan ricas en materiales detríticos (RICHTER & TEICHMÜLLER, 1933; SAEFTEL, 1959; BRINKMANN, 1960-62; RAMIREZ DEL POZO, 1969 *b*, 1971), indica un cambio drástico con respecto a las condiciones prevalecientes hasta entonces, y que correspondían a un dominio de plataforma muy estable, parcialmente cubierto por un mar de aguas someras, en el que se desarrollaba una sedimentación sin apenas aportes terrígenos. Es indudable que sobrevino bastante bruscamente un rejuvenecimiento del relieve en amplios sectores, con desniveles considerables que si no prueban, por lo menos sugieren el desarrollo de una estructura en bloques fracturados. Además, en algunas regiones (Asturias-Santander, por ejemplo), la distribución de sedimentos jurásicos y cretáceos indica bastante claramente la existencia de bloques elevados y hundidos, limitados por fallas, que se desarrollaron al iniciarse el Cretáceo, pudiendo llegar a dibujarse la distribución de estos bloques y posición de las fallas limitantes (JULIVERT, RAMIREZ DEL POZO & TRUYOLS, 1971).

Las deducciones a partir de la estratigrafía del Cretáceo Inferior y de los cambios paleogeográficos que se produjeron hacia el límite Jurásico-Cretáceo, coinciden al señalar la existencia de una fracturación en esta época, con los recientes resultados de las investigaciones paleomagnéticas (PITMAN & TALWANI, 1972; VAN DER VOO & ROESSENKOOL, 1973): fue precisamente a fines del Jurásico y en el Cretáceo Inferior cuando se realizó una notable parte de la traslación relativa de la Península respecto al resto de Europa. El desarrollo de estructuras en bloques debió ser contemporáneo a tal traslación. Como subrayan los mismos autores, tal traslación tuvo que acarrear forzosamente estados de tensión en los bloques afectados.

Es más que probable que la misma tectónica de fractura esté representada en otros ámbitos. Existen, desde luego, en las zonas externas de la cordillera bética (FOUCAULT, 1965; FONTBOTE, 1970), pero es difícil asegurar la parte que en esta fracturación hayan tenido procesos propios del ámbito del orógeno y la que pueda corresponder a la repercusión de la traslación de la Península. En el ámbito pirenaico, tan directamente afectado por esta traslación, sus efectos son indudables, aunque tal vez no suficientemente deslindados en todos los casos. Sin duda, investigaciones más detalladas permitirán conocer nuevos hechos, y también comprobar la importancia que pudo alcanzar esta etapa de fracturación.

En cuanto al volcanismo conexo, es indudable que no puede compararse con el de la etapa pérmica. Existen manifestaciones importantes en la zona subbética, pero una vez más se debe recordar que este dominio pertenecía a un área orógena y que tuvo por tanto características especiales. En el ámbito de la Cordillera Ibérica y zonas próximas, donde la repercusión fue, por lo que se ha dicho anteriormente, tan considerable, no se conocen manifestaciones volcánicas de edad jurásica o cretácica inferior. En otros puntos

de Europa, salvo en las áreas orógenas, tales manifestaciones apenas existen.

Por todo ello no parece plausible asignar a esta etapa de fracturación el mismo carácter que a la pérmica o a la neógeno-cuaternaria. Se trataría de unos procesos desarrollados esencialmente en función de la traslación de la Península y habrían afectado un área relativamente más reducida. Las otras, en cambio, afectaron a ámbitos mucho más amplios a escala del continente.

Manifestaciones magmáticas más recientes (al final del Mesozoico y principios del Terciario), ligadas también a una tectónica de fractura, se conocen del borde atlántico de la Península; tales son las intrusiones de Sintra, Sines y Monchique, que tuvieron lugar cerca del límite Cretáceo-Eoceno y las erupciones basálticas de la región de Lisboa, ligadas a una tectónica de fractura y producidas probablemente durante el Eoceno. Igualmente, en la orla meridional, se encuentran filones básicos que cortan al Cretáceo Inferior y que deben ser, por lo menos en parte, contemporáneos a los basaltos de Lisboa.

7.3 LA TECTONICA DE FRACTURA DE EDAD MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO-CUATERNARIO

La importancia de la fracturación de edad relativamente reciente (neotectónica) no es desconocida, aunque en parte haya podido quedar subestimada, y aunque su conocimiento sea desigual. Así, si bien las estructuras de fractura de la región mediterránea son bastante bien conocidas, lo mismo que las del Sistema Central y Portugal y, en parte, las de Galicia, las de los otros sectores lo son mucho menos.

Tanto por estos motivos como por su importancia, sin duda alguna mayor, dedicamos este capítulo especialmente a las fracturas de la región mediterránea (s. lat.). También es de notar que, en la región mediterránea, las estructuras de fractura de edad Mioceno Superior-Plioceno-Cuaternario se integran en un conjunto relativamente bien definido, con respecto a las del centro y O. de la Península. Para abreviar podemos llamar a dicho conjunto sistema de fosas mediterráneo.

El sistema de fosas mediterráneo.—Este sistema está integrado por bloques de diverso tamaño, limitados por fallas normales. Las direcciones de estas fallas varían de unos sectores a otros, aunque se advierte un predominio de algunas de ellas. En conjunto, el sistema afecta a la zona de la Península próxima al Mediterráneo, en una franja variable de hasta unos 100 kilómetros, aunque en la Cordillera Ibérica rebasa ampliamente esta cifra. Las investigaciones geológicas submarinas muestran, por otra parte, que este sistema no afecta sólo a las tierras emergidas, sino que sin solución de continuidad afecta también los fondos marinos adyacentes. Así ha sido comprobado, sobre todo por métodos geofísicos, frente a las costas españolas y hasta distancias diversas (GLANGEAUD et al., 1970; OLIVET et al., 1973, PAUTOT et al. in litt.). Las estructuras del sistema de fosas mediterráneo en la Península pueden ser agrupadas para su mejor sistematización en varias regiones: a) Pirineo catalán y regiones adyacentes; b) Cordilleras Costeras Catalanas; c) Cordillera Ibérica y campo de fracturas de Valencia; d) Cordillera Bética.

1) Pirineo catalán y regiones adyacentes.—La parte oriental del Pirineo catalán está afectada por un sistema de fracturas de edad neógena bastante bien conocido (BOISSEVAIN, 1934; PANNEKOEK, 1937; OELE, SLUITER & PANNEKOEK, 1963; FONTBOTE & GUITARD, 1958; SOLE, 1962; MARTINEZ-GIL, 1972). El elemento sin duda más llamativo es la línea de fracturas que delimita las fosas de Urgell, Cerdaña y Conflent, rellenas de materiales neógenos, así como la parte N. de la depresión del Rosellón, para prolongarse más hacia el NE., ya en el Languedoc. Al SE. de esta línea, el conjunto de la zona axial pirenaica está fragmentado en bloques diversamente basculados; las direcciones predominantes de las fracturas son las ENE.-OSO. y NNO.-SSE.

Ya cerca del Mediterráneo, las fosas gemelas del Rosellón y del Ampurdán quedan separadas por un horst intermedio, formado por materiales de la zona axial pirenaica y que constituye la Sierra de Les Alberes. Ambas fosas contienen un potente relleno Neógeno y Cuaternario, y en la segunda se hallan manifestaciones volcánicas de la misma edad: traquita aegirínica en Vilacolums, basaltos alcalinos en diversas localidades (SOLE, 1962).

Al O. del Ampurdán, las fallas NNO.-SSE. que afectan a la zona axial pirenaica se prolongan hacia el S. y, sin solución de continuidad, enlazan con las de las Cordilleras Costeras. Estas fallas delimitan varios bloques, en general en disposición antitética, basculados hacia el O.: es el denominado sistema transversal catalán (SOLE, 1952). Varias de las fracturas del mismo están jalonadas por numerosos y pequeños volcanes de carácter alcalino, en la comarca de Olot y cerca de Gerona. Alguna de estas fracturas es todavía activa, como lo demuestra la sismicidad actual.

2) Cordilleras Costeras Catalanas.—También en esta región la estructura de fractura es bien conocida (ASAHUER & TEICHMÜLLER, 1935; LLOPIS, 1947; FONTBOTE, 1954, etc.). Las fracturas más importantes tienen aquí direcciones comprendidas entre ENE.-OSO. y NE.-SO., en varios casos con disposiciones en relevo. En conjunto estas fallas delimitan varios bloques alargados en la misma dirección. Los bloques aparecen regularmente basculados hacia el NNO. (fig. 15). Coexisten los dispositivos en fosas tectónicas y horst y en bloques antitéticos (FONTBOTE, 1954). En algunos casos, alguna de las fallas que había actuado con carácter inverso en el Eoceno fue removilizada, pero ya como falla normal, con inversión del salto relativo. La edad de la fracturación es fundamentalmente miocena, aunque localmente se prolonga hasta más tarde. La sedimentación correlativa de esta fracturación (ROSELL et al., 1973) llegó a ser bastante importante en varios sectores (más de 2.000 m. de potencia en el borde N. de la depresión del Vallés occidental).

3) Cordillera Ibérica y campo de fracturas de Valencia.—El ejemplo más claro de fosa tectónica en el dominio de la Cordillera Ibérica es la depresión de Calatayud-Teruel, diferenciada esencialmente en relación con un sistema de fallas NO.-SE. Como ha sido puesto de manifiesto (JULIVERT, 1954), la evolución de esta unidad presenta grandes analogías con la del Vallés-Penedés y se desarrolla también en el Mioceno. De todos modos, el grado de individualización de las fosas es menos acusado, y así, la sedimentación miocena queda menos limitada a las fosas que en Cataluña, rebasando frecuentemente los bordes tectónicos de las mismas. Por el S., la depresión

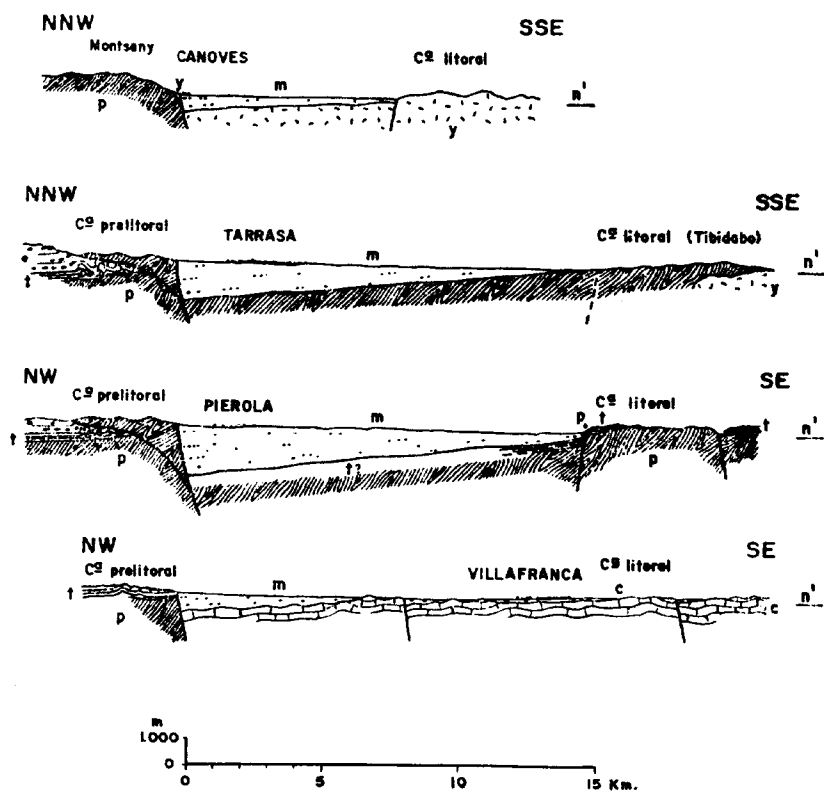


Fig. 14.—Cortes geológicos generales esquemáticos de la depresión del Vallés-Penedés. Obsérvese su carácter de fosa muy asimétrica, o incluso, en algunos puntos de bloque basculado fallado por uno de sus lados. γ , granito; p, Paleozoico indiferenciado; t, Triásico; c, Cretáceo; e, Eoceno; m, Mioceno. (Según FONTBOTE, 1954, *Arrahona*, Publ. Museo Sabadell.)

de Calatayud-Teruel enlaza, junto a Teruel, con la de Alfambra, de dirección NNE-SSO., y las fallas dominantes pasan a ser de dirección N-S. o próxima. Estas fallas se van haciendo progresivamente numerosas hacia el S. y hacia el Mediterráneo; se pasa así, sin solución de continuidad a un verdadero campo de fracturas (BRINKMANN, 1931) de direcciones variadas, el cual se refleja en el relieve de las montañas que rodean la depresión valenciana propiamente dicha. Otro conjunto de fallas de dirección general que varía de NNE-SSO. a NE-SO. (RICHTER & TEICHMÜLLER, 1933), enlaza el campo de fracturas de la región valenciana con las Cordilleras Costeras de Cataluña, a lo largo y a ambos lados de la línea de costa. Aunque BRINKMANN (1931) cita casos de antecedencia bastante claros, la fracturación principal de esta región es de edad miocena superior y más moderna. El volca-

nismo está escasamente representado en esta región, pero el afloramiento de las islas Columbretes y los datos geofísicos actuales permiten pensar que tuvo un cierto desarrollo al E. de la costa actual.

Por el S., también sin solución de continuidad, las fracturas de la región valenciana se continúan y enlazan con las de la parte oriental de la Cordillera Bética.

4) Cordillera Bética.—La neotectónica en el ámbito de la Cordillera Bética ha sido durante largo tiempo escasamente atendida, y sólo en los últimos años se comienza a disponer de datos suficientes para su sistematización; por tanto, ésta no puede ser aún completa. De todos modos, aparece ya claramente definida una etapa de fracturación que empieza en el Mioceno Superior y se prolonga incluso hasta en el Cuaternario. Las estructuras de esta etapa son claramente renegantes respecto a las alpinas, en la mayoría de los casos, por lo cual su interpretación como continuación de los procesos de la orogenia alpina debe ser descartada. Esta etapa ha sido especialmente importante en la parte S. y E. de la cordillera. A ella se debe, si no completamente, sí en parte, la individualización de las cuencas intramontañosas de Granada, Guadix, Baza, etc. Igualmente para esta etapa tectónica debe ser admitido un papel del primer orden desde el punto de vista morfogenético.

En otras partes de la Cordillera la importancia que ha tenido esta etapa de fracturación es sin duda menor, pero no falta totalmente. Así, para la parte occidental se puede indicar que en el sector de Ronda y en la región de Málaga hay pruebas del desarrollo de fallas normales de cierta importancia, que han influido decisivamente en la sedimentación neógena y cuaternaria (LHÉNAFF, 1966, 1967).

Mejor conocida es la neotectónica de la región de Granada (GONZALEZ-DONOSO, 1967, etc.). La depresión de Granada aparece claramente delimitada por fallas normales a lo largo de varios de sus bordes (GARCIA-DUEÑAS & GONZALEZ-DONOSO, 1970; GONZALEZ-DONOSO & VERA, 1969), y tiene en conjunto el carácter de fosa tectónica. El fondo de la depresión está a su vez fracturado, de modo que se individualizan en el mismo fosas y horst de segundo orden. En algunas de estas fosas la subsidencia ha sido muy considerable, como ocurre junto al borde de Sierra Nevada, en el valle del Genil, donde han podido acumularse potencias del orden de 2.500 m. de materiales del Mioceno Superior y más modernos. Algunas de las fallas han sido activas en el Cuaternario y la subsidencia ha sido importante, de modo que los terrenos de esta edad, en algunos puntos de la parte oriental de la depresión, pueden alcanzar varios centenares de metros de potencia. La sismicidad actual prueba que alguna de estas fallas es activa aún.

El sistema de fracturas, de dirección NO.-SE. y E.-O. que afecta a la parte oriental y suroriental de la depresión de Granada, se prolonga hacia el extremo O. de Sierra Nevada. Este extremo corresponde a la importante falla que delimita a aquélla respecto a la depresión del valle de Lecrín (FONTBOTE, 1957). También aquí se encuentran pruebas de la edad cuaternaria de parte de la fracturación (COMAS, 1970). Al S. de Sierra Nevada, por la Alpujarra, las fallas E.-O. de la región que se acaba de mencionar, enlazan con las que afectan la región de Almería. La Sierra de Gador tiene en gran parte el

carácter de un horst delimitado por dos fallas principales de esta dirección. Pero en este sector, al E. del río Almería, aparece un nuevo sistema de fracturas muy importantes, de dirección NE-SO. Algunas de estas fracturas están jalonadas por las importantes erupciones del Cabo de Gata, Campo de Nijar, etc. (FUSTER et al., 1952, 1965, 1967; ZECK, 1968). La prolongación hacia el SO. de estas fracturas es ya conocida (GLANGEAUD et al., 1970).

Más al NE., en la región de Murcia y Alicante, las fallas de dirección E-O. y NE-SO. siguen estando representadas y llegan a enlazar con las del S. de la región de Valencia. Su papel en el desarrollo de la sedimentación neógena es indudable y varias de ellas son todavía activas, como lo prueba la sismicidad actual. Sin embargo, para esta región faltan estudios más detallados que permitan deslindar bien el papel de la neotectónica respecto a otros procesos de fracturación más antiguos.

5) Conexiones.—Como ha sido anteriormente indicado, se puede considerar el sistema de fosas mediterráneo de la Península como una parte integrante de un conjunto más vasto, a modo de faja orientada en dirección NNE-SSO., de más de 2.000 km. de longitud. Este conjunto englobaría desde el sistema de fracturas del bajo Rhin y la fosa de este nombre, el campo de fracturas de la Limagne y otros del Macizo Central francés y la depresión de La Bresse, hasta los elementos situados en la Península, acabados de referir (fig. 16).

Este conjunto de fosas y fracturas, si bien menos espectacular y, ciertamente, de bastante menos envergadura que el sistema de rift del África oriental-Mar Rojo y sectores adyacentes, no deja de ser un elemento importante para la estructura de Europa y el Mediterráneo occidental. A pesar de que la etapa principal de la fracturación no es sincrónica en todos sus elementos (predominantemente oligocena en los septentrionales, miocena y más reciente en los meridionales), las relaciones de continuidad y la rene-gancia con respecto a las estructuras anteriores confieren al conjunto una esencial unidad, aunque ésta haya permanecido un tanto inadvertida. También le confiere unidad la existencia de un volcanismo que jalona numerosas fracturas de este conjunto en toda la longitud. Este volcanismo, si bien muestra unas variaciones graduales, es en conjunto de tendencia alcalina.

En cuanto a las características generales del conjunto de fosas, son de notar especialmente dos hechos: 1) la zona de fracturación afecta indistintamente y atraviesa elementos muy dispares, pertenecientes tanto a la plataforma europea como a las cordilleras alpidicas y áreas marinas de diversa naturaleza; así, afecta a macizos hercinianos de diferentes características (Schiefergebirge, Vosgos, Macizo Central francés, macizo catalán), la parte oriental del Pirineo y su prolongación por el Languedoc, una cordillera de tipo intermedio como la Ibérica, y la parte oriental de la Cordillera Bética, de tipo francamente alpino; todas estas unidades están afectadas, sin que sus esenciales diferencias parezcan haber influido decisivamente en el desarrollo de la fracturación; 2) las direcciones de las fracturas de este sistema son en general independientes de las estructuras anteriores (alpinas, hercinianas); existen ciertamente casos de adaptación, como se han citado de la



Fig. 15.—El sistema de fosas de Europa occidental. 1, trazados de pliegues y cabalgamientos en las cadenas alpínicas (s. lat.); 2, fallas; 3, relleno terciario de las fosas; 4, vulcanismo neógeno y cuaternario. (Según FONTBOTE & JULIVERT.)

Cordillera Ibérica y el macizo catalán, pero la renegancia es un hecho más general.

Estas dos características apuntan hacia un proceso genérico desarrollado a niveles profundos de la litosfera, poco influido por las anisotropías de las estructuras tectónicas de la corteza. A juzgar por la edad de las fracturas, los caracteres geométricos y su distribución, el sistema de fosas referido, parece vislumbrarse que responde a situaciones tensionales que se han ido

trasladando de N. a S. y que serían explicables por efecto de un desplazamiento relativo de la Península Ibérica y parte occidental de Francia con respecto al resto de Europa. Seguramente, las investigaciones actualmente en desarrollo sobre mecanismos de focos sísmicos permitirán dilucidar si estos procesos continúan aún en la actualidad.

La fracturación neógeno-cuaternaria en el macizo ibérico.—La tectónica de fractura de edad neógena está bien representada en varias regiones del macizo ibérico: Sistema Central y Montes de Toledo, Campo de Calatrava, Galicia, N. y O. de Portugal, y es probable que las investigaciones futuras pongan de manifiesto que esta etapa de deformación neógena está representada también en otras regiones del macizo. En Galicia y en el Campo de Calatrava existen pruebas de que la inestabilidad se ha extendido hasta el Cuaternario. Para una mejor sistematización de los hechos, consideraremos separadamente la región Central y Campo de Calatrava, por una parte, y la parte NO. del macizo ibérico (Galicia y áreas adyacentes, incluido el N. de Portugal), por otra.

1) Región central.—La Cordillera Central, como ya se indicó en otro lugar, está constituida por varios bloques del zócalo, alineados de ENE. a OSO. (Somosierra, Guadarrama, Gredos, Gata, Sierra de La Estrella, etc.). En general, las fallas que los delimitan son normales y sus direcciones predominantes son de ENE-OSO. a NE-SO. (VIDAL BOIX, 1942). Esta estructura de fractura no es conocida con igual detalle en toda la extensión de la cordillera (BIROT & SOLE, 1954 a; etc.). No obstante, puede avanzarse que no es válida una interpretación demasiado simplista, que suponga una alineación de bloques separados e individualizados, tanto con respecto a la cuenca del Duero como a la del Tajo. Por de pronto, la estructura es netamente disimétrica: los bloques están generalmente basculados hacia el ONO. (Guadarrama y Gredos) o hacia el S. (Sierra de Gata, Peña de Francia, etc.). No tienen necesariamente todos ellos el carácter de horst, sino que pueden existir dispositivos en bloques antitéticos. La importancia de las fallas marginales es también muy desigual, como puede advertirse, por ejemplo, en Gredos. Por otra parte, los bloques en cuestión pueden estar subdivididos por fallas de segundo orden; el ejemplo más claro de ello se encuentra al N. de Madrid, en el valle del Paular (cuenca alta del Lozoya), que corresponde a una fosa tectónica, limitada al S. por el pequeño horst de La Cabrera. La fosa del Tajo (ALIA, 1960) debe tener una estructura más complicada de lo que a primera vista puede parecer. Según el autor citado, el zócalo estaría afectado por diversas fracturas, lo cual se revelaría especialmente en el desarrollo de la sedimentación miocena y en varios hechos de orden geomorfológico.

Tanto en el Sistema Central, en la fosa del Tajo, como en el borde N. de los Montes de Toledo, la fracturación parece haber terminado ya antes del comienzo del Cuaternario.

Por el contrario, en el Campo de Calatrava la fracturación, que debió comenzar en el Plioceno, se ha prolongado indudablemente hasta un Cuaternario relativamente reciente. Las manifestaciones volcánicas (basaltos alca-

linos), por lo menos en parte considerable, son de edad cuaternaria (HERNANDEZ-PACHECO, 1932). Además, y no sólo en el Campo de Calatrava propiamente dicho, sino también en los sectores adyacentes (SOLE, 1952), se encuentran hechos geomorfológicos que sugieren que la fracturación reciente llegó a afectar una parte considerable del S. de la Meseta. No obstante, sobre esta región faltan estudios detallados suficientes para poder precisar mejor las características geométricas y cronología general de la fracturación.

2) Revión NO. del macizo ibérico.—Es sin duda en Galicia (y partes adyacentes de León y de Portugal) donde el macizo ibérico ha sido más intensamente afectado por la tectónica de fractura neógena. Esta se ha prolongado, por lo menos en ciertos sectores, hasta el Cuaternario. Las consecuencias geomorfológicas de esta etapa en Galicia son extremadamente importantes (VIDAL-BOIX, 1941; BIROT & SOLE, 1954 b; SLUITER & PANNEKOEK, 1964, etcétera).

Aunque faltan todavía estudios detallados para muchos de sus sectores, puede decirse que gran parte de Galicia tiene una estructura de bloques fracturados muy bien desarrollada. Así, la parte occidental de la región corresponde a una serie de bloques antitéticos, limitados por fallas normales de dirección NE-SO., y basculados al NO. Estos bloques en conjunto están elevados, tanto con respecto al fondo marino inmediato como a la larga y estrecha fosa tectónica delimitada por fallas de dirección N-S., jalonadas por algunas fuentes termales, que se extiende de Santiago hasta Tuy y penetra en Portugal. La configuración actual de las rías bajas está influida por esta estructura de fractura (CARLE, 1947; PANNEKOEK, 1966; NONN, 1966). Los movimientos de estas fallas han continuado en parte en el Cuaternario.

Más hacia el E., entre la fosa de Santiago-Tuy y el valle del Miño, aguas arriba de Orense, se halla un amplio horst, fragmentado hacia el N. por fallas que delimitan pequeñas fosas tectónicas. Tal es el caso de la de Puentes de García Rodríguez, por ejemplo, con relleno neógeno que contiene un importante yacimiento de lignito. Este horst, a su vez, por el E. limita con una serie de bloques deprimidos, individualizados por fallas de dirección N-S. a NE-SO., algunos de los cuales dan origen a depresiones bien individualizadas: cuencas de Lugo, Sarria, Monforte, y otras.

La parte meridional de Galicia, a su vez, muestra un desarrollo predominante de las fallas de dirección aproximadamente ENE-OSO., que se cruzan con otras de dirección N-S. a NNE-SSO. Quedan así individualizados una serie de bloques, en unos casos antitéticos, generalmente basculados hacia el ONO., y en otros casos horst y fosas tectónicas. Las cuencas de Carucedo, Antela, Verin, Quiroga y otras, reflejan esta estructura. En varias de estas cuencas existe relleno de materiales neógenos y cuaternarios de cierta importancia, y en algún caso (Carucedo, Antela) persiste aún un régimen lacustre. Hacia el O., estas características se continúan fuera de Galicia, por el valle del Sil, en El Bierzo (VIDAL BOX, 1941; SLUITER & PANNEKOEK, 1964), y hacia el S., se extienden por Portugal (TEIXEIRA, 1944).

8 BIBLIOGRAFIA CITADA

- ADARO, L. De, y JUNQUERA, G. (1916).—«Hierros de Asturias». *Mem. Inst. Geol. España*, Criaderos de Hierro de España, t. II, 1 vol. texto, 610 pp., 1 vol. láms.
- ALASTRUE, E.; ALMELA, A., y RIOS, J. M.^a (1957).—«Explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca. Esc. 1:200.000». *Inst. Geol. Min. España*, 253 p.
- ALDAYA, F. (1969).—«Los mantos alpujárrides al sur de Sierra Nevada (zona bética, provincia de Granada)». *Acta Geol. Hispánica*, año 4, n.º 5, pp. 126-130.
- (1970).—«Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los mantos alpujárrides del sur de Sierra Nevada (zona bética, provincia de Granada)». *Cuad. Geol.*, vol. 1, pp. 35-37.
- ALIA, M. (1960).—«Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 58, pp. 125-162.
- ALMELA, A., y RIOS, J. M.^a (1947).—«Explicación al mapa geológico de la provincia de Lérida. Esc. 1:200.000». *Inst. Geol. Min. España*, 193 pp.
- (1962).—«Investigación del Hullero bajo los terrenos mesozoicos de la costa cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto)». *Empresa Nal. «Adaro» Inv. Min.*, 1 vol., 171 pp.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C., y QUINTERO, I. (1962).—«Estudio geológico de la región de Almadén». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 73, pp. 195-327.
- ANTHONIOZ, P. M. (1966).—«Géologie sommaire de la région de Morais (Tras-os-Montes, Portugal)». *Leidse Geol. Meded.*, t. 36, pp. 301-304.
- APARICIO YAGÜE, A. (1971).—«Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo». *Estudios Geol.*, vol. 27, pp. 369-414.
- ASHAUER, H. (1934).—«Die östliche Endigung der Pyrenäen». *Abh. Ges. Wiss. Gött., Math.-Phys. Kl.*, ser. III, n.º 10, 115 pp.
- ASHAUER y TEICHMÜLLER, R. (1935).—«Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens». *Abh. Ges. Wiss. Gött., Math.-Phys. Kl.*, ser. 3, n.º 16, 78 pp.
- ASTRE, G. (1924).—«Sur les unités tectoniques des Sierras del Cadí, de Port del Compte et de quelques massifs voisins (Pyrénées catalanes)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 178, pp. 2.106-2.109.
- (1925).—«Sur les caractères d'ensemble de la zone tectonique de Pedraforca». *C. R. Somm. Bull. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 6, pp. 82-84.
- AZCARATE, J. E., y ARGÜELLES, A. (1971).—«Evolución tectónica y estructuras filonianas en el distrito de Linares». *I Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ.*, Sección 4, Inv. Min., t. 1, pp. 17-32.
- AZÉMA, J. (1961).—«Etude géologique des abords de Malaga (Espagne)». *Estudios Geol.*, vol. 17, pp. 131-160.
- AZPEITIA, F. (1933).—«Datos para el estudio paleontológico del flysch de la costa cantábrica y de algunos otros puntos de España». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 53, pp. 1-65.

- BANTING, A. H. (1933).—«Der Bau der Betischen Kordillere und ihre Stellung im Mediterranen Orogen». *Geol. Rundschau*, vol. 24, pp. 311-319.
- BARD, J. P. (1967).—«Tectoniques superposées et métamorphisme dans la bande cristallophyllienne d'Aracena (province de Huelva, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. France*, 7 ser., t. 9, pp. 111-128.
- (1969).—«Le métamorphisme régional progressif de Sierra de Aracena en Andalousie occidentale (Espagne)». *Th. Fac. Sc. Montpellier*, 398 pp.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1970).—«Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne centrale)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 270, pp. 2.630-2.633.
- (1971).—«La structure de la chaîne hercynienne de la meseta ibérique: comparaison avec les segments voisins.» in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, t. 1. *Publ. Inst. Français Pétrole*, Ed. Technip, pp. 1.4-1 a 1.4-68.
- BARD, J. P., y FABRIES, J. (1970).—«Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne)». *Bol. Geol. Min.*, t. 81, fasc. 2-3, pp. 226-241.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Még. Soc. Géol. Nord*, t. 2, n.º 1, 630 pp.
- BEMMELEN, K. W. van (1927).—«Bijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in der Province de Granada». *Tesis Delft*, pp. 1-176.
- BERTHOIS, L.; BRENOT, R., y AILLOUD, P. (1965).—«Essai d'interprétation morphologique et tectonique des levés bathymétriques exécutés dans la partie SE. du golfe de Gascogne». *Rev. Trav. Inst. Pêche Marit.*, vol. 29, n.º 3, pp. 321-342.
- BERTRAND, L. (1908).—«Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales». *Bull. Carte Géol. France*, t. 17, n.º 118.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954 a).—«Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central española». *Inst. «Juan Sebastián Elcano» C. S. I. C.* pp. 1-87.
- (1954 b).—«Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique». *Etudes et Mém.*, Centre Doc. cart. géogr., C. N. R. S., t. 4, pp. 11-61.
- BLUMENTHAL, M. M. (1927).—«Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central und Süd-West Andalusien». *Eclogae Geol. Helvet.*, vol. 20, n.º 4, pp. 487-532.
- (1933).—«Geologie der Erge um Ronda». *Eclogae Geol. Helvet.*, vol. 26, pp. 43-92.
- (1934).—«Sur l'existence de poussées antihéétiques en Andalousie». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 198, p. 189.
- (1949).—«Estudio geológico de las cadenas costeras al oeste de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río Verde». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 62, pp. 11-203.
- BLUMENTHAL, M. M., y FALLOT, P. (1935).—«Observations géologiques sur la Sierra Arana, entre Grenade et Guadix». *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 18, Mem. 1, pp. 9-74.

- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; LE LAN, F., y D'OZOUVILLE, L. (1970).—«Etude stratigraphique des terrains affleurant sur le plateau continental nord-espagnol entre Avilés et Llanes». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 78-79.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; LAMBOY, M.; D'OZOUVILLE, L., y SIBUET, J. C. (1971).—«Structure et Histoire Géologique de la marge continentale au Nord de l'Espagne (entre 4° et 9° W)». in *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, t. 2. *Publ. Inst. Français Pétrole*, Ed. Technip, pp. V.6-1 a V.6-52.
- BOILLOT, G., y ROUSSEAU, A. (1971).—«Etude structurale du plateau continental nordespagnol entre 2°20 et 3°30 de longitude Ouest». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 272, pp. 2.056-2.059.
- BOILLOT, G.; CRESSARD, A., y LEPRETRE, J. P. (1972).—«Rôle des mouvements oligocènes sur le plateau continental nord-espagnol, entre 3°30 et 5° de longitude Ouest». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 274, pp. 27-30.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A., y HENNEQUIN, I. (1972).—«Le plateau continental basque: stratigraphie, structure et relations avec le canyon de Cap Breton». *C. R. Acad. Paris*, t. 275, pp. 1.147-1.150.
- BOISSEVAIN, H. (1934).—«Etude géologiques et géomorphologique d'une partie de la vallée de la haute Sègre (Pyrénée catalan)». *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 66, pp. 33-170.
- BOOGAARD, M. van den (1963).—«Connodonts of Upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal». *Geol. en Mijnbouw*, año 42, pp. 248-259.
- (1972).—«Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain. Part 1. A middle Devonian fauna from near Montemor-o-Novo». *Scripta Geol.*, 13, pp. 1-11.
- BOURROUILH, R. (1963).—«Découverte de Silurien à Graptolites à Minorque (Baléares, Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.* fasc. 10, pp. 344-345.
- (1964).—«Données nouvelles sur l'évolution morphologique de l'île de Minorque depuis le Pliocène supérieur». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 258, pp. 980-983.
- (1966).—«Remarques sur la tectonique antétriasique à Minorque (Baléares, Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 10, pp. 391-393.
- (1967).—«Le Dévonien de Minorque (Baléares, Espagne): ses limites et sa place en Méditerranée occidentale». in *Internat. Symp Devonian System*, Calgary, 1967, vol. 2, pp. 47-60.
- (1970).—«Le problème de Minorque et des Sierras de Levante de Majorque». *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 90, fasc. 4, pp. 363-380.
- BOUYX, E. (1970).—«Contribution à l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 73, 263 pp.
- BRESSON, A. (1903).—«Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées (Haute Chaîne)». *Bull. Carte géol. France*, t. 14, n.° 93, pp. 1-278.
- BRINKMANN, R. (1931).—«Beticum und Keltibericum in Sudspanien». *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math.-Phys. Kl.*, ser. 3, n.° 1, pp. 749-856.
- (1960-62).—«Aperçu sur les Chaînes ibériques du Nord de l'Espagne».

- in Livre Mem. Professeur Paul Fallot. *Soc. Géol. France, Mém. hors sér.*, t. 1, pp. 291-299.
- BRINKMANN, R., y GALLWITZ, H. (1933).—«Der betische aussenrand in Südost Spanien». *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math.-Phys. Kl.*, 3 ser. n.º 8, pp. 1.187-1.281.
- BROUWER, A. (1968).—«Devonian of the Cantabrian Mountains, Northwestern Spain». in *Internat. Symp. Dev. Syst.*, Calgary, 1967, vol. II, pp. 37-45.
- BROUWER, H. A. (1926).—«Zur Geologie der Sierra Nevada». *Geol. Rundschau*, vol. 17, n.º 2, pp. 118-137.
- BUSNARDO, R. (1960-62).—«Regards sur la géologie de la région de Jaen (Andalousie). in Livre "A la Memoire du Professeur Paul Fallot"». *Mém. hors. sér., Soc. Géol. France*, t. 1, pp. 189-198.
- CAPDEVILLA, R. (1967).—«Extension du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, Leon)». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 7, pp. 277-279.
- (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord orientale (NW de l'Espagne)». *Thèse Univ. Montpellier*, 1 vol., 430 pp.
- CAPDEVILLA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. Min.*, t. 81, fasc. 2-3, pp. 215-225.
- CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1965).—«Premières mesures d'âge absolu effectuées par la méthode au Strontium sur des granites et micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 260, pp. 5.081-5.083.
- (1970).—«Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, pp. 2.527-2.530.
- CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph., y PAREDES, N. (1971).—«La nature du Précambrien et ses relations avec le Paléozoïque dans la Sierra Morena centrale (Sud de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 273, pp. 1.359-1.362.
- CARLE, W. (1947).—«Die Westgalicischen meeresbuchten». *Natur und Volk.*, vol. 77, pp. 5-14.
- CARVALHO, D.; GOINHAS, J.; OLIVEIRA, V., y RIBEIRO, A. (1971).—«Observações sobre a geologia do sul de Portugal e consequencias metalojénicas». *Estudos, Notas e Trab. Serv. Fomento Mineiro*, vol. 20, fasc. 1-2, pp. 153-199.
- CAVET, P. (1959).—«Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Rousillon et l'Andorre (études stratigraphique et paléontologique)». *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. 55, n. 254, pp. 305-518.
- CIRY, R. (1940).—«Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Leon et Santander». *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 74 (1939), 519 pp.
- CIRY, R.; RAT, P.; MANGIN, P.; FEUILLÉE, P.; AMIOT, M.; COLCHEN, M., y DELANCE, J. H. (1967).—«Compte rendu de la Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France: Des Pyrénées aux Asturies». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 9, pp. 389-444.
- COELHO, A. V. P., y GONÇALVES, F. (1972).—«Nota prévia sobre o provével

- Precâmbrico mais antigo do Alto Alentejo. Série de afinidade charnoquítica de Campo Maior». *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Lisboa*, vol. 13, fasc. 1, pp. 59-81.
- COLCHEN, M. (1966).—«Sur la tectonique tertiaire du massif paléozoïque de la Sierra de La Demanda (Espagne) et de sa couverture mésozoïque et cénozoïque». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7.^e ser., t. 8, pp. 87-97.
- (1970).—«Géologie de la Sierra de La Demanda (Burgos-Logroño, Espagne)». *Thèse Fac. Sc. Paris*, 2 vol. texto, 559 pp., 1 vol. láms.
- COMAS, M. C. (1970).—«Observaciones geológicas en los alrededores de Nigüelas (Granada, zona Bética)». *Cuad. Geol.*, vol. 1, pp. 39-43.
- COMTE, P. (1959).—«Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 60, pp. 1-440.
- CONDE, L. E. N. (1971).—«Existência em Portugal de uma série superior à "Formação xistosa da Beira" e inferior ao Ordovícico». *Studia Geol., Univ. Salamanca*, n.º 2, pp. 25-26.
- CORRETGE, G. (1969).—«Rocas con afinidades charnockíticas en el occidente de Asturias». *Acta Geol. Hispánica*, año 4, n.º 1, pp. 20-22.
- CORRETGE, G.; LUQUE, C., y SUAREZ, O. (1970).—«Los stocks de la zona de Salas-Belmonte (Asturias)». *Bol. Geol. Min.*, t. 81, fasc. 2-3, pp. 257-270.
- CRIMES, P. (1973).—«From limestones to distal turbidites: a facies and trace fossil analysis in the Zumaya flysch (Paleocene-Eocene) North Spain». *Sedimentology*, vol. 20, n.º 1, pp. 105-131.
- CHAMPETIER, Y. (1972).—«Le prébétique et l'ibérique côtier dans le Sud de la province de Valence et le Nord de la province d'Alicante, Espagne». *Sciences de la Terre*, n.º 24, 170 pp.
- CHAUVE, P. (1968).—«Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 69, 377 pp.
- CHOFFAT, P. (1887).—«Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado». *Communic. Com. Trab. Geol. Port.*, vol. I (2), pp. 222-312.
- (1896).—«Coup d'oeil sur les mers mésozoïques du Portugal». *Vierteljahrsschrift der Naturf. gesell. in Zurich*, pp. 294-317.
- (1908).—«Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrabida». *Mem. Comiss. Serv. Geol. Port.*
- (1950).—«Géologie du Cénozoïque du Portugal (oeuvre posthume)». *Com. Serv. Geol. Port.*, t. XXX (Supl.), pp. 1-182.
- CHOLET, J.; DAMOTTE, B.; GRAU, G.; DEBYSSER, J., y MONTADERT, L. (1968).—«Recherches préliminaires sur la structure géologique de la marge continentale du Golfe de Gascogne: Commentaires sur quelques profils de sismique réflexion "Flexotir"». *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 23, n.º 9, pp. 1.029-1.045.
- CHOUKROUNE, P. (1970).—«Contribution à l'étude structurale de la zone métamorphique nord-pyrénéenne. Tectonique et métamorphisme des formations secondaires de la forêt de Boucheville». *Bull. B. R. G. M.*, sect. 1, n.º 4, pp. 49-62.
- DAMOTTE, B.; DEBYSSER, J.; MONTADERT, L., y DELTELL, J. R. (1969).—«Nouvelles données structurales sur le Golfe de Gascogne obtenues par sismique réflexion "Flexotir"». *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 24, n.º 9, pp. 1.061-1.072.

- DARDER, B. (1925).—«La tectonique de la région orientales de l'île de Majorque». *Bull. Soc. Géol. France*, 4.^e ser., t. 25, pp. 245-278.
- DARDER, B., y FALLOT, P. (1926).—«Isla de Mallorca». *Guía del XIV Congr. Geol. Internat. Exc.*, C-5, 113 pp.
- DELFAUD, J. (1969).—«Essais sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé supérieur». *Thèse Fac. Sc. Bordeaux*, 5 vols., 820 pp.
- DELGADO, J. F. N. (1905).—«Contribuições para o estudo dos terrenos paleozoicos». *Communic. Com. Serv. Geol. Port.*, vol. 6, pp. 56-122.
- (1908).—«Système Silurique du Portugal. Etude de stratigraphie paléontologique». *Mem. Com. Serv. Geol. Port.*
- DELGADO-QUESADA, M. (1971).—«Esquema geológico de la Hoja n.º 878 de Azuaga (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, t. 82, n.º 3-4, pp. 277-286.
- DICKEY, J. S. Jr. (1970).—«Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serranía de Ronda and other examples». *Mineralog. Soc. America Spec. Pub.* 3, pp. 33-49.
- DIDON, J. (1969).—«Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)». *Thèse Univ. Paris*, 539 pp.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M., y KORNPROBST, J. (1973).—«Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar». *Bull. Soc. Géol. France*, 7.^e ser., t. 15, n.º 2, pp. 77-105.
- DROT, J., y MATTE, Ph. (1967).—«Sobre la presencia de capas del Devónico en el límite de Galicia y León (NO. de España)». *Notas Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 93, pp. 87-92.
- DURAND-DELGA, M. (1966).—«Titres et travaux scientifiques de Michel Durand-Delga». *Impr. Priester*, pp. 1-43.
- DURAND-DELGA, M., y FONTBOTE, J. M.º (1960).—«Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie». *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, t. 3, fasc. 4, pp. 181-187.
- DURAND-DELGA, M., y FOUCAULT, A. (1967).—«La Dorsale bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères bétiques, au bord sud de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. France*, 7.^e ser., t. 9, pp. 723-728.
- DÜRR, St. H. (1967).—«Geologie der Serranía de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalusien)». *Geologica Romana*, vol. 6, pp. 1-73.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)». *Verhand. Konink. Neder. Ak. Wet., Afd. Noa. (Eerste Reeks)*, vol. 25, n.º 3, pp. 1-90.
- ESCANDELL, B., y COLOM, G. (1960).—«Sur l'existence de diverses phases de plissements alpins dans l'île de Majorque (Baléares)». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7.^e ser., t. 2, pp. 267-272.
- ESTEVEZ, A. (1973).—«La vertiente meridional del Pirineo catalán al Norte del curso medio del río Fluvia». *Publ. Univ. Granada*, 519 pp.
- FALLOT, P. (1922).—«Etude géologique de la Sierra de Majorque». *Béranger Edit.*, Paris, 480 pp.
- (1931-1934).—«Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles». *Géol. Méditerranée occidentale*, vol. 4: Géol. Chaînes bét. et subbét., part. 2, n.º 1, Le Trias

- (1931), pp. 1-31; Le Lias (1933), pp. 31-62; Le Dogger (1933), pp. 67-72; Le Jurassique Supérieur (1934), pp. 75-115.
- (1943).—«El sistema Cretácico en las Cordilleras Béticas». *Publ. Inst. «Lucas Mallada», C. S. I. C.*, 110 pp.
- (1945).—«Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor». *Publ. Inst. «Lucas Mallada», C. S. I. C.*, 720 pp.
- (1948).—«Le Cordillères Bétiques». *Estudios Geol.*, n.º 8, pp. 83-172.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A.; FONTBOTE, J. M.ª, y SOLE SABARIS, L. (1960).—«Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 71, pp. 347-557.
- FARRES, F. (1963).—«Observaciones paleocinológicas y estratigráficas en el flysch maestrichtiense de la Poble de Segur (prov. de Lérida)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 71, pp. 95-136.
- FEIO, M., y RIBEIRO, A. (1971).—«Tectónica do Carbónico marinho da região da Carrapateira (SO. de Portugal)». *Bol. Geol. Min.*, t. 82, fasc. 3-4, pp. 309.
- FERREIRA, M. P. (1964).—«Geología e petrologia da região de Rebordelo-Vinhais». *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, n.º 58, 282 pp.
- FEUILLÉE, P. (1966).—«Le Cénomanien des Pyrénées basques aux Asturies». *Mém. Soc. Géol. France*, n. sér., n.º 108.
- FONTBOTE, J. M.ª (1949).—«Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter». *An. Inst. Est. Gerundenses*, 57 pp.
- (1954).—«Sobre la evolución tectónica de la depresión del Vallés-Penedés». *Arrahona* (Publ. Museo Sabadell), 37 pp.
- (1957).—«Tectoniques superposées dans la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 245, pp. 1.324-1.326.
- (1970).—«Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas». *Cuad. Geol.*, vol. 1, fasc. 1, pp. 71-78.
- FONTBOTE, J. M.ª, y GARCIA-DUEÑAS, V. (1968).—«Essai de systématisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des Chaînes bétiques». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 266, pp. 186-189.
- FONTBOTE, J. M.ª, y GUITARD, G. (1958).—«Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Rousillon». *Bull. Soc. Géol. France*, 6.ª ser., t. 8, n.º 8, pp. 884-890.
- FONTBOTE, J. M.ª, y JULIVERT, M. (1954).—«Algunas precisiones sobre la cronología de los movimientos hercinianos en Cataluña». *C. R. XIX Sess. Congr. Geol. Int.*, fasc. 15, pp. 575-591.
- (in litt.).—«The Precambrian in the Iberian Peninsula».
- FONTBOTE, J. M.ª, y QUINTERO, I. (1960).—«Lavas almohadilladas (pillow lavas), en los afloramientos volcánicos de la transversal Iznalloz-Jaén (Cordillera Subbética)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 60, pp. 85-90.
- FOUCAULT, A. (1965).—«Mouvements tectoniques d'âge paléocrétacé dans la région du haut Guadalquivir (prov. de Jaén, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. France*, 7.ª ser., t. 7, pp. 567-570.
- (1971).—«Etude géologiques des environs des sources du Guadalquivir». *Thèse Univ. Paris*, 633 pp.
- FRIEDRICH, G. (1959).—«Lagerstätten kundliche Untersuchungen an der Erz-

- vorkomen der Sierra de Cartagena in Spanien». *Beih. Geol. Jahrb.*, n.º 59, 108 pp.
- FUSTER, J. M.ª, e IBARROLA, E. (1952).—«Estudio petrográfico y genético de las andesitas cordieríticas de la zona volcánica del Mar Menor (Murcia)». *Estudios Geol.*, vol. 8, pp. 245-299.
- FUSTER, J. M.ª; COELLO, J., y CASTAÑON, A. (1965).—«Volcánicas de la zona de Carboneras (Almería)». *Estudios Geol.*, vol. 21, pp. 145-166.
- FUSTER, J. M.ª; CASTESI, P.; SAGREDO, J., y FERMOSO, M.ª L. (1967).—«Las rocas lamproíticas del Sureste de España». *Estudios Geol.*, vol. 23, pp. 35-69.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L., y MARTINEZ-GARCIA, E. (1972).—«El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca)». *Studia Geol.*, Univ. de Salamanca, n.º 39, pp. 33-41.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967 a).—«La zona subbética al Norte de Granada». *Tesis Univ. Granada* (inédita), 2 vols., 908 pp.
- (1967 b).—«Unidades paleogeográficas en el sector central de la zona subbética». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 101-102, pp. 73-100.
- (1969).—«Les unités allochtones de la zone subbétique, dans la transversale de Grenade (cordillères bétiques, Espagne)». *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. 11, fasc. 2, pp. 211-222.
- GARCIA-DUEÑAS, V., y GONZALEZ-DONOSO, J. M.ª (1970).—«Mapa geológico de España. E. 1:50.000. Hoja n.º 1.009, Granada (Granada)». *Inst. Geol. Min. España*, Memoria explicativa: 19 pp.
- GARCIA LOYGORRI, A. et alt. (1971).—«El Carbonífero de la Cuenca Central de Asturias». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n.º 3, pp. 101-150.
- GARCIA-ROSSELL, L. (1972).—«Estudio geológico de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes. Cordilleras béticas (prov. de Jaén)». *Tesis Univ. Granada*, 2 vols., 549 pp.
- GARRIDO MEGIAS, A. (1972).—«Sobre la colocación del manto de Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente, "el manto del Montsec"». *Bol. Geol. Min.*, t. 83, fasc. 3, pp. 242-248.
- (1973).—«Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Prov. de Huesca y Lérida)». *Tesis Univ. Granada*, 2 vols. texto, 395 pp., 1 vol. cortes y mapas.
- GARRIDO MEGIAS, A., y RIOS ARAGÜES, L. M.ª (1972).—«Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente sur pirenaica, provincias de Huesca y Lérida)». *Bol. Geol. Min.*, t. 83, n.º 1, pp. 1-47.
- GLANGEAUD, L.; BOBIER, C., y SZEP, B. (1970).—«La structure megamétrique de la Méditerranée: la mer d'Alborán et "l'arc" de Gibraltar». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 271 D, pp. 473-478.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1954).—«Observaciones geológicas en el Flysch cretácico-numulítico de Guipúzcoa, I». *Monogr. Inst. Lucas Mallada Invest. Geol.*, n.º 13, 98 pp.
- (1956).—«Observaciones geológicas en el Flysch cretácico-numulítico de Guipúzcoa, II». *Monogr. Inst. Lucas Mallada Invest. Geol.*, n.º 15, 49 pp.
- (1962).—«Die Lagerstätten des sedimentären Magnesite im Paläozoikum

- der Westpyrenäen». *Brg-und Hüttenmännische Monatsheften*, vol. 11, páginas 221-227.
- GONÇALVES, F. (1971).—«Subsidios o conhecimento geológico do Nordeste alentejano». *Mem. Serv. Geol. Portugal*, n.º 18, 62 pp.
- GONZALEZ-DONOSO, J. M.ª (1967).—«Estudio geológico de la Depresión de Granada». Tesis Univ. Granada (Inédita), 2 vols., 359 pp.
- (1968).—«Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocénicos de la Depresión de Granada». *Acta Geol. Hispánica*, año 3, n.º 3, pp. 57-63.
- GONZALEZ-DONOSO, J. M.ª, y VERA, J. A. (1969).—«Mapa geológico de España. E. 1:50.000. Hoja n.º 1.025, Loja (Granada)». *Inst. Geol. Min. España*, Memoria explicativa: 15 pp.
- GUILLOU, J.-J. (1971).—«Quelques régularités dans la distribution de minéralisations sulfurées (en particulier en antimoine) dans les niveaux carbonatés du Paléozoïque inférieur du géosynclinal asturien». *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 94, pp. 21-37.
- GUITARD, G. (1970).—«Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales)». *Mem. B. R. G. M.*, n.º 63, 353 pp.
- HAANSTRA, U. (1935).—«Géologie von Ost-Ibiza (Balears)». *Géol. Méditerranée Occidentale*, vol. 3, part. 5, n.º 3, pp. 3-60.
- HALLAM, A. (1971).—«Facies analysis of the Lias in West Central Portugal». *N. Jahrbuch. f. Geol. u. Paläont.*, t. 139, pp. 227-265.
- HANNE, C. (1930).—«Stratigraphische und tectonische Untersuchungen in der Provinzen Teruel, Castellón und Tarragona, Spanien». *Z. d. Geol. Ges.*, vol. 82, pp. 79-112.
- HAUSMANN, J. F. L. (1843).—«Bemerkungen über das Gebirge von Jaen». *Abh. Königl. Ges. Wiss. Gött.*, vol. 1.838-1.841, pp. 294-304.
- HENRY, J.; LANUSSE, R., y VILLANOVA, M. (1971).—«Evolution du domaine marin pyrénéen du Sénonien supérieur à l'Eocène inférieur». in *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, t. 1, *Publ. Inst. Français Pétrole*, Ed. Technip, pp. IV.7-1 a IV.7-8.
- HENRY, J.; VILLANOVA, M., y WINNOCK, E. (1971).—«Dispositifs morphologiques comblés par la sédimentation du flysch crétacé supérieur (Aquitaine méridionale et Pyrénées)». in *Histoire Structural du Golfe de Gascogne*, t. 1, *Publ. Inst. Français Pétrole*, Ed. Technip, pp. IV-6-1 a IV-6-12.
- HERMITE, H. (1879).—«Etudes géologiques sur les îles Baléares, 1^{ère} partie: Majorque et Minorque». *F. Savy*, 357 pp.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1932).—«Estudio de la región volcánica central de España». *Mem. Real Acad. Ci. Ex. Fis. Nat. Madrid*, t. 3, ser. Ciencias Nat.
- HOEPPENER, R.; HOPPE, P.; DÜRR, St., y MOLLAT, H. (1964).—«Ein Querschnitt durch die Betischen Kordilleren bei Ronda (SW Spanien)». *Geol. en Mijnbouw*, año 43, pp. 282-298.
- HOLLISTER, J. S. (1934).—«Die Stellung der Balearen im variszischen und alpinen orogen». *Abh. Ges. Wiss. Gött., Math.-Phys. Kl.*, ser. 3, t. 10, pp. 117-154.

- HOORN, B. van (1970).—«Sedimentology and paleogeography of an Upper Cretaceous turbidite basin in the South Central Pyrenees». *Leidse Geol. Meded.*, t. 45, pp. 73-154.
- JACOB, CH., y FALLOT, P. (1914).—«La nappe de charriage du Montsec en Catalogne». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 150, pp. 1.222-1.224.
- JACOB, CH.; FALLOT, P.; ASTRE, G., y CIRY, R. (1927).—«Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales». *C. R. XIV Sess. Congr. Géol. Int.*, fasc. 2, pp. 335-411.
- JEREZ, L. (1973).—«Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de La Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)». *Tesis Univ. Granada*, 750 pp.
- JEREZ, L.; ESNAOLA, J. M., y RUBIO, V. (1971).—«Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 79, 1 vol. texto, 130 pp., 1 vol. mapas y cuadros.
- JULIVERT, M. (1954).—«Observaciones sobre la tectónica de la depresión de Calatayud». *Arrahona* (Publ. Mus. Sabadell), 17 pp.
- (1965).—«Sur la tectonique hercynienne à nappes de la Chaîne cantabrique (étude géologique de la région à l'Est du bassin central, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 7, 7.^e ser., n.º 4, pp. 644-651.
- (1971 a).—«Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain». *Am. Jour. Scien.*, vol. 270, n.º 1, pp. 1-29.
- (1971 b).—«L'évolution structurale de l'arc asturien». in *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, t. 1, *Publ. Inst. Français Pétrole*, E. Technip, pp. 1.2-1 a 1.2-28.
- JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1973).—«Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera; Northwest Spain)». *Am. Jour. Scien.*, vol. 270, pp. 353-375.
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1969).—«Sobre la naturaleza del contacto Cretáceo-Terciario en la zona urbana de Oviedo». *Breviora Geol. Astúrica*, año 13, n.º 2, pp. 17-24.
- (1972).—«La coupe du Cabo Peñas, une coupe de référence pour l'Ordovicien du Nordouest de l'Espagne». *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 6, pp. 241-243.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A., y TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien». *Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne*, t. 4, fasc. 1, pp. 1-7.
- JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO, J., y TRUYOLS, J. (1971).—«Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies». in *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, t. 2, *Publ. Inst. Français Pétrole*, Ed. Technip, pp. V.3-1 a V.3-33.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J., y GARCIA-ALCALDE, J. (1971).—«Memoria explicativa del Mapa geológico de España E. 1:200.000. Hoja n.º 10, Mieres (Mapa por M. JULIVERT, 1970)». *Inst. Geol. Min. España*, 54 pp.
- KARREMBERG, H. (1934).—«Die postvarische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien)». *Beiträge zur Geologie der West. Mediterrangebiete*, Berlin.
- KEGEL, W. (1929).—«Das Gotlandium in den Kantabrischen Ketten Nordspaniens». *Zeitsch. dt. Geol. Ges.*, vol. 81, pp. 35-62.

- KETTEL, D. (1968).—«Zur Geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzbereich der Provinzen Jaen, Ciudad Real und Albacete (Spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, n.º 8, 159 pp.
- KINKEL, A. R. Jr. (1962).—«Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain and their relation to volcanism». *Economic Geol.*, vol. 57, pp. 1.071-1.080.
- KLOCKMANN, F. (1895). — «Spanisch-Portugiesische Kiesvorkommen». *Z. Prakt. Geol.*, pp. 35-37.
- KOCKEL, F., y STOPPEL, D. (1962).—«Nuevos hallazgos de conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Málaga (Sur de España)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 68, pp. 133-170.
- KOOPMANS, B. N. (1962).—«The sedimentary and structural history of the Valsurvio dome, Cantabrian mountains». *Leidse Geol. Meded.*, t. 26, pp. 121-232.
- KORNPROBST, J. (1971).—«Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif». *Th. Univ. Paris*, n.º C. N. R. S./AD 5065, 376 pp.
- KULLMANN, J. (1963).—«Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonioideos de la Cordillera Cantábrica». *Estudios Geol.*, vol. 19, pp. 161-191.
- (1968).—«Associations of rugose Corals and Cephalopods in the Devonian of the Cantabrian mountains (Northern Spain)». *In Internat. Symp. Devonian System*, Calgary, 1967, vol. 2, pp. 771-776.
- LAINE, L. (1967).—«Geology of the magnetite deposits of the Mg-skarn type near Marbella, Spain». *Economic Geol.*, vol. 62, pp. 926-931.
- LALLEMAND, H. G. A. (1968).—«Structural and petrofabric analysis of an alpine type peridotite: the Iherzolite of French Pyrenees». *Leidse Geol. Meded.*, vol. 42, pp. 1-57.
- LAMARE, P. (1936).—«Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne». *Mem. Soc. Géol. France*, n. sér., t. 12, n.º 27, 464 pp.
- LHÉNAFF, R. (1966).—«Existence d'un haut niveau marin (Pliocène terminal ou Quaternaire ancien) déformé à l'W de Málaga (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 10, pp. 395-396.
- (1967).—«Problèmes géomorphologiques de la vallée de Guadalhorce, Andalousie». *Mélanges de la casa de Velázquez*, t. 3, pp. 5-28.
- LONGCHAMBON, M. (1912).—«Contribution à l'étude du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées orientales et ariégeoises». *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. 21, n.º 131, 68 pp.
- LOOMIS, T. P. (1972 a).—«Contact metamorphism of pelitic rock by the Ronda ultramafic intrusion, Southern Spain». *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 83, n.º 8, pp. 2.449-2.474.
- (1972 b).—«Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain». *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 83, n.º 8, pp. 2.475-2.496.
- LOPEZ-GARRIDO, A. C. (1971).—«Geología de la zona Prebética al NE. de la provincia de Jaén». *Publ. Univ. Granada*, 317 pp.
- LOTZE, F. (1929).—«Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundge-

- birges (Spanien)». *Abh. Ges. Wiss. Gött., Math.-Phys. Kl.*, nueva ser., t. 14, n.º 2, 320 pp.
- (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.*, n.º 6, pp. 78-92.
 - (1956 a).—«Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung». *Geotekt. Symposium H. Stille*, pp. 129-139.
 - (1956 b).—«Das Präkambrium Spaniens». *N. Jb. f. Geol. Paläont. Min.*, vol. 8, pp. 377-380.
 - (1961).—«Das Kambrium Spaniens». *Akad. Wiss. Lit. Mainz., Abh. Math.-Naturw. Kl.*, año 1961, n.º 6, pp. 283-498.
- LLOPIS LLADO, N. (1936).—«Sobre la geología dels cims de Pedraforca i sobre la tectònica del Berguedà». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, vol. 36, pp. 1-28.
- (1947).—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides». *Publ. Inst. "Lucas Mallada", C. S. I. C.*, 364 pp.
 - (1950).—«Mapa geológico de los alrededores de Oviedo. E. 1:25.000». *Serv. Geol. I. D. E. A.*
 - (1954).—«Types de Chaînes alpidiques du littoral méditerranéen franco-espagnol et leurs rapports avec les Alpes françaises». *C. R. XIX Congr. Géol. Int.*, fasc. 14, pp. 261-279.
 - (1961).—«Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de wolframio». *Breviora. Geol. Astúrica*, año 5, n.º 3-4, pp. 3-52.
- LLOPIS LLADO, y FONTBOTE, J. M.^a (1959).—«Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)». *Publ. Depto. Geogr. Apl. Inst. Elcano, C. S. I. C.*, 134 pp.
- LLOPIS LLADO, y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1963).—«Sur la présence d'une discordance précambrienne au Sud de Toledo (Espagne)». *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 250-251.
- MAAS, R. (1961).—«Die geologie, insbesondere das Devon im bereich der Orte Castuera-Cabeza del Buey-Monterrubio (Extremadura, Sudspanien)». *Abk. Akad. d. Wiss. u. d. Lit. Mainz*, año 1961, n.º 2, pp. 60-84.
- MAC GILLAVRY, H. J. (1961).—«The Upper Paleozoic of the Baixo Alentejo, Southern Portugal». *C. R. 4^{eme} Congrès Strat. Géol. Carbonifère*, t. 2, pp. 395-408.
- MARCOS, A. (1968).—«Nota sobre el significado de la "Leon line"». *Breviora Geol. Astúrica*, año 12, n.º 3, pp. 1-5.
- (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico Superior en el Occidente de Asturias». *Breviora Geol. Astúrica*, año 14, n.º 2, pp. 13-28.
 - (1971 a).—«Las deformaciones hercinianas en el occidente de Asturias: La segunda fase de deformación y su extensión en el NO. de la Península». *Breviora Geol. Astúrica*, año 15, n.º 1, pp. 2-6.
 - (1971 b).—«Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originadas en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el Occidente de Asturias (NW de España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año 15, n.º 4, pp. 59-61.
 - (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias». *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, n.º 6, pp. 1-113.

- MARIN, A. (1926).—«La potasa». *Bol. Inst. Geol. España*, t. 48, 1.ª parte, pp. 1-415.
- MARTINEZ-GIL, F. J. (1972).—«Estudio hidrogeológico del Bajo Ampurdán (Gerona)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 84, 1 vol. texto, 293 pp., 1 vol. anexos varios.
- MATTAUER, M. (1968).—«Les traits structuraux de la Chaîne pyrénéenne». *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. 10, pp. 3-12.
- MATTAUER, M., y PROUST, F. (1967).—«L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène». *Trav. Lab. Géoch. Biosphère*, pp. 9-20.
- MATTAUER, M., y SEGURET, M. (1971).—«Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne». in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, t. 1, *Publ. Inst. Français Pétrole*, Ed. Technip, pp. IV.4-1 a IV.4-24.
- MATTE, Ph. (1964).—«Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (NW de l'Espagne)». *C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 2, pp. 57-58.
- (1967).—«La schistosité primaire dans l'arc hercynien de Galice; variation de son pendage parallèlement et perpendiculairement aux structures, et rôle des phases de déformation ultérieures». in *Colloque sur les étages tectoniques*, Neuchâtel, 1966, pp. 243-251.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. 44, pp. 1-128.
- MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1967).—«Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions?». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, pp. 2.268-2.271.
- MENDES, F. (1968).—«Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal». *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciencias Lisboa*, vol. 11 (n. s.), fasc. 1, pp. 1-150.
- MENGAUD, L. (1920).—«Recherches dans la région Cantabrique». *Imp. Vve. Bonnet*, 370 p.
- MISCH, P. (1934).—«Der Bau der mittleren Südpirenen». *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math. Phys. Kl.*, ser. 3, n.º 12, pp. 1.597-1.764.
- MEY, P. H. W. (1968).—«Geology of the Upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees, Spain. Sheet 8, E. 1:50.000». *Leidse Geol. Medel.*, vol. 41, pp. 229-292.
- MUTTI, E., y ROSELL, J. (1968).—«Presencia de laminación oblicua a gran escala en las turbiditas senonenses del flysch de los alrededores de Poblá de Segur (prov. de Lérida)». *Acta Geol. Hispánica*, año 3, n.º 5, pp. 120-123.
- NIJHUIS, H. J. (1964).—«Plurifacial alpine metamorphism in the Southeastern Sierra de los Filabres and South of Lubrín, SE Spain». *Tesis Univ. Amsterdam*, 151 pp.
- NONN, H. (1966).—«Les régions côtières de la Galice (Espagne)». *Etude géomorphologique. Publ. Fac. Lettres, Univ. Strasbourg*, Fondation Baulig, t. 3, 591 pp.
- OBRADOR, A. (1970).—«Estudio estratigráfico y sedimentológico de los ma-

- teriales miocénicos de la isla de Menorca». *Acta Geol. Hispánica*, año 5, n.º 1, pp. 19-23.
- OELE, E.; SLUITER, W. J., y PANNEKOEK, A. (1963).—«Tertiary and Quaternary sedimentation in the Conflent». *Leidse Geol. Meded.*, vol. 28, páginas 297-320.
- OLIVEROS, J. M.; ESCANDELL, B., y COLOM, G. (1960 a).—«Estudio sobre la formación de los depósitos lacustres de Mallorca». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 61, pp. 9-152.
- (1960).—«Sobre la existencia de un Oligoceno superior (Aquitaniense continental lacustre) en Mallorca». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 61, pp. 153-264.
- (1950 c).—«Estudio de los terrenos postburdigalienses en el llano central de la isla de Mallorca». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 61, pp. 349-394.
- OLIVET, J. L.; AUZENDE, J. M., y BONNIN, J. (1973).—«Structure et évolution tectonique du bassin d'Alboran». *Bull. Soc. Géol. France*, 7.ª ser., t. 15, n.º 2, pp. 108-118.
- ORUETA, D. de (1917).—«Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 28, 576 pp.
- PANNEKOEK, A. (1937).—«Die jungtertiäre morphologisch-tektonisch Entwicklungsgeschichte der Ostlichen Pyrenen». *Géol. Méditerranée occidentale*, vol. 3, n.º 4, part. 1, 25 pp.
- (1966).—«The Ría problem». *Tijdschr. Kon. Neder. Aardr. gen.*, vol. 83, pp. 289-297.
- PAQUET, J. (1969).—«Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)». *Mém. Soc. Géol. France*, N. sér., t. 47, 270 pp.
- PARGA-PONDAL, I. (1963).—«Mapa petrográfico estructural de Galicia. E. 1:400.000». *Inst. Geol. Min. España*.
- PAUTOT, G.; AUZENDE, J. M.; OLIVET, J. L., y MAUFFRET, A. (in litt).—«Valencia basin: structural framework». in *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Nat. Sc. Foundation*.
- PAVILLON, M.ª J. (1969).—«Les minéralisations plombo-zincifères de Carthagène (Cordillères Bétiques, Espagne)». *Mineral. Deposita*, vol. 4, páginas 368-385.
- (1972).—«Paléogéographies, volcanismes, structures, minéralisations plombo-zincifères et héritages dans l'Est des Cordillères Bétiques». *Thèse Univ. Paris*, 623 pp.
- PERCONIG, E. (1960-62).—«Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale)». in *Livre Mém. Professeur Paul Fallot*, t. 1, *Soc. Géol. France, Mém. hors série*, pp. 199-208.
- PERDIGÃO, J. (1967 a).—«Descoberta do Mesodevónico em Portugal (Portalegre)». *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 52, pp. 27-48.
- (1967 b).—«Estudos geológicos na pedreira do Mestre André (Barrancos)». *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 52, pp. 55-64.
- PITMAN, W. C. III, y TALWANI, M. (1972).—«Sea-Floor Spreading in the North Atlantic». *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 83, n.º 3, pp. 619-646.
- PRADO, C. de (1855).—«Sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra

- Morena et des Montagnes de Toledo». *Bull. Soc. Géol. France*, 2.^a ser., t. 12, pp. 182-204.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H., y HEBEDA, E. H. (1967).—«Isotopic age determinations on granitic rocks in Northern Portugal». *Geol. en Mijnbouw*, año 46, n.º 10, pp. 369-373.
- PRIEM, H. N. H.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H.; HEBEDA, E. H. y FLOOR, P. (1966).—«Isotopic evidence for Upper-Cambrian or Lower-Ordovician granite emplacement in the Vigo area, North-Western Spain». *Geol. en Mijnbouw*, año 45, pp. 36-40.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. A.; HEBEDA, E. H., y VERDURMEN, E. A. Th. (1970).—«Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula». *Eclogae Geol. Helvet.*, vol. 63, n.º 1, pp. 255-274.
- PRUVOST, P. (1914).—«Observations sur les terrains dévoniens et carbonifères du Portugal et sur leur faune». *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 10, pp. 1-21.
- PUGA, E. (1965).—«Nuevos datos sobre las anfibolitas del borde NO. de Sierra Nevada». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 80, pp. 137-155.
- (1971 a).—«Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental (Cordilleras Béticas, España)». *Tesis Univ. Granada* (inérita), 1 vol. texto, 673 pp., 1 vol. láminas.
- (1971 b).—«Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental (Resumen de Tesis Doctoral)». *Tesis Doctorales Univ. Granada*, n.º 1, 23 pp.
- PUGA, E., y FONTBOTE, J. M. (1966).—«Sur l'origine des gneiss de la Sierra Nevada (Grenade, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, pp. 2.681-2.684.
- PUSCHMANN, H. (1967 a).—«Das Paläozoikum im Gebiet zwischen Don Benito und Torrecampo (Sierra Morena, Spanien)». *Geol. en Mijnbouw*, año 46, pp. 383-391.
- (1967 b).—«Zum problem der Schichtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien)». *Geol. Rundschau*, vol. 56, pp. 528-542.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969 a).—«Bioestratigrafía y paleogeografía del Jurásico de la costa Asturiana (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa)». *Bol. Geol. Min.*, t. 80, fasc. 4, pp. 19-44.
- (1969 b).—«Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del norte de España». *Ed. CEPESA, S. A.*, 68 pp.
- (1971).—«Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del norte de España (Región cantábrica)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 78, t. 1 (texto), 357 pp., t. 2 (figuras y cuadros), t. 3 (fotos).
- RANGHEARD, Y. (1970).—«Tectonique d'Ibiza et de la Sierra de Majorque». *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 90, pp. 357-363.
- (1972).—«Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 82, pp. 1-340.
- RAT, P. (1959 a).—«Les pays crétacées basco-cantabriques». *Publ. Univ. Dijon*, t. 18, 525 pp.
- (1959 b).—«Les milieux urgoniens cantabriques». *Bull. Soc. Géol. France*, 7.^a ser., t. 1, pp. 378-384.
- RIBA, O. (1967).—«Resultados de un estudio sobre el Terciario continental

- de la parte este de la depresión central catalana». *Acta Geol. Hispánica*, año 2, n.º 1, pp. 1-6.
- (1973).—«Las discordancias sintectónicas del Alto Cardoner (Prepirineo catalán). Ensayo de interpretación evolutiva». *Acta Geol. Hispánica*, año 8, n.º 3, pp. 90-99.
- RIBA, O. y RIOS, J. M.ª (1960-62).—«Observations sur la structure du secteur Sud-Ouest de la chaîne ibérique (Espagne)». in *Livre Mém. Professeur Paul Fallot*, t. 1, *Soc. Géol. France, Mém. hors sér.*, pp. 275-290.
- RIBEIRO, A. (1970).—«Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Trás-os-Montes)». *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 54, pp. 115-138.
- RIBEIRO, A.; CRAMEZ, C., y REBELO, J. A (1964).—«Sur la structure de Trás-os-Montes (Nordest du Portugal)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 258, pp. 263-265.
- RICHÉ, Ph. (1962).—«Note sur le bassin mésozoïque et Tertiaire de l'Algarve (Portugal)». *Relatório inédito, Comp. Petr. Port.*
- (1963).—«Cartes paléogéographiques et cartes structurales du bassin de Lisbonne». *Relatório inédito, Comp. Petr. Port.*
- RICHTER, G., y TEICHMÜLLER, R. (1933).—«Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten». *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math.-Phys. Kl.*, ser. 3, n.º 7, 120 pp.
- RIEMER, W. (1963).—«Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien)». *Abh. N. Jb. Geol. Paläont.*, t. 117, n.º 1-3, pp. 273-285.
- RIES, A. C., y SHACKLETON, R. M. (1971).—«Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a hercynian thrust plate». *Nature Ph. Sc.*, vol. 234, n.º 47, pp. 65-68.
- RIOS, J. M.ª (1948).—«Diapirismo». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 60, pp. 155-390.
- (1949).—«Nota acerca de la geología cantábrica en parte de las provincias de Vizcaya y Santander». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 19, pp. 95-111.
- (1956).—«El Sistema Cretáceo en los Pirineos de España». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 57, pp. 1-128.
- (1959).—«Algunas consideraciones acerca del enjuiciamiento del valle del Ebro en sus posibilidades petrolíferas». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 53, pp. 107-148.
- (1963).—«Materiales salinos del suelo español». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 64, pp. 1-116.
- RIOS, J. M.ª; ALMELA, A., y GARRIDO, J. (1944-1946).—«Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo navarro». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 13 (1944), pp. 141-164; n.º 14 (1945), pp. 139-198; n.º 16 (1946), pp. 57-119.
- RIOS, J. M.ª; GARRIDO, J., y ALMELA, A. (1944).—«Reconocimiento geológico de una parte de las provincias de Cuenca y Guadalajara». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 42, pp. 107-128.
- ROEMER, F. (1873).—«Geologische Reisenotizen aus der Sierra Morena». *N. Jb. Geol. Min.*, pp. 256-270.
- ROSELL, J.; OBRADOR, A., y MERCADAL, B. (1969).—«Sobre la presencia de flysch en los sedimentos paleozoicos de la isla de Menorca». *Acta Geol. Hispánica*, año 4, n.º 1, pp. 1-4.

- ROSELL, J.; OBRADOR, A.; ROBLES-OROZCO, S., y PALLI, L. (1973).—«Sedimentología del Mioceno del Vallés occidental (prov. de Barcelona)». *Acta Geol. Hispánica*, año 8, n.º 1, pp. 25-29.
- SAEFTEL, H. (1959).—«Paläogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spaniens». *Zeit. d. Geol. Ges.*, vol. 111, n.º 3, pp. 684-711.
- SANTANACH, P. F. (1972).—«Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales». *Acta Geol. Hispánica*, año 7, n.º 5, páginas 129-132.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973).—«Geología de la transversal de Jaén-Frailes (provincia de Jaén)». *Tesis Univ. Granada*, 275 pp.
- SAUPÉ, F. (1967).—«Note préliminaire concernant la genèse du gisement de mercure d'Almaden, province de Ciudad Real, Espagne». *Mineral. Deposita*, vol. 2, pp. 26-33.
- (1971 a).—«Stratigraphie et pétrographie du "Quartzite du criadero" (Valentien) à Almaden (province de Ciudad Real, Espagne)». in *Colloque ordovicien-silurien Brest. Mém. B. R. G. M.*, n.º 73, pp. 355-365.
- (1971 b).—«La série ordovicienne et silurienne d'Almaden (province de Ciudad Real, Espagne). Point des connaissances actuelles». in *Colloque ordovicien-silurien Brest. Mém. B. R. G. M.*, n.º 73, pp. 355-365.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1971).—«An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt». *Bol. Geol. Min.*, t. 82, fasc. 3-4, pp. 239-268.
- SCHERMERHORN, L. J. G., y STANTON, W. I. (1969).—«Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal)». *Geol. Mag.*, vol. 106, n.º 2, pp. 130-141.
- SCHROEDER, H. (1930).—«Das grenzgebiet von Guadarrama und hesperischen Ketten (centralspanien)». *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math.-Phys. Kl.*, nueva serie, n.º 16, pp. 687-748.
- SEGURET, M. (1964).—«Sur le style en tête-plongeante des structures pyrénéennes de la zone des Nogueras (Versant Sud des Pyrénées centrales)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 259, pp. 2.895-2.898.
- (1972).—«Etude tectonique des nappes et séries décollés de la partie centrale du versant Sud des Pyrénées». *Publ. USTELA, Montpellier, série géol. structurale*, n.º 2, 161 pp.
- SELZER, G. (1934).—«Geologie der südpirenaischen Sierren in Oberaragonien». *Neues. Jb. Min. Pal. Geol.*, vol. 71, pp. 370-406.
- SIERRA, J., y ORTIZ, A. (1971).—«Introducción a la metalogenia en España». *I Congr. Hisp.-Lus.-Am. Geol. Ec.*, sección 4, t. 1, pp. 379-406.
- SIMON, O. J. (1963).—«Geological investigations in the Sierra de Almagro, Southeastern Spain». *Tesis Univ. Amsterdam*, 164 pp.
- SITTER, L. U. De (1959).—«The rio Esla nappe in the zone of Leon of the Asturian Cantabric Mountain Chain». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 56, pp. 3-24.
- (1960).—«Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees». *Geol. en Mijnbouw*, año 22, n.º 39, pp. 189-194.
- (1961).—«Establecimiento de las épocas de los movimientos tectónicos durante el Paleozoico en el cinturón meridional del orógeno cantabro-astur». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 61, pp. 51-61.
- (1962).—«The structure of the Southern slope of the Cantabrian Mountains». *Leidse Geol. Meded.*, vol. 26, pp. 255-264.

- SITTER, L. U. De, y ZWART, H. J. (1959).—«Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees. Sheet 3, Ariège, France». *Leidse Geol. Meded.*, vol. 22, pp. 351-418.
- (1962).—«Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, sheet 1 Garonne and sheet 2 Salat, France». *Leidse Geol. Meded.*, vol. 27, pp. 191-236.
- SLUITER, W. J., y PANNEKOEK, A. J. (1964).—«El Bierzo. Etude sédimentologique et morphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne». *Leidse Geol. Meded.*, vol. 30, pp. 141-181.
- SOLE-SABARIS, L. (1952).—«Geografía física» in TERAN, M. de: Geografía de España y Portugal, t. 1 (con la colaboración de N. LLOPIS LLADO), 497 pp.
- (1962).—«Observaciones sobre la edad del volcanismo gerundense». *Mem. Real Ac. Cienc. Art. Barcelona*, t. 34, n.º 12, pp. 359-372.
- SOLE-SABARIS, L.; FONTBOTE, J. M.; MASACHS, V., y VIRGILI, C. (1955).—«Continuidad de las escamas de corrimiento entre Figueras y el macizo de Montgri, edad de su formación». Tomo Homenaje F. Pardillo, Publ. Univ. Barcelona, pp. 145-152.
- SOLE-SUGRAÑES, L., y CLAVELL, E. (1973).—«Nota sobre la edad y posición tectónica de los conglomerados eocenos de Queralt (Prepirineo oriental, Prov. de Barcelona)». *Acta Geol. Hispánica*, año 8, n.º 1, pp. 1-6.
- SOLER-SAMPERE, M., y PUIGDEFABREGAS, C. (1970).—«Líneas generales de la geología del Alto Aragón occidental». *Pirineos*, n.º 96, pp. 5-20.
- SOUQUET, P. (1967).—«Le Cretacé supérieur Sudpyrénéen, en Catalogne, Aragon et Navarre». *Tesis Univ. Toulouse*, 529 pp.
- SPIKER, Th. N. (1935).—«Geologie von West-Ibiza (Balearen)». *Géol. Méditerranée Occidentale*, vol. 8, part. 5, n.º 3, pp. 3-63.
- STRAUSS, G. K. (1970).—«Sobre la geología de la provincia piritífera del suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 77, 266 pp.
- TAMAIN, G. (1972).—«Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)». *Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay)*, 3 vols., 890 pp.
- TEIXEIRA, C. (1944).—«Tectónica plio-pleistocénica do NO. peninsular». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, t. 4, pp. 19-40.
- (1955).—«Notas sobre la geología de Portugal». Vol. I, *Formações antemesozoicas*.
- TEX, E. DEN (1966).—«Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline». *Leidse Geol. Meded.*, t. 36, pp. 211-222.
- TEX, E. DEN, y FLOOR, P. (1967).—«A blastomylonitic and polymetamorphic "Graben" in Western Galicia (NW Spain)». in *Etages Tectoniques*, Neuchâtel 1966, A la Baconnière. Ed., pp. 169-178.
- (1971).—«A synopsis of the geology of Western Galicia». in *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, t. 1, Publ. Inst. Français Pétrole, Ed. Technip., pp. 1.3-1 a 1.3-14.
- TJALSMA, R. C. (1971).—«Stratigraphy and foraminifera of the Eastern Guadalquivir basin (Southern Spain)». *Utrecht Micropal. Bull.*, n.º 4, 161 pp.

- VEEN, J. van (1965).—«The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain». *Leidse Geol. Meded.*, vol. 35, pp. 45-104.
- VEGAS, R. (1968).—«Sobre la existencia de Precámbrico en la baja Extremadura». *Estudios Geol.*, vol. 24, pp. 85-89.
- VERA, J. A. (1969).—«Estudio geológico de la zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 72, pp. 1-191.
- (1970).—«Estudio estratigráfico de la Depresión Guadix-Baza». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 81, fasc. 5, pp. 429-462.
- VERDENIUS, J. G. (1970).—«Neogene stratigraphy of the western Guadalquivir basin». *Utrecht Micropal. Bull.*, n.º 3, 109 pp.
- VIDAL-BOIX, C. (1941).—«Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 39, pp. 121-161.
- (1942).—«La línea morfotectónica meridional de la Sierra de Guadarrama». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 40, pp. 117-132.
- VIRGILI, C., y CORRALES, I. (1966).—«Las series molásicas estefanienses del occidente de Asturias». *Acta Geol. Hispánica*, año 1, n.º 4, pp. 17-21.
- (1968).—«Observaciones sobre el flysch carbonífero de la playa de San Pedro (Asturias)». *Breviora Geol. Astúrica*, año 12, n.º 1, pp. 5-8.
- VIRGILI, C.; SUAREZ-VEGA, L. C., y RINCON, R. (1971).—«Le Mésozoïque des Asturies (Nord de l'Espagne)». in *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, t. 2, *Publ. Inst. Français Pétrole*, Ed. Technip, pp. V.4-1 a V.4-20.
- VOO, R. van der, y ROESSENKOOL, A. (1973).—«Permian paleomagnetic results from the Western Pyrenees delineate the plate-boundary between the Iberian Peninsula and stable Europe». *Jour. Geophys. Res.*, vol. 78, pp. 5.118-5.127.
- WAGNER, R. H. (1962).—«A brief review of the stratigraphy and floral succession of the Carboniferous in NW Spain». *C. R. IVe Congr. Av. Etud. Strat. Géol. Carbonif.*, t. 3, pp. 753-762.
- (1966).—«Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 66, pp. 1-169.
- WAGNER, R. H., y UTTING, J. (1967).—«Sur le terrain houiller de Puertollano (province de Ciudad Real, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, pp. 58.
- WALTER, R. (1968).—«Die Geologie in der Nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest Spanien)». *Geot. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70.
- WATERLOT, M. (1968).—«Contribution à l'étude géologique du Carbonifère ante-stéphanien des Pyrénées centrales espagnols». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 70, 259 pp.
- WEGGEN, K. (1955).—«Stratigraphie und Tektonik der Südlichen Montes de Toledo (Spanien)». *Inaug.-Diss. Math.-Naturw. Fak. Univ.*, 103 pp.
- WEGMANN, C. E. (1935).—«Zur Deutung der Migmatite». *Geol. Rundschau*, vol. 26, pp. 305-350.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona cantábrica (NO. de España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n.º 5, pp. 1-118.

- ZBYSZEWSKI, G. (1959).—«Étude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha». *Mem. Serv. Geol. Port.*, n.º 3 (n. ser.), 182 pp.
- ZECK, H. P. (1968).—«Anatectic origin and further petrogenesis of almandine-bearing biotite-cordierite-labradorite-dacite with many inclusions of resite and basaltoid material, Cerro del Hoyazo, SE Spain». *Tesis Univ. Amsterdam*, 161 pp.
- ZERMATTEN, H. L. J. (1929).—«Geologische onderzoeken in der Randzone van het Venster der Sierra Nevada (Spanje)». *Tesis Univ. Delft*, pp. 1-104.
- ZEYLMANS van EMMICHOVEN, C. P. A. (1925).—«Geologische onderzoeken in de Sierra de los Filabres (Provincia Almería, Spanje)». *Tesis Univ. Delft*, 160 pp.
- ZWART, H. J. (1963 a).—«The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees». *Geol. Rundschau*, vol. 53, pp. 170-205.
- (1963 b).—«Metamorphic history of the Central Pyrenees, Part II, Valle de Arán, sheet 4». *Leidse Geol. Meded.*, vol. 28, pp. 321-376.
- (1965).—«Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, sheet 6, Aston, France, Andorra, Spain». *Leidse Geol. Meded.*, vol. 33, pp. 191-254.