

2 MARCO GEOTECTÓNICO

2.1 Introducción

La década de 1960-1970 conlleva una verdadera revolución en todo lo relativo a ciencias de la Tierra. La instalación de la red de sismógrafos *World Wide Standard Seismograph Network* (WWSSN) y la utilización de aparatos de detección y registro cada vez más sofisticados permitió evidenciar y analizar heterogeneidades laterales en la corteza terrestre. Diversos grupos científicos trabajan desde entonces y de modo independiente, en distintos ámbitos de la geofísica. El levantamiento de la topografía de los fondos oceánicos, la medición del campo magnético en los suelos marinos, el establecimiento de la cronología del campo magnético terrestre basado en la memoria magnética de las rocas continentales y en su edad radiométrica, la determinación de los hipocentros y mecanismos focales de los terremotos, entre otros, suman avances significativos hacia la comprensión de la estructura y dinámica de la Tierra. Todos los resultados de estas líneas de investigación convergen hacia la formulación de la teoría de la Tectónica de Placas, que confirma la hipótesis de la deriva continental formulada por Wegener en 1912.

Actualmente sólo puede comprenderse la configuración interior y exterior de la Tierra si se atienden los procesos tectónicos y geodinámicos que en ella suceden. Ello conlleva que la actual estructura es sólo un fragmento, en el tiempo, de una sucesión de escenarios que sin duda cambiarán, y que en el pasado fueron muy distintos a los actuales.

Cualquier estudio sobre atenuación, como fenómeno sismológico y por tanto geofísico, se inscribe en un dominio geográfico concreto, distinto a otros, en el tiempo y en el espacio. La atenuación, como fenómeno físico, depende de los parámetros mecánicos del medio concreto a través del cual es estudiada y medida. Por tanto, una vez elegido el dominio a estudiar, en este caso la Península Ibérica, es conveniente describir las unidades geotectónicas que la conforman y los fenómenos y mecánica que gobiernan los cambios en dichas unidades.

En el caso concreto de la Península Ibérica, la Geología y la Geofísica evidencian que esta tuvo un papel independiente al de otras placas que la circundan durante la fase de rotura del continente primigenio Pangea. Tras esta fase de rotura se produjo una convergencia de las placas Euroasiática y Africana, que condujeron a un bloqueo de la Placa Ibérica y al inicio de construcción de los edificios montañosos durante la orogénia alpina.

2.2 Geotectónica de la Península Ibérica

La Península Ibérica, como dominio de estudio de este trabajo, constituye una unidad estructural tectónica diferenciada desde el Cretáceo hace 130-140 Ma (Alvarado,1983). Ello implica que, en el marco de la tectónica de placas, podemos considerar la Península como una unidad con personalidad tectónica propia que constituye la parte emergida de la Placa Ibérica (figura 2.1). La parte emergida presenta una considerable diversidad de unidades geotectónicas. De todos modos, esta diversidad de unidades no impide una clasificación de los terrenos que afloran en la Península en cuatro grandes conjuntos (Julivert et al., 1980):

- Terrenos precámbricos. Deformados con anterioridad al paleozoico.
- Terrenos paleozoicos. Deformados por la orogénesis herciniana.
- Terrenos mesozoicos y terciarios. Deformados por la orogenia alpina.
- Terrenos mesozoicos y terciarios. No deformados por la orogenia alpina.

Los terrenos paleozoicos postorogénicos, no deformados por la orogénesis herciniana, constituyen, en general, afloramientos muy reducidos.

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

La Península, tal como aparece en la actualidad, comprende dos partes fundamentales, la primera es un segmento de la cordillera herciniana europea y la segunda pertenece al sistema alpino. 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 el ámbito de la Península en épocas más antiguas (Pérmico y Cretáceo Inferior, por ejemplo).

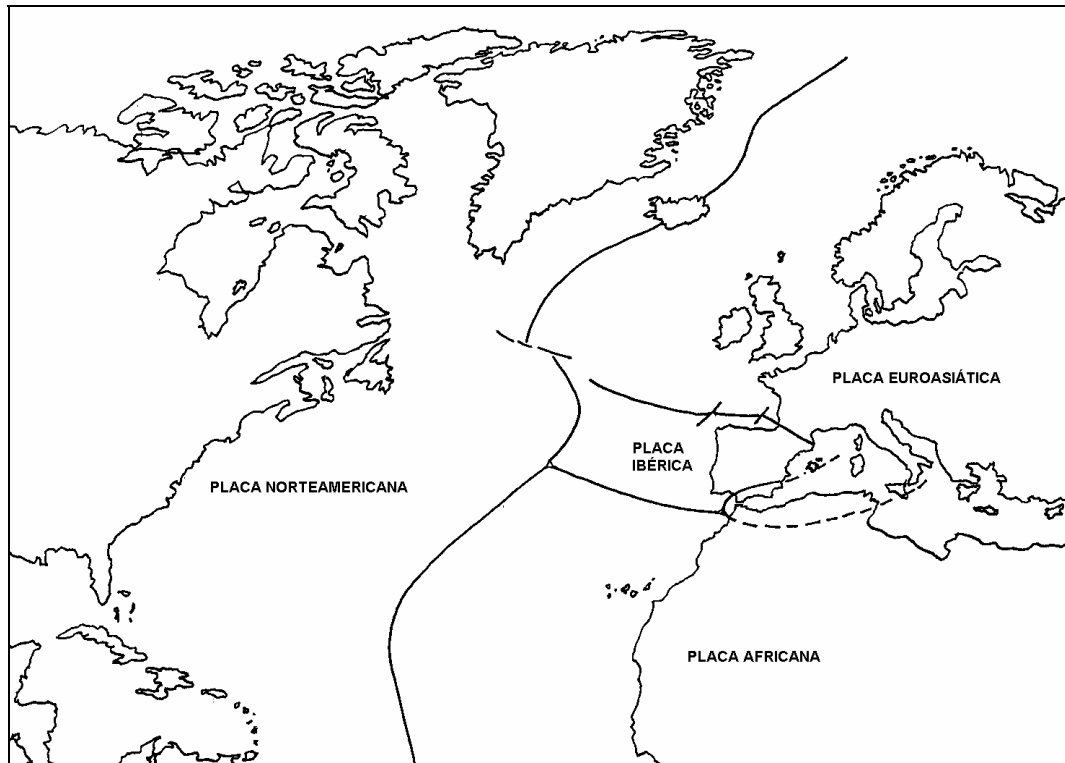


Figura 2.1 Situación actual de la Placa Ibérica respecto de las placas Norteamericana, Euroasiática y Africana. (A partir de Vegas y Banda, 1982).

2.3 Historia Prealpina

Hay que considerar la Península Ibérica como solidaria a Europa Meridional en tiempos prehercinianos. No parece que fuera afectada por la orogenia caledoniana, aunque este aspecto es, aún hoy, motivo de controversia (Alvarado, 1983).

Durante la orogénesis herciniana los mares Protoatlántico y Centroeuropeo se cierran y hacia el final del Paleozoico encontramos el agrupamiento de las masas continentales en el Pangea.

Este hecho, sin duda importante, sucede con probabilidad hace 300-400 Ma y cierra uno de los denominados ciclos de Wilson. El Mar de Tetis, padre del actual Mediterráneo, está en su máximo esplendor y el nuevo ciclo de Wilson que se inicia dejará huellas más fácilmente identificables y correlacionables a partir de estudios geológicos y geofísicos.

Cabe mencionar que, ya en aquellos tiempos paleozoicos, la situación geográfica de lo que hoy constituye la Península Ibérica se halla en una situación de colisión, probablemente por el borde norte (Johnson, 1973) y las estructuras hercinianas que la envolvían distaban mucho de ser homogéneas. Como ejemplo se sugiere que los diversos macizos hercinianos situados alrededor de la cuenca nor-baleárica pueden ser diferenciados en cuatro zonas relativamente homogéneas (Arthaud y Matte, 1977).

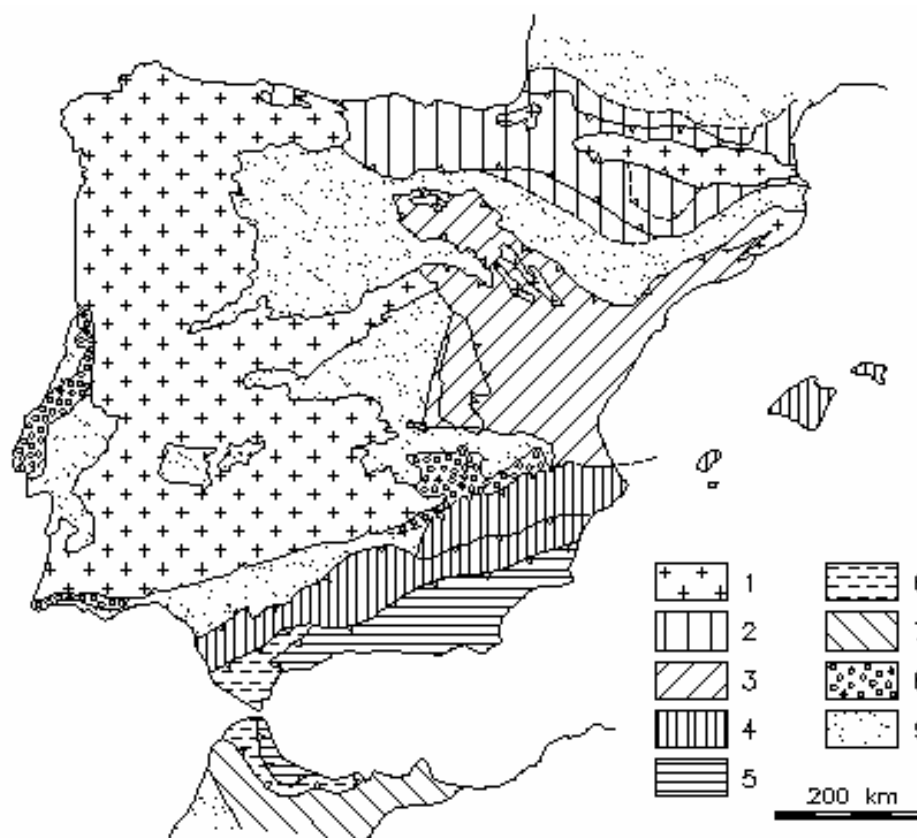


Figura 2.2 Principales unidades geotectónicas de la Península. (1) Basamento herciniano, (2) Mesozoico deformado en los Pirineos, (3) Área mesozoica aulucogénica, (4) Unidades externas mesozoicas Béticas, (5) Unidades internas (mesozoicas y paleozoicas) del dominio Bético, (6) Unidades de corteza adelgazada del arco de Gibraltar, (7) Mesozoico del margen africano, (8) Cubierta mesozoica no deformada, (9) Cuenca o depresiones terciarias. (A partir de Vegas y Banda, 1982).

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 un volcanismo subsecuente y postorogénico. También es acertado afirmar el desarrollo de traslaciones que han fragmentado el conjunto de la cordillera herciniana en bloques cuya movilidad, marcadamente heterogénea, dificulta una reconstrucción ideal. Pero esta estructura, ya tardía, postherciniana, es muy difícil de reconstruir. Por lo demás, varias de las fallas de esta etapa se han reactivado en épocas muy posteriores (Fontbote y Guitard, 1958).

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 relacionadas con procesos de tipo distensivo, que afectan a amplias zonas de la corteza. Algunas de estas estructuras presentan ciertas dificultades a ser estudiadas debido, en parte, a su enmascaramiento por las deformaciones más recientes, y en parte, al hecho de que, salvo las de edad más reciente, que suelen tener una expresión más directa en el relieve, las estructuras en cuestión requieren métodos y técnicas muy específicos así como una observación especial para su reconocimiento.

A pesar de estas dificultades, puede asegurarse que en la Península Ibérica se han desarrollado tales estructuras de fractura en tres épocas distintas,

- Estefaniense-Pérmico.
- Jurásico Superior-Cretáceo Inferior.
- Mioceno Superior-Plioceno-Cuaternario.

No entran aquí en consideración otros procesos de distensión desarrollados en ámbitos más restringidos, como en el caso de los geosinclinales en la etapa preorogénica (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. Por el contrario, en las estructuras de fractura referidas en este punto, se comprueba una independencia más o menos completa de directrices.

Durante la primera de las tres épocas referidas, Estefaniense-Pérmico, existen tres hechos que revelan la existencia de una importante tectónica de fractura en amplios ámbitos de Europa. Estos hechos son:

- Identificación de numerosas cuencas con carácter de fosas tectónicas.
- Actividad volcánica importante en diversas regiones.
- Dificultad de acoplamiento entre estructuras y zonas paleogeográficas hercinianas, de los diversos fragmentos que afloran de la cordillera herciniana.

En el último punto cabe remarcar que estas dificultades son extensivas incluso a áreas que no fueron afectadas por 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 y volcanismo, que en muchos puntos apunta un origen fisural, son un conjunto de circunstancias que acreditan una situación fundamentalmente tensional (Alvarado, 1983).

El ámbito de la Península no fue una excepción a esta situación. La torsión de los ejes de pliegues hercinianos, al sur del macizo ibérico, y las fracturas que los acompañan, serían difíciles de explicar, sin suponer la existencia de una falla de edad pre-triásica y posterior a los pliegues hercinianos y a todas las deformaciones que alcanzan parte del Carbonífero Superior. Esta falla seguiría una 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 el comienzo del Triásico.

Estas fracturas son independientes de las estructuras hercinianas y tienen un papel importante en la evolución geológica de la placa ibérica delimitando ámbitos de sedimentación y orientando los esfuerzos que las afectarán en épocas futuras. El comportamiento de estas fallas las define como fallas normales durante la distensión pre-alpina y como inversas durante las compresiones alpinas.

Es un hecho consolidado que la Placa Ibérica fue sometida a un régimen de distensión desde el Triásico hasta el Cretáceo superior, esto es, hasta hace 80 Ma. Esta situación distensiva fue

provocada por varios centros de triple unión (*'Hot spots'*) distribuidos probablemente del siguiente modo: Un centro en la zona de Valencia-Castellón en época triásica y otro al noroeste de Galicia durante el Cretáceo superior. De todos modos, y sea cual sea la causa de esta situación distensiva, durante el Jurásico inferior, hace 180 Ma, África comienza a separarse de América y la zona occidental ya es un margen pasivo. Durante el Jurásico superior y en la zona este, es probable que existiera una corteza oceánica que separaba Iberia de la placa de Apulia. Al norte, y entre 115 Ma y 80 Ma, se inicia la apertura del Golfo de Vizcaya al tiempo que la cuenca de Aquitania también está sometida a un régimen distensivo.

Se puede concluir que, en esta época pre-alpina, la Península Ibérica se ha consolidado como una unidad geotectónica independiente de las grandes placas continentales que la envuelven. Estas placas gigantes, que enmarcan el perímetro ibérico, han configurado, ya con anterioridad a la orogénesis alpina, una Península realmente compleja y heterogénea tras millones de años de compresión y distensión.

2.4 Evolución Alpina

A partir de los datos geológicos y geofísicos presentes en el trabajo sobre el marco tectónico ibérico propuesto por Vegas y Banda (1982), ver figura 2.2, se puede considerar la evolución alpina en tres fases,

- Etapa extensional.
- Episodio compresional responsable de la construcción de los grandes edificios alpinos.
- Etapa postalpina.

Antes de realizar una breve descripción de estos periodos, cabe destacar el papel que desempeñan los estudios de tipo geofísico y geológico: ambos son necesarios para conocer la evolución de la historia de la Tierra, aportan datos que se complementan y cuya correlación es determinante para la confirmación de las distintas hipótesis realizadas. La historia de los movimientos tectónicos ha quedado grabada en forma de datos estratigráficos y paleomagnéticos. Las estructuras actuales que interesan la tectónica de placas son fruto de esta evolución y los movimientos sísmicos hacen patente el movimiento de estas placas.

2.4.1 La extensión preorogénica

Se califica esta etapa como un periodo de sedimentación que tiene lugar durante una fase de extensión general y que constituye el inicio del ciclo geosinclinal alpino. Este episodio está muy bien documentado en los terrenos de la Península Ibérica en forma de señales estratigráficas, volcánicas y tectónicas. Vegas y Banda (1982) utilizan estos datos para explicar la evolución de las distintas regiones creadas en el entorno de la Península como son: las cuencas portuguesa, cántabro-pirenaica y bética.

Estas tres cuencas se crean a partir de zonas distensivas (“*Rifts*”) relacionadas respectivamente con la apertura del Atlántico, la progresión hacia el oeste del Tetis y/o la acción resultante de la interacción mutua del Tetis y el Atlántico mediante una zona de transformación (Vegas, 1985).

Este sistema de cuencas triásicas configurará, posteriormente, los actuales límites de Iberia. Incursiones y regresiones marinas formarán distintas capas estratigráficas no del todo homogéneas y que difieren de unas zonas geográficas a otras. Se concluye que estas cuencas controlaron la evolución de la corteza hasta hoy.

2.4.2 Episodio compresivo: Orogénesis

Evidencias derivadas de anomalías magnéticas en el Océano Atlántico conducen a situar el inicio de la orogénesis alpina en las primeras compresiones del Cretáceo superior, hace 80 Ma (Vegas y Banda, 1982). Un cambio en la dirección de los desplazamientos entre Europa y América del norte invierte el movimiento entre Europa y África, estableciendo el final del régimen distensivo. Cabe indicar también que, a pesar de los numerosos estudios realizados, la evolución del Mediterráneo durante el Terciario no puede ser más compleja. Ello obliga a considerar un resumen del esquema tectónico comúnmente aceptado (Vegas y Banda, 1982; Alvarado, 1983; Vegas, 1985).

El movimiento relativo entre Europa y África se hace convergente y el eje de presión toma la dirección norte-sur (NNE-SSW según algunos autores). Esta fase de colisión perdura durante el período comprendido entre los 50 y 25 Ma. A escala local, el movimiento antihorario hacia

el Este de la placa ibérica inició una compresión precoz en el SE, implicando la placa de Alborán.

La convergencia norte-sur de África e Iberia a partir del Eoceno se resuelve en una tectónica de apilamiento con consumo de corteza oceánica o continental adelgazada. Este proceso podría continuar actualmente.

En el Norte la dirección oblicua de los esfuerzos causa la deformación en la zona de transformación Iberia-Eurasia dando lugar a la cadena pirenaica. Hacia el Oeste, los márgenes cantábricos se activan debido a la componente norte-sur y ocurre algún tipo de subducción oceánica (Boillot et al., 1982). Esta actividad finaliza cuando Europa bloquea Iberia. Siguiendo hacia el Oeste, el contorno ibérico queda dominado por la apertura al Atlántico.

Es evidente que las deformaciones son más intensas en las regiones que involucran una corteza más débil y la propagación de la compresión causa zonas de deformación intraplaca que configuran las principales características fisiográficas de la Península: Cadena Cantábrica, Sistema Central y Sierra Morena.

Los párrafos anteriores describen un marco global de la tectónica correspondiente a la orogénesis alpina en Iberia.

A continuación se describen, desde un punto de vista geotectónico, las distintas regiones que conforman la Península Ibérica y su entorno. El análisis es más extenso en aquellas regiones donde la sismicidad es más evidente.

2.5 Los Pirineos

Desde el punto de vista orográfico, el Pirineo comprende las montañas situadas en el istmo que une la Península Ibérica al resto de Europa. Sin embargo, desde el punto de vista geológico constituyen un accidente bastante más largo. En comparación con las demás cordilleras alpinas de Europa, el Pirineo presenta ciertas peculiaridades que lo distinguen de aquellas. Algunas de estas peculiaridades son: un trazado marcadamente rectilíneo; desarrollo del metamorfismo muy localizado y con características especiales; débil actividad magmática y estructura tectónica relativamente sencilla entre otras.

El ámbito pirenaico 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 y rocas ígneas diversas del ciclo herciniano. Con respecto a la orogénesis alpina, estos materiales constituyen un zócalo, sobre el cual se depositó la cobertera, más o menos completa, que abarca desde el Triásico hasta una parte del Terciario. La orogénesis alpina afectó tanto al zócalo como a la cobertera deformándolos. En el zócalo los efectos de la orogénesis son diferentes, según los materiales y los sectores afectados, pero en cualquier caso se puede hablar de una superposición de estructuras alpinas a las hercinianas preexistentes.

Además de los materiales del zócalo y de la cobertera hay que considerar los materiales postorogénicos, poco o nada deformados por la orogénesis alpina, pero cuyo estudio ha proporcionado datos reveladores de la evolución tectónica del ámbito pirenaico tras la orogénesis. Cabe recordar 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.

Es habitual distinguir en el Pirineo tres zonas:

- Zona Subpirenaica Septentrional (Terrenos de cobertera mesozoica y terciarios).
- Zona Subpirenaica Meridional (Terrenos de cobertera mesozoica y terciarios).
- Zona Axial (Terrenos paleozoicos).

La primera y la segunda constituidas, tal como se indica, por terrenos mesozoicos y terciarios, son asimétricas y presentan un tipo de deformación diferente. En la zona axial se tiene una deformación más intensa.

Se describen a continuación, y de forma breve, cada una de estas zonas.

2.5.1 La zona Subpirenaica Septentrional

Forma una banda continua que bordea la zona axial por el norte. La falla norpirenaica, constituye un importante accidente que separa la zona subpirenaica septentrional de la zona axial. Se trata de un accidente tardiherciniano que estuvo activo durante el Secundario y Terciario y ha tenido un importante papel en la evolución pirenaica. Se describe esta falla como la separación entre Iberia y Europa y puede ser interpretada como la línea maestra de una zona transformante que tiene una importancia fundamental para explicar la formación de los Pirineos. La corteza tiene en esta zona una profundidad que varía entre 26 y 36 km, mientras que en la zona central se alcanzan los 50 km de espesor. Este salto brusco del grosor de la corteza con una variación vertical de 10 a 15 km en la falla norpirenaica, favorece la teoría que asigna a esta falla una función de contorno de placa. La zona está constituida por terrenos de cobertura mesozoicos y terciarios, 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 Oeste, las zonas norte y surpirenaica, unidas por el hundimiento progresivo de la zona axial, terminan en el mar. Hacia el Este, la zona norpirenaica encuentra su prolongación por las pequeñas alineaciones montañosas del Languedoc y la Provenza hasta encontrar la zona subalpina francesa. Al oeste de esta zona existen materiales de alta velocidad (Gallart et al., 1981).

El modelo evolutivo más coherente admite la existencia de una zona de transformación. La formación y reactivación de esta es consistente con la rotación antihoraria de Iberia antes de la fase compresional. Avanzado el Cretáceo la componente NS del movimiento entre África y Europa limita el movimiento levógiro y genera una fuerte compresión en el segmento central de los Pirineos que quedan bloqueados hacia el final del Eoceno.

2.5.2 La zona Subpirenaica Meridional

Esta zona muestra importantes variaciones a lo largo de la cadena pirenaica. La parte correspondiente al Pirineo Central es donde se presentan dichas variaciones de modo casi completo. En esta parte, concretamente al norte de Huesca, pueden distinguirse, de norte a sur, las siguientes unidades: Las sierras interiores, la depresión media (Depresión de Jaca) y las sierras exteriores o marginales. Como ya se indicó, todas estas unidades no se presentan de un modo continuo a lo largo de toda la cordillera. Las sierras exteriores desaparecen hacia el

oeste, algo más al oeste del río Gállego, aunque más al oeste aún, la sierra de Cantabria podría en cierto modo representar su continuación. Hacia el este, en el valle de la Noguera Pallaresa, es la depresión mediana la que desaparece y las sierras exteriores e interiores se fusionan. A partir del río Segre, la zona subpirenaica meridional sufre una fuerte reducción. En este punto, la zona subpirenaica meridional es cortada por una falla de rumbo sinistral (Falla del Segre). El este de dicha falla, la zona subpirenaica queda limitada a una estrecha franja, cuyos testigos más orientales son las escamas del Montgrí, junto al Mediterráneo.

2.5.3 La zona Axial

Esta zona se halla formada por terrenos paleozoicos que incluyen importantes macizos graníticos ligados al ciclo herciniano y por algunos núcleos de terrenos precámbricos. Los materiales más antiguos que afloran constituyen un complejo metamórfico en el que se sitúan rocas precámbricas profundamente transformadas y reactivadas por efecto del metamorfismo y deformaciones penetrativas de edad herciniana.

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

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 norte de la zona axial, mientras que otros se sitúan más al sur.

Es en el Cretáceo Superior cuando se manifiesta de forma más clara la diferenciación del ámbito pirenaico. Hacia el final de este periodo, e incluso en el tránsito al Paleoceno, es cuando se produce la primera fase compresiva, que afecta a una estrecha banda situada al norte de la zona axial pirenaica

A pesar 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 concluyente, 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, ...)

2.6 Las Béticas

La Cordillera Bética constituye la gran unidad estructural del sur de la Península Ibérica. Se extiende desde la costa gaditana hasta las costas meridionales de la región valenciana. Su prolongación oriental se encuentra en las Islas Baleares. Su prolongación por el suroeste 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 suelen distinguirse tres bandas o unidades principales, alargadas aproximadamente de OSO a ENE. Estas zonas son las siguientes,

- Zona Prebética. Se extiende desde las cercanías de Martos (Jaén) hasta el cabo de la Nao.
- Zona Subbética. Situada al sur de la anterior, pero que se prolonga hacia el oeste hasta el Golfo de Cádiz.
- Zona Bética. Situada entre la anterior y las costas mediterráneas desde Estepona hasta el Cabo de Palos.

Al igual que en otras cordilleras alpinas, en la Cordillera Bética estas unidades pueden quedar agrupadas en dos conjuntos, las zonas externas y las internas.

En las zonas externas, Prebética y Subbética, las estructuras de plegamiento y de mantos de corrimiento de edad alpina afectan sólo los materiales de la cobertera, de edad posterior al Paleozoico. Ambas zonas constituyen los márgenes pre-alpinos deformados y trasladados por la compresión alpina iniciada precozmente con el movimiento antihorario de Iberia hacia el este, favoreciendo el movimiento del bloque de Alborán respecto de la placa ibérica (Andrieux et al., 1971).

Por otro lado, en la zona Bética, las estructuras alpinas afectan conjuntamente a los materiales mesozoicos y a los de edad anterior. Cabe indicar que en esta zona interna se han desarrollado, en grado diverso y según las unidades de segundo orden que comprenden, procesos de metamorfismo de edad postpaleozoica.

Además de las unidades indicadas, consideradas como unidades fundamentales, la Cordillera Bética comprende otros elementos estructurales más o menos autónomos con respecto a los anteriores. Estas unidades son las siguientes,

- Complejo del Campo de Gibraltar y otras afines situadas más al este que constituyen un conjunto de mantos de corrimiento cuya procedencia es discutida.
- Depresión del Guadalquivir. Bordea la Cordillera Bética y la separa del macizo ibérico. Constituye la antifosa de la Cordillera Bética. Al norte limita con el macizo ibérico, el cual se hunde progresivamente bajo la depresión, constituyendo su zócalo.
- Depresiones interiores. Su individualización tiene origen tectónico. Su desarrollo es de edad más tardía que la estructura de plegamiento y de mantos de corrimientos referida antes. Entre estas depresiones cabe resaltar las de Granada, Guadix-Baza y Bajo Segura. 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). Funcionaron 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 que superan los 4 km (borde noroeste de la depresión de Granada y sectores del Bajo Segura). Este relleno tiene un neto carácter postorogénico, lo mismo que los depósitos coetáneos del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario de todo el ámbito de la Cordillera Bética.

Se describen a continuación, y de forma breve, cada una de las tres unidades principales que constituyen la Cordillera Bética.

2.6.1 La zona Prebética

Esta zona aflora sólo en la mitad oriental de la Cordillera Bética. Al oeste de Martos ya no se encuentra ningún afloramiento atribuible a este dominio, aunque puede suponerse que la zona Prebética continúa aún más hacia el oeste, por debajo de los materiales de la zona subbética. Así lo indican algunos sondeos. Más al oeste 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 todavía discutida. Hacia el este, y como se indicará más adelante, la zona prebética tiene su continuación en las Islas Baleares.

El zócalo pre-mesozoico no aflora en la zona prebética. La cobertera comprende los terrenos mesozoicos y del Terciario (López Garrido, 1971; Champetier, 1972; Jerez, 1973), hasta el Mioceno Inferior inclusive.

Tectónicamente, la zona prebética se describe de forma relativamente sencilla. La estructura fundamental es esencialmente la de una cobertera más o menos despegada del zócalo a nivel del Trías, y plegada con poca intensidad, salvo en algunos sectores (Jaén, parte externa de la Sierra de Cazorla, por ejemplo). Los pliegues muestran vergencia general hacia el exterior de la Cordillera. Con anterioridad a la tectónica compresiva, la zona prebética había sido afectada por fallas normales en algunos sectores. Con posterioridad al plegamiento, pero no mucho después, probablemente durante el Mioceno Superior, se produjeron fallas de rumbo, numerosas en algunos sectores (López Garrido, 1971; Jerez, 1973), cortando la estructura de plegamiento. 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.

Se concluye que en la zona prebética, el plegamiento principal tuvo lugar entre el Mioceno Inferior y el Superior. En cualquier caso, la mayor parte del Mioceno Superior tiene carácter netamente postorogénico.

2.6.2 La zona Subbética

En esta zona tampoco existen afloramientos de terrenos paleozoicos o más antiguos. Los terrenos mesozoicos constituyen una serie estratigráfica de facies marina desde el comienzo del Lías. El Trías es parecido al de otras unidades de la Península situadas más al norte aún observándose una abundancia relativa de margas y arcillas que le confieren unas características peculiares. Entre el Cretáceo Superior y el Mioceno Inferior también existen discontinuidades y hasta discordancias que varían de un sector a otro y que se explican atendiendo a importantes etapas de deformación.

En esta zona no existen afloramientos de rocas metamórficas ni plutónicas. Las volcánicas y subvolcánicas está bien representadas, sobre todo entre las transversales de Málaga y del Guadiana Menor.

La estructura tectónica de la zona subbética es bastante complicada. Constituye un vasto conjunto corrido hacia el norte o noroeste, cabalgando sobre la parte más interna de la zona prebética, pero subdividido a su vez en varias unidades cuyos frentes septentrionales solapan la margen interna de las situadas inmediatamente al norte (Fontbote y García Dueñas, 1968; Paquet, 1969). Algunos elementos han podido, en épocas más tardías (Mioceno Inferior) desplazarse considerablemente hacia el norte, 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-Jodar; Fontbote y García Dueñas, 1968; García Rossell, 1972).

Con posterioridad al desarrollo de la estructura de mantos de corrimiento, que tiene clara vergencia hacia el exterior de la cordillera, esto es, hacia el norte 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 opuesta, es decir, hacia el sur o SSE (García-Dueñas, 1969). Esta evolución tectónica queda ilustrada en la figura 2.3.

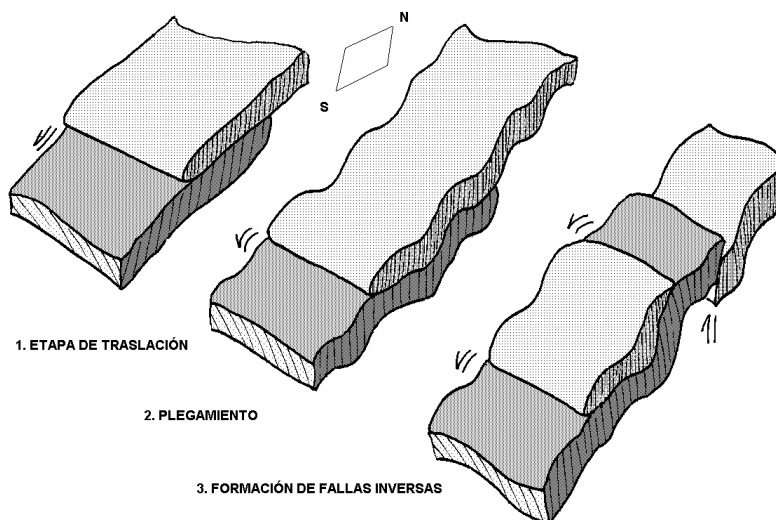


Figura 2.3 Desarrollo de retrocabalgamiento en la zona subbética. Esquema mostrando la evolución tectónica. Etapas: I. Etapa de traslación; II. Plegamiento; III. Formación de fallas inversas vergentes al sur (A partir de García Dueñas, 1969).

Más tarde, en el Mioceno Superior, en el Plioceno e incluso durante parte del Cuaternario, se han desarrollado pliegues de gran radio y fallas, con creciente independencia respecto a los rasgos estructurales anteriores.

2.6.3 La zona Bética

En esta zona, y contrariamente a lo que sucede en las dos anteriores, 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. En otros sectores (complejo de Málaga) el Paleozoico Medio y Superior es apenas o nada metamórfico y ha proporcionado fósiles (Blumenthal, 1949; Kockel y Stoppel, 1962). Es la zona bética la única de la cordillera en la cual se manifiestan efectos de metamorfismo regional correspondiente al ciclo alpino, 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 alpina 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 esencialmente 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,

- Complejo Nevado-Filábride. Constituido por rocas metamórficas, intensamente deformadas. Incluye las unidades de Sierra Nevada, Sabinas y Caldera, constituidas por rocas de diversas facies metamórficas. Las unidades de Sierra Nevada son totalmente de edad premesozoica. La Caldera muestra materiales cuyas edades se distribuyen entre el Paleozoico más, el Trías y el Premesozoico. Finalmente, las Sabinas corresponden al Paleozoico y al Trías.
- Complejo Alpujárride. Suele dividirse este complejo en dos: el inferior, denominado de Ballabona-Cucharón, caracterizado por estar constituido sólo por el Trías, 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 Trías en las estructuras alpinas.
- Complejo Maláguide. Constituido principalmente por terrenos paleozoicos apenas o no metamórficos, que comprenden especialmente una formación muy característica, las “calizas alabeadas”, de edad Devónico Inferior y Medio; otra formación de edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior, y un conglomerado poligénico discordante (conglomerado de Marbella) no representado en todos los sectores. Encima viene un Permotriás, ligeramente discordante, con conglomerados y areniscas, 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.

El grado de metamorfismo decrece desde el Nevado-Filábride hasta el Maláguide en el cual es prácticamente inexistente. Cada uno de los tres complejos citados puede comprender varios mantos de corrimiento distintos. Esta disposición de 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 no es del todo clara. 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.

Todo el dominio bético es ya postectónico durante el Mioceno Superior. Aparece claramente definida una etapa de fracturación que comienza en el Mioceno Superior y se prolonga incluso hasta el Cuaternario. 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.

La gran complejidad de las Béticas hace que sean un área tectónicamente controvertida. A continuación se apunta el esquema evolutivo propuesto por Vegas y Banda (1982) el cual es presentado por los autores como una base de discusión para futuros estudios.

- Se considera la zona Bética como extraibérica.
- La distribución paleográfica de la región interna no se conoce adecuadamente debido al posterior apilamiento del área contra la margen ibérica.
- Las zonas interna y externa no entran en contacto hasta el Mioceno medio.
- La deformación del margen ibérico en esta área es una consecuencia del efecto compresivo de la zona interna y comporta la formación de apilamientos e intrusiones en los sistemas subbético y prebético.
- Esta reconstrucción implica la destrucción de un área de tipo oceánico o bien continental adelgazada existente entre los márgenes ibérico y de las Béticas.

2.7 El Macizo Ibérico

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 en los afloramientos, están los núcleos de materiales paleozoicos de la Cordillera Ibérica.

La Península, tal como aparece en la actualidad, comprende dos partes fundamentales, una es un segmento de la Cordillera Herciniana europea y otra pertenece al sistema alpino. 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.

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. Cabe buscar las causas de las deformaciones intraplaca en el bloqueo de la convergencia, primero en los Pirineos y después en las Béticas. Ante esta situación, la compresión se resuelve con un arqueamiento del Macizo Ibérico y en una deformación que origina la actual Cordillera Ibérica.

Los mares mesozoicos avanzaron, según las diferentes épocas, más o menos profundamente hacia el interior del macizo. La falta de sedimentación y erosión posterior han mantenido el macizo ibérico desprovisto de cobertera. Los bordes del macizo y de la zona de plataforma que lo rodea presentan importantes diferencias. Mientras al norte y al oeste el macizo y su orla mesozoica acaban frente a áreas oceánicas, por el sureste, está bordeado por una cadena de tipo alpino y su prefosa, y por el este pasa a una extensa plataforma deformada en grado variable hasta llegar incluso a formar la Cordillera Ibérica.

La Cadena Herciniana, en el Macizo Ibérico, puede dividirse en un cierto número de zonas que corresponden a unidades alargadas situadas 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 de estos parámetros. Además, se observa que no sólo las facies o las potencias son características de cada zona, sino que también desde el punto de vista estructural, de metamorfismo, magmatismo y metalogenia, existen diferencias de una zona a otra.

Considerado en su conjunto, el segmento ibérico de la cordillera herciniana presenta una cierta simetría bilateral para algunos rasgos importantes. Esta simetría se manifiesta principalmente por la existencia de vergencias opuestas y por la presencia de grandes extensiones de terrenos más modernos, en las dos zonas más externas (Cantábrica y Subportuguesa), en contraste con los terrenos más antiguos (Paleozoico Inferior y núcleos precámbricos) que forman esencialmente el resto de zonas.

Atendiendo a la cronología de las deformaciones en el macizo ibérico, cabe indicar que, siendo la estructura del macizo ibérico el resultado de la orogénesis herciniana, existen también deformaciones de edad anterior. Por una parte se tienen las deformaciones que afectaron a los terrenos precámbricos con anterioridad al depósito del Paleozoico, y por otra parte, las deformaciones antehercinianas de edad paleozoica.

Cabe comentar brevemente las deformaciones precámbricas por su incidencia en las zonas tratadas en este estudio. 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. Estos dos grupos pueden representar dos conjuntos precámbricos de edades e historia geológica diferentes. Un ciclo orogénico se habría interpuesto entre la formación de uno y otro grupo. Esta es la explicación propuesta para Galicia y norte de Portugal, donde existen cinco macizos con rocas precámbricas del primer grupo (Tex y Floor, 1971). Para la zona sur, Ossa Morena, se propone una variante a la posible explicación anterior, en ella se explica que 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 metamorfizado antes del comienzo del Paleozoico.

2.8 La Orla Oriental

Al este del macizo ibérico se extiende una amplia plataforma que alcanza el Mediterráneo. Dentro de ella pueden distinguirse las siguientes unidades de identidades muy diferentes,

- Depresiones terciarias de la meseta.
- Cordillera Ibérica.
- Cadenas Costeras Catalanas.
- Cuenca del Ebro.

A continuación se describirán los rasgos más significativos de cada una de ellas.

2.8.1 Depresiones terciarias de la Meseta

Se trata de dos grandes cuencas, la del Duero o de Castilla la Vieja situada al norte y la de Castilla la Nueva situada al Sur. Ambas cuencas están separadas por la Cordillera o Sistema Central, relieve constituido por bloques elevados del zócalo, con una disposición asimétrica mostrando abruptos escarpes hacia el Sur por un lado y un hundimiento gradual hacia el Norte. Ambas cuencas se hallan rellenas por materiales continentales y lacustres terciarios, que hacia el este y sureste se apoyan sobre los del Mesozoico de la orla oriental del Macizo Ibérico, mientras que hacia el oeste 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.

La cuenca de Castilla la Nueva tiene una estructura algo más complicada y variada. Comprende en realidad varios elementos heterogéneos. Al norte, 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 3000 m a la altura de las Sierras de Gredos y Guadarrama, y disminuye progresivamente hacia el nordeste. Por el sur, el zócalo asciende paulatinamente hacia la Mancha, donde afloran ya la cobertera mesozoica, y, finalmente, el propio zócalo.

2.8.2 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 aunque existen zonas considerablemente deformadas, ni la evolución sedimentaria ni el estilo tectónico son los propios de una cordillera del sistema alpino. A todo 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 (Colchen, 1970). 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. A pesar de estos movimientos intramesozoicos, no es hasta el Terciario cuando se produce la verdadera deformación en el ámbito de la Cordillera Ibérica.

Las estructuras resultantes muestran las características de una tectónica de zócalo y cobertera. El zócalo se fracturó en bloques, y en algunos casos llega a cabalgar claramente sobre 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 nordeste a sureste en la parte septentrional de la cordillera. Hacia el sur parte de ellos van torciendo para tomar una dirección norte-sur que conservan hasta encontrarse con la zona subbética donde las estructuras llevan una dirección OSO-ENE. El enfrentamiento entre las dos direcciones permite señalar el límite entre los dominios subbético e ibérico. Los haces de pliegues próximos a la cuenca del Ebro, en cambio, van tomando una dirección primero oeste-este y luego se dirigen de suroeste a noreste, enlazando con los pliegues del extremo meridional de las cadenas catalanas.

Finalmente cabe subrayar un rasgo del dominio de la Cordillera Ibérica, y es 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 distensiva fue la que originó la larga depresión de Calatayud-Teruel y la complicada estructura en bloques de la parte valenciana de la cordillera.

2.8.3 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 norte de la Sierra de la Demanda. En el subsuelo de la cuenca del Ebro debe existir un Mesozoico, por lo menos en forma discontinua. El relleno de la cuenca está formado por materiales marinos (parte norte, Eoceno) y continentales (Oligoceno, Mioceno). Los datos del subsuelo disponibles no definen claramente la estructura de la superficie límite entre zócalo y cobertera, aunque sí puede afirmarse 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. 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 antifosa atípica del Pirineo.

2.8.4 Las Cadenas Costeras Catalanas

Los terrenos que afloran en las Cadenas Costeras Catalanas forman tres conjuntos distintos. En primer lugar se tiene el zócalo, que comprende terrenos desde el Cambro-Ordovícico al Carbonífero Inferior, junto a un posible precámbrico en las Guillerías. El zócalo muestra una cantidad importante de rocas graníticas y algunas rocas volcánicas, todo ello correspondiente al ciclo herciniano. El segundo conjunto significativo es la cobertera. La cobertera está constituida por terrenos mesozoicos que adelgazan hacia el norte y, en el borde de la depresión del Ebro, por los terrenos paleógenos de la misma, que pueden llegar a apoyarse, en la zona más septentrional directamente sobre el Paleozoico. En último lugar tenemos los terrenos postorogénicos tomando como referencia la orogénesis alpina, esto es, terrenos neógenos y cuaternarios, localizados especialmente como relleno de fosas.

En la terminación noreste de las Cadenas Costeras se encuentran algunos afloramientos de rocas volcánicas de edad neógena y cuaternaria. Estos afloramientos están ligados a la fracturación que originó las fosas ya citadas.

Desde el punto de vista geológico, las Cadenas Costero Catalanas comprenden elementos heterogéneos. En su parte suroeste (Sierras de los Puertos de Beceite, Cardó,...) tienen las características de una cordillera intermedia y están constituidas por haces de pliegues que se conectan con la Cordillera Ibérica y con la que muestran una similitud estructural. Hacia el noreste, 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) llegando a formar un verdadero macizo, el macizo catalán.

La deformación en el ámbito de las Cadenas Costero Catalanas tuvo lugar, por lo que a su parte noreste se refiere, en el Eoceno, al igual que en el Pirineo. Hacia el suroeste 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 delimitados por fallas normales (depressiones de la Selva, Vallés, Penedés y del Camp de Tarragona). En definitiva, es a esta tectónica neógena a la que estas cadenas deben gran parte de su diferenciación como unidad estructural y morfológica en el conjunto de la Península.

2.9 La Orla Cantábrica

Bordeando el Macizo Ibérico por el norte existe una orla de materiales mesozoicos y terciarios de la que puede verse emergida sólo una pequeña área entre Avilés, Gijón, Oviedo y Ribadesella (Julivert, Ramírez del Pozo y Truyols, 1971; Virgili, Suárez-Vega y Rincón, 1971). Por lo que se refiere a la estructura de esta área hay que señalar que coexisten zonas prácticamente indeformadas y otras más estrechas, con una deformación importante y que se asimilan a cadenas de tipo intermedio. Cabe señalar el gran espesor que pueden alcanzar las series de cobertera, que corresponden al Mesozoico, con excepción de las cubetas de Miranda y Medina de Pomar, que presentan un buen espesor de materiales oligo-miocenos. El Paleoceno y el Eoceno ocupan en tierra extensiones muy reducidas, en cambio el Eoceno está bien representado en la plataforma continental. Otro hecho destacable es la existencia de movimientos de bloques, posiblemente relacionados con una tectónica distensiva durante el

Mesozoico. En efecto, la distribución de los afloramientos jurásico y cretáceos evidencia la existencia de movimientos que dieron lugar a cambios paleogeográficos (Julivert et al., 1971). 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.

2.10 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 un espesor de 5000 m, en contraste con los 500 o 1000 m que tiene en sus bordes. Los aportes procedían del área continental situada al este, pero también a partir de una zona emergida situada al oeste (Hallam, 1971), de la que el archipiélago de las Berlengas es actualmente el único testimonio.

Cerca del límite entre el Cretáceo y el Eoceno 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.

La estructura es en general de pliegues suaves, con influencia directa del zócalo. En líneas generales pueden distinguirse tres zonas con estilos diferentes,

- Zona de fallas submeridianas que forma el límite con el Macizo Ibérico y que pueden ser debidas a reactivación de una banda de fracturación tardiherciniana.
- Zona con estructura en bloques rígidos con amplias ondulaciones, separados por flexiones. Este sector se sitúa inmediatamente al oeste de la zona anterior.
- La Fosa Mesozoica, con un espeso complejo evaporítico. Los taludes de la fosa corresponden a fallas directas activas durante la sedimentación.

2.11 La Orla Meridional o Algarvia

Se caracteriza por la existencia de una línea de flexión orientada de este a oeste y que separa una zona de plataforma, con facies dolomíticas situada al norte, de una zona de mayor profundidad y sucesiones más espesas situada al sur. Es posible que exista una segunda flexión situada al sur de la primera. La evolución paleogeográfica durante el Mesozoico es en líneas generales la misma que la de la orla occidental.

Desde el punto de vista estructural se distinguen en esta orla dos dominios. Al norte de la flexión principal la estructura es tabular, con algunas fallas subverticales y algunas ondulaciones. Al sur hay una estructura moderadamente plegada, con anticlinales de dirección este-oeste, levemente inclinados o cabalgantes hacia el sur. En cuanto a la edad de la deformación, puede decirse que el Cretáceo Medio está afectado. Son frecuentes las manifestaciones de vulcanismo básico, encontrándose extrusiones y filones-capas en la base del Jurásico y chimeneas y filones ligados a fracturas de orientación norte-sur. Este vulcanismo básico es posterior al Cretáceo Inferior y debe ser, por lo menos en parte, contemporáneo al complejo volcánico de Lisboa.

2.12 Etapa Postalpina

Este periodo dura desde el Mioceno, hace unos 20 millones de años, hasta la actualidad y le corresponde un acercamiento continuo entre África y Europa. Existen evidencias de tipo geológico y geofísico que apuntan hacia un episodio tensional en el área mediterránea alpina. Estas evidencias todavía no permiten apoyar claramente un modelo evolutivo que dirija la interpretación de los distintos datos. No obstante, estos mismos datos confirman claramente la existencia de un fenómeno de *rift* en la costa este y sureste de Iberia.

Las estructuras más claras se encuentran en la Cuenca de Alborán y en la Depresión de Valencia, ambas situadas en el Mediterráneo. También se detectan en el interior algunas pequeñas cuencas neógenas.

Vegas y Banda (1982) recogen un conjunto de evidencias de tipo geológico y geofísico. De modo resumido, algunas de las evidencias geológicas son las siguientes: Patrones de fallas en el este de la Península Ibérica; Vulcanismo; sedimentación en las cuencas neógenas. Un mismo modelo de fallas se encontraría en la Cerdaña, en el Empordá, en las Cadenas Costero Catalanas en el área de Castellón y Valencia así como en el este de la Cordillera Bética.

El vulcanismo de la región olotina tendría una edad entre cero y 10 millones de años, el del Cabo de Gata entre 8 y 15 millones de años, en Murcia la edad llega a los 6 millones de años y en Cartagena se llega a los 3 millones de años.

Por lo que refiere a la sedimentación, nuevos datos obtenidos a partir de prospecciones petrolíferas permiten interpretar la historia de las cuencas neógenas como la evolución tectónica correspondiente a un adelgazamiento de la corteza con la formación de la correspondiente depresión y posterior invasión marina. Los datos relativos a sedimentos en las depresiones de Valencia y Alborán parecen confirmar su naturaleza de cuencas neógenas.

2.13 Datos geofísicos y situación dinámica actual

En las últimas décadas un gran número de estudios sobre perfiles sísmicos de refracción, campañas de microsismicidad local, estudios de sismicidad regional e histórica y estudios sobre mecanismos focales entre otros han incrementado notablemente el volumen de literatura geofísica sobre la Península Ibérica.

En el Pirineo la corteza se adelgaza en su extremo este (Gallart et al., 1981; Daignieres et al., 1981; Gallart et al., 1985 a, 1985 b). En la zona central se tiene un espesor de unos 45 km mientras que en la costa el adelgazamiento lleva a la corteza a tener 20 km de espesor. Una estructura similar se encuentra en la cadena Celtibérica en la que la corteza pasa de tener un grosor normal hasta tener 15 km en la depresión de Valencia (Zeyen et al., 1985). El adelgazamiento cortical comienza a apreciarse 40 km tierra adentro y parece confirmar el fenómeno de *rift* del golfo de Valencia. Al de esta zona, en la región de Cartagena, y ya en el dominio bético, la corteza tiene un espesor de 23 km, considerado bajo, y aumenta hacia el interior de la Península (Banda y Ansorge, 1980). En la costa sur, se pasa de los 15 km en el Mar de Alborán a los 24 km en la línea de costa, y se alcanzan los 35 km en el norte de Sierra Nevada, esto es, a 100 km de la costa. El grosor normal se recupera hacia el noroeste y a 130 km de la costa.

Los datos gravimétricos confirman, en general, la estructura y los espesores corticales en el sur (Suriñach y Udías, 1978; Hatzfeld, 1978) y en el Pirineo (Gallart et al., 1980) y, aunque los datos son menos concluyentes, se pueden definir grosores de litosfera de 30 a 50 km en el Mediterráneo oeste y entre 80 y 90 km en la zona del Mar de Alborán. En la Península diferentes estudios apuntan grosores litosféricos de 90 km (Payo, 1970, 1972).

La velocidad de la onda Pn varía notablemente entre los 8.1 km/s en la Península y los 7.4-7.7 km/s en las depresiones descritas.

La dinámica actual es una continuación natural de la historia geológica y está contrastada por la distribución de la sismicidad, la solución de los mecanismos focales, datos de neotectónica y medidas tensionales *in situ*. La figura 2.4 presenta el mapa de sismicidad de la Península durante el período 1951-1980 (Mezcua y Martínez Solares, 1983). En la figura se observa la elevada densidad de eventos en el entorno de las Béticas, al oeste de Portugal y en la Cordillera Pirenaica. En el interior de estas áreas se han realizado estudios especiales en base a campañas de microsismicidad en regiones de extensión reducida como son Arete, Lorca y Granada (Herraiz, 1982; Olivera, 1983). Una alineación permite seguir la Cordillera Ibérica y no puede ignorarse la sismicidad a lo largo de la costa catalana.

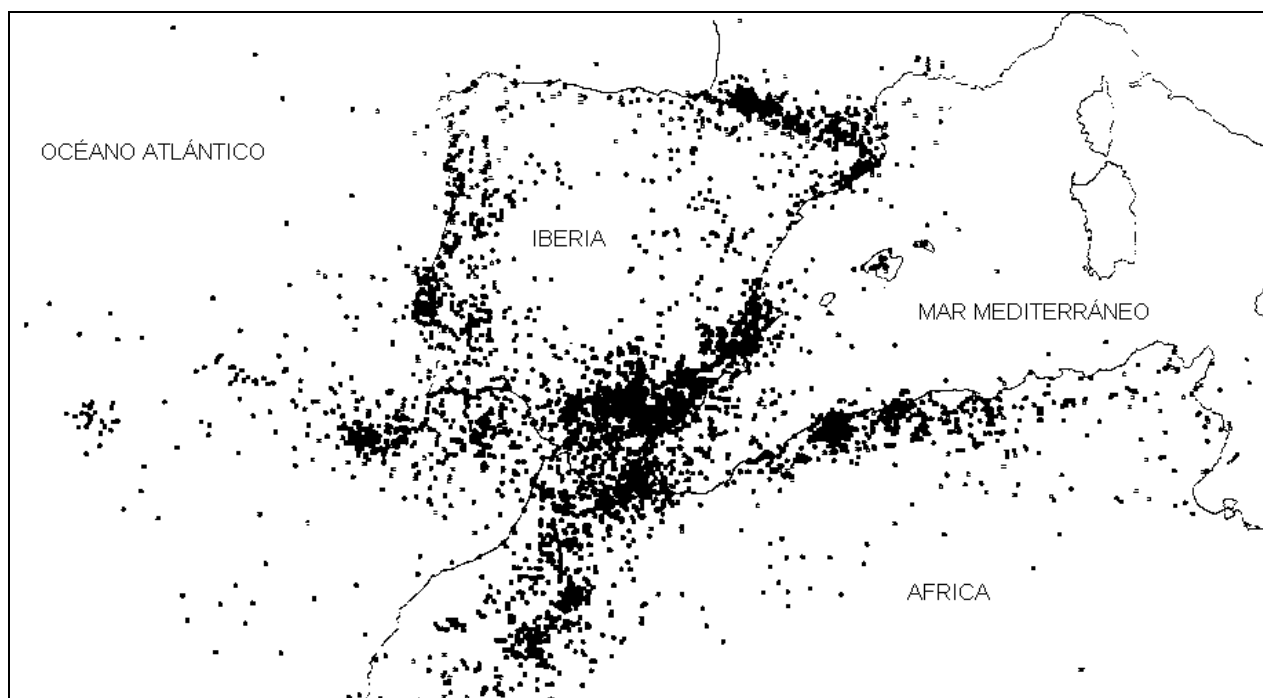


Figura 2.4 Distribución de la sismicidad del área Iberia-Magreb. (Mezcua y Martínez Solares, 1983)

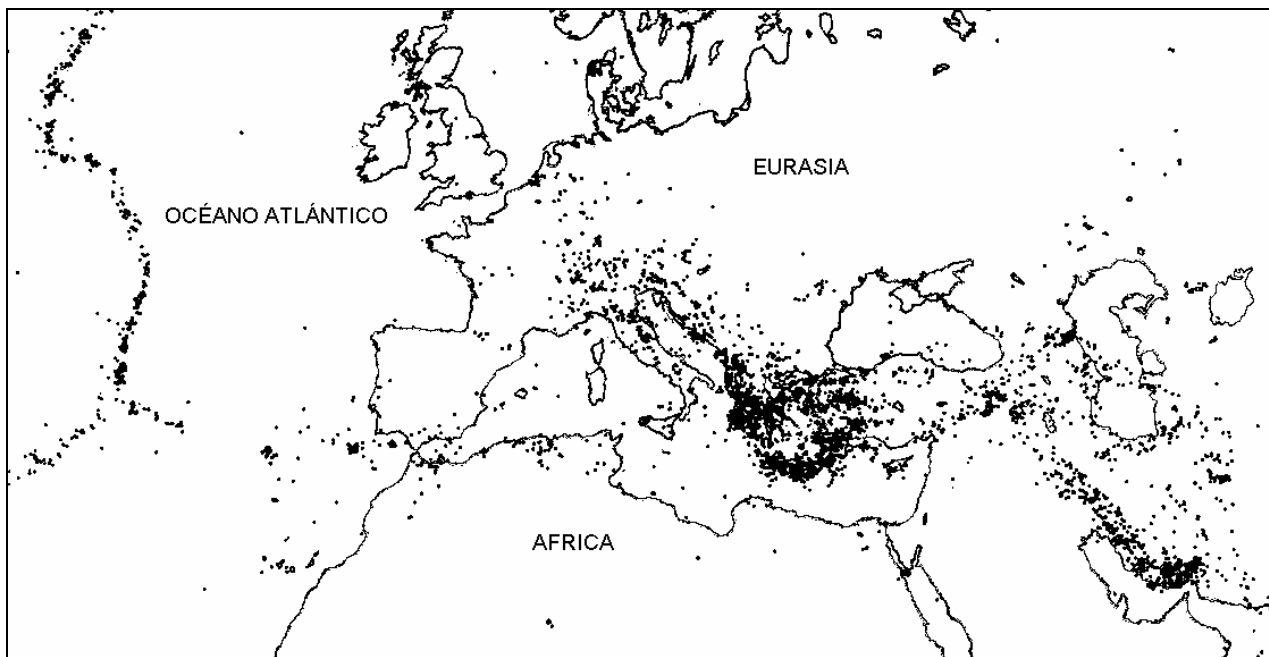


Figura 2.5 Distribución de la sismicidad entre el Atlántico medio y Oriente Medio para el período 1961-1974. (A partir de J.Jackson, U.S. Geological Survey)

La figura 2.5 sitúa la sismicidad en el entorno de la placa ibérica a partir de la distribución de eventos durante el período 1961-1974 (J.A. Jackson, U.S. Geological Survey). Cabe observar la concentración de eventos en los contornos de las grandes placas que rodean a la ibérica.

Una técnica decisiva en estudios de neotectónica consiste en la determinación de los mecanismos focales a partir de un conjunto de sismos en una determinada área de estudio (Udías et al., 1982; Udías y Buforn, 1985). No obstante, cabe comentar que estos estudios requieren una buena distribución instrumental dado que la resolución de los parámetros focales de un sismo local o regional se empobrece cuando no se dispone de una buena red sísmica para proceder a su registro. Los mecanismo estudiados ponen en evidencia la complejidad de la tectónica actual de Iberia y manifiestan, en algún caso, aspectos compresivos y tensionales en la misma región (Mezcua, 1985) hecho que lleva al propio autor a sugerir la revisión del modelo que asigna a la Península Ibérica una tectónica pura.

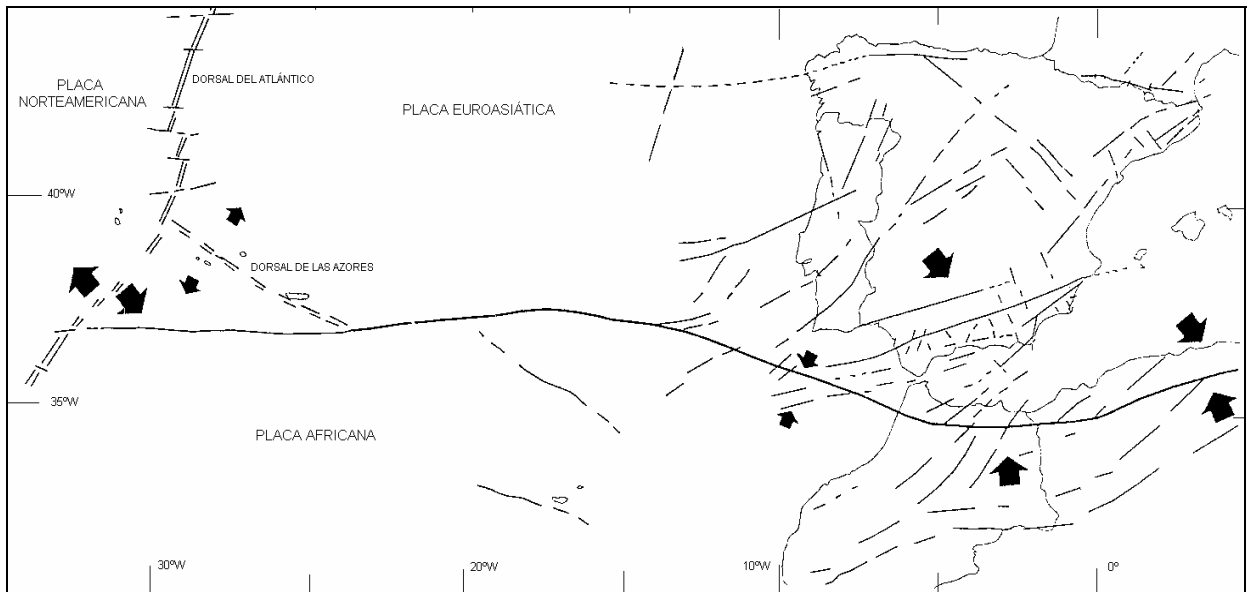


Figura 2.6 Esquema sismotectónico del área Azores-Iberia-Magreb. (Cortesía del IGN. A partir de Udías y Buforn, 1992)

La figura 2.6 reproduce el esquema sismotectónico global propuesto para la Península por Udías y Buforn (1985). La línea gruesa corresponde, según los autores, al contacto principal entre las placas euroasiática y africana. Las líneas continuas indican las alineaciones principales de terremotos identificables con características tectónicas y las discontinuas son alineaciones menos claras. Las flechas indican las direcciones estimadas para los esfuerzos corticales. Cabe destacar la alineación que parece coincidir con el contacto entre las béticas y subbéticas. El límite oriental de la región sísmica está constituido por el sistema de fallas Palomares-Alhama de Murcia-Carboneras y su prolongación en el Mar de Alborán. Los terremotos de esta zona presentan el mismo carácter distensivo y fallas normales que en el Mar de Alborán.

2.14 Resumen y conclusión

Aunque la Península Ibérica puede ser considerada como una unidad estructural geotectónica, no presenta ni una geología ni una tectónica simples, ya que su situación en una zona de colisión entre grandes placas tectónicas, le han dotado de una gran complejidad y heterogeneidad lateral. La Figura 2.2 presenta una síntesis de las principales características geotectónicas de la Península Ibérica.

Teniendo presente esta importante heterogeneidad lateral, la Península Ibérica puede considerarse como compuesta de un núcleo herciniano al que se le han añadido dos cadenas alpinas: Las Béticas y los Pirineos. La parte norte y sur del macizo hespérico tienen características geotectónicas distintas debido a la presencia de un bloque fósil de corteza oceánica en el Sur. Durante el Mesozoico un episodio distensivo genera zonas de adelgazamiento cortical creando las depresiones Portuguesa, Cántabro-Pirenaica y Bética, que posteriormente conformarán los límites actuales de Iberia. El cambio en la dirección de los desplazamientos diferenciales entre Europa y América invierte el movimiento entre Europa y África y un eje de presión Norte-Sur inicia la compresión Alpina estableciendo una tectónica de apilamiento, con consumición de corteza oceánica en el sur, deformación intensa de la zona de transformación de los Pirineos y posterior arqueo y elevación de estructuras existentes.

Finalmente, existen evidencias de tipo tectónico y geofísico que apuntan hacia una tectónica actual de un proceso distensivo con manifestaciones claras en diversas zonas del Este y Sureste de la Península.

Aunque existe un volumen importante de trabajos recientes sobre estructura cortical y litosférica a partir de datos de perfiles sísmicos y ondas superficiales, se ha considerado que el esquema presentado cubre suficientemente los objetivos del capítulo consistentes en proporcionar un marco global para la interpretación de los resultados de atenuación sísmica.