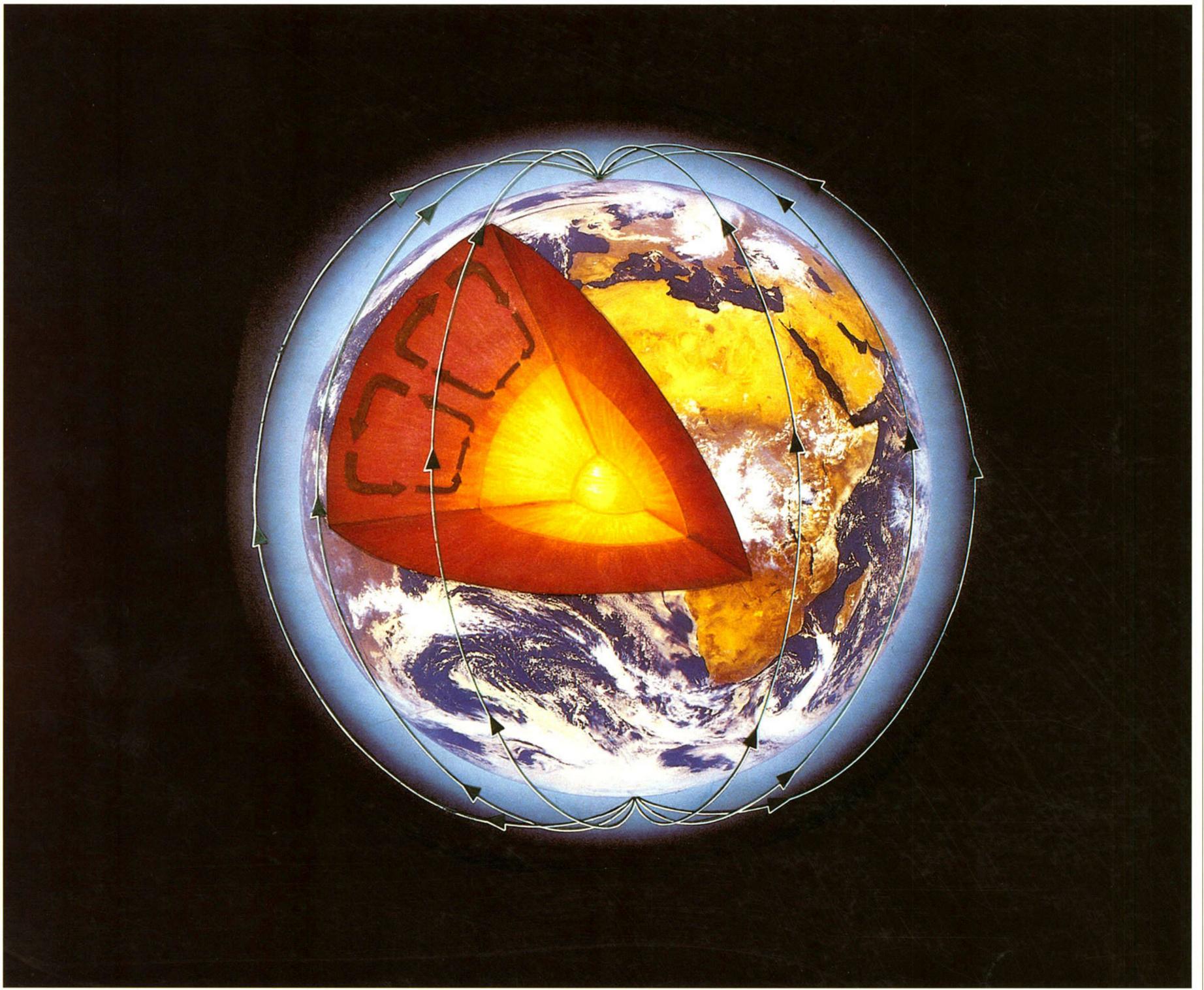


ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA

SECCIÓN II

GRUPO 8



GEOFÍSICA

Con la publicación de este nuevo cuadernillo correspondiente al Atlas Nacional de España, denominado Geofísica, pretendemos dar una visión de las características físicas de nuestro planeta así como de los fenómenos observados en su superficie. La importancia de la Geofísica como ciencia que permite conocer las propiedades físicas y composición de la Tierra dentro del sistema interplanetario, corresponde a la acepción más amplia que de esta ciencia se tiene desde la antigüedad. De esta forma, el conocimiento de la Sismología y la Física interior de la Tierra, así como del Geomagnetismo y Aeronomía; Geodesia, Hidrología, Oceanografía y Física de los Océanos; Meteorología, Vulcanología y Química del Interior de la Tierra son las disciplinas que engloba la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica.

Sin embargo, en lo que se refiere a este cuadernillo del Atlas Nacional, nos hemos limitado al estudio de la parte sólida de la Tierra y de los fenómenos vinculados al Geomagnetismo. Es por tanto una visión parcial que, por otra parte, se corresponde con la comúnmente aceptada en la literatura tradicional, dado que otras especialidades, como pueda ser la Meteorología, constituye ya, en sí misma, una ciencia independiente. No hay que olvidar, además, que la Física que se corresponde con estas últimas materias es la Física de medios líquidos, en contraposición con la Física del medio sólido que de forma casi exclusiva se utiliza en las especialidades a las que nos referimos aquí.

De la misma forma que es muy importante el conocimiento de los aspectos fisiográficos y geomorfológicos de nuestro planeta y, en particular, en lo que afecta a nuestro país, lo es también el conocimiento de las propiedades físicas y químicas así como de los fenómenos físicos y químicos observados en la superficie y que por inferencia pueden arrojar luz sobre la composición y estado físico del material terrestre que compone el subsuelo de nuestro territorio.

Los resultados que se presentan en este cuadernillo son consecuencia de un laborioso trabajo llevado a cabo de forma paciente y continuada durante muchos años, que ha permitido ir atesorando una serie de datos que permiten el conocimiento de las propiedades a las que nos referimos. En particular, la observación sismológica realizada de forma ininterrumpida por

los observatorios españoles a lo largo de los últimos noventa años, así como de forma más selectiva, la realizada para el campo magnético terrestre y sus variaciones que, junto con las observaciones gravimétricas, constituyen una ingente labor de observación y cálculo que de forma fundamental ha sido realizada por los observatorios y equipos del Instituto Geográfico Nacional a lo largo de este período. Más recientemente, las técnicas de prospección puestas al servicio del conocimiento básico de la estructura de la Tierra, así como la observación y cartografía detallada de accidentes geológicos que, junto con la información sismológica, permiten establecer interpretaciones sismotectónicas son otro ejemplo de cómo otros grupos científicos, fundamentalmente universitarios y de otros organismos públicos de investigación, van conformando la información geofísica que se presenta aquí.

Es necesario, por tanto, considerar que este cuadernillo es el resumen de una infraestructura del conocimiento geofísico aportada por distintos organismos y que constituye la base de cualquier investigación de detalle que sobre el conocimiento o recursos generales de nuestro territorio puedan realizarse. Además, sirve como elemento inicial de conocimiento para el desarrollo de futuras investigaciones en Geofísica dentro de nuestro país.

Es para mí un orgullo y una satisfacción presentar de forma unificada y con criterios modernos, totalmente automatizados, esta estructura geofísica de España, fruto de la observación y el buen hacer de unos centenares de técnicos y científicos que nos han precedido en los últimos años, sin cuyo esfuerzo, paciencia y meticulosidad esta obra no hubiese sido posible, independientemente del esfuerzo económico que hubiera podido emplearse.

Madrid, septiembre de 1992.

ANGEL ARÉVALO BARROSO
Director General del Instituto Geográfico Nacional

ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA

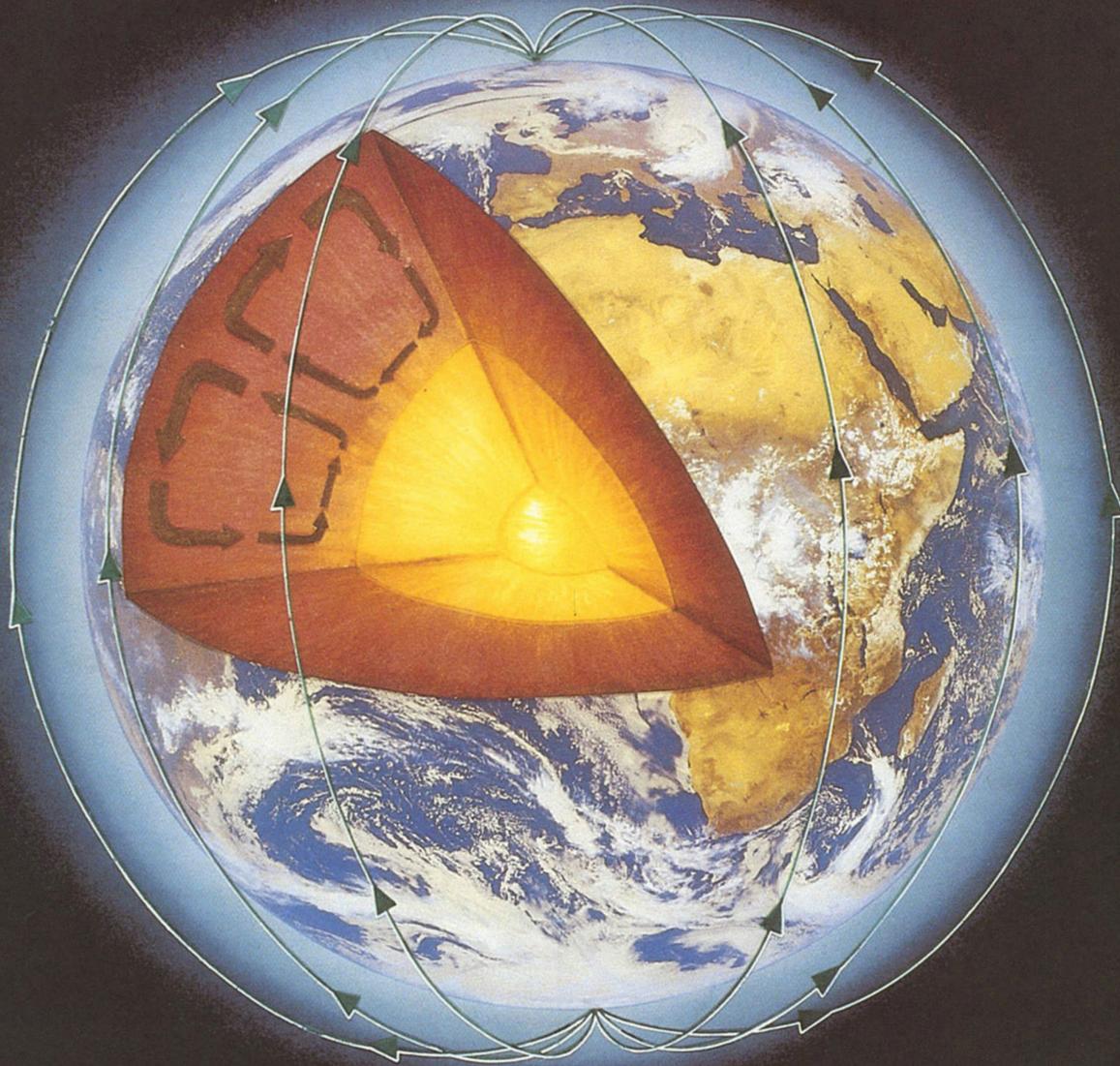
SECCIÓN II

GRUPO 8

GEOFÍSICA

ÍNDICE

CONTENIDO	PÁG.
Texto explicativo grupo 8	8.I-III
Gravimetría	8.2-3
Geomagnetismo	8.4-9
Sismología	8.10-16
Volcanismo	8.17-19
Síntesis de otras observaciones	8.20



Fotografía: Nuevas Galicia

Introducción

El conocimiento de las dimensiones, estructura y composición de la tierra y sus propiedades físicas, derivadas de los fenómenos que se observan en ella, así como el papel de nuestro Planeta en el Sistema Solar son algunas de las cuestiones que trata la Geofísica. Esta ciencia, aun siendo muy antigua, adquiere una concepción globalizadora para la Tierra en época tan relativamente reciente como es el siglo XIX. Sin embargo, el interés por el conocimiento de la forma y dimensiones de la Tierra, así como la observación y explicación de fenómenos que en ella se realizan, ha sido una larga tradición para el hombre. Su forma esférica fue predicha ya por la escuela pitagórica en el siglo V a.C. y la primera observación de su radio corresponde a Eratóstenes en el siglo III a.C., obteniendo un valor sorprendentemente exacto, pues sólo difiere en un 16 por 100 del valor actual. La forma elíptica es una mejor aproximación, que fue predicha por Newton y Huyghens y comprobada experimentalmente en el siglo XVIII mediante la medida de la longitud del arco de meridiano. En esta observación, realizada en el Ecuador a cargo de Bouguer, participaron de forma muy activa los españoles Jorge Juan y Alejandro de Ulloa.

Pero no es la determinación de la forma y dimensiones de la Tierra la única preocupación

detectada en la historia de la Geofísica, sino la explicación de fenómenos tales como la existencia de un campo magnético terrestre y sus manifestaciones ya conocidas por Tales de Mileto en el 600 a.C. Sin embargo, fue Gilbert en 1600 quien primeramente estudió el campo magnético y su comparación con el teóricamente creado por una esfera uniformemente magnetizada de las dimensiones de la Tierra. No obstante, es a partir de Gauss en 1839 cuando se establece la teoría del potencial y su desarrollo en el análisis armónico, comprobando los resultados teóricos con la observación llevada a cabo en el primer observatorio geomagnético de Göttingen en 1832.

La observación continuada del campo magnético terrestre conduce ya en el siglo XIX a la hipótesis de una estrecha relación con el Sol y que ya fue puesta de manifiesto por Sabine en 1852. El descubrimiento de la ionosfera supone un avance espectacular para explicar las variaciones del campo magnético en relación a un modelo dipolar. Todas estas investigaciones de las distintas ciencias que comprende la Geofísica han tenido en un principio el objetivo de describir y conocer la Tierra y los fenómenos físicos observados. También ha sido un fin de la Geofísica el conocimiento del interior, de las propiedades fisicoquímicas de sus materiales y en general la constitución interna del Planeta. El desarrollo espectacular en las últimas décadas, tanto de la instrumentación como de la tecnología de observación desde satélites y cohetes, ha permitido una observación más profunda del entorno externo de la Tierra, así como la utilización de explosiones nucleares y técnicas de procesamiento de señales ha permitido un conocimiento más refinado de su interior. Algunas de las ciencias que abarca la Geofísica tienen vida y desarrollo propios: Sismología, Geomagnetismo, Volcanología, Hidrología, Meteorología, Oceanografía.

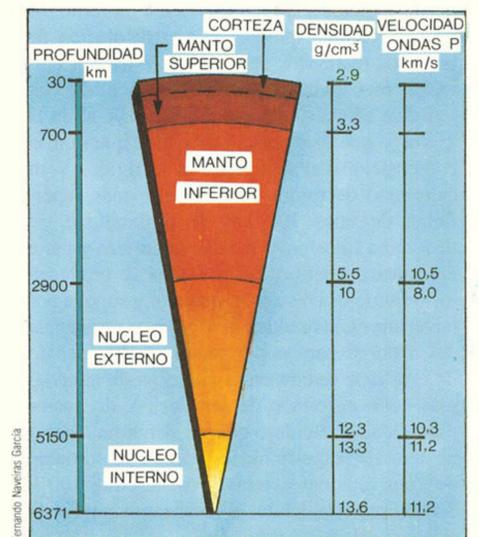
Otras en cambio, aún siendo partes de la Geofísica, sus límites y desarrollo están más en relación con otras ciencias, como son la Planetología, Estado Térmico de la Tierra, Aeronomía, etc. Como puede verse, el desarrollo de la Geofísica no se limita a la Tierra sólida, sino también a las capas líquida y gaseosa, y, aún más modernamente, se dirige al estudio de otros medios de diferentes planetas del Sistema Solar.

Constitución interna de la Tierra

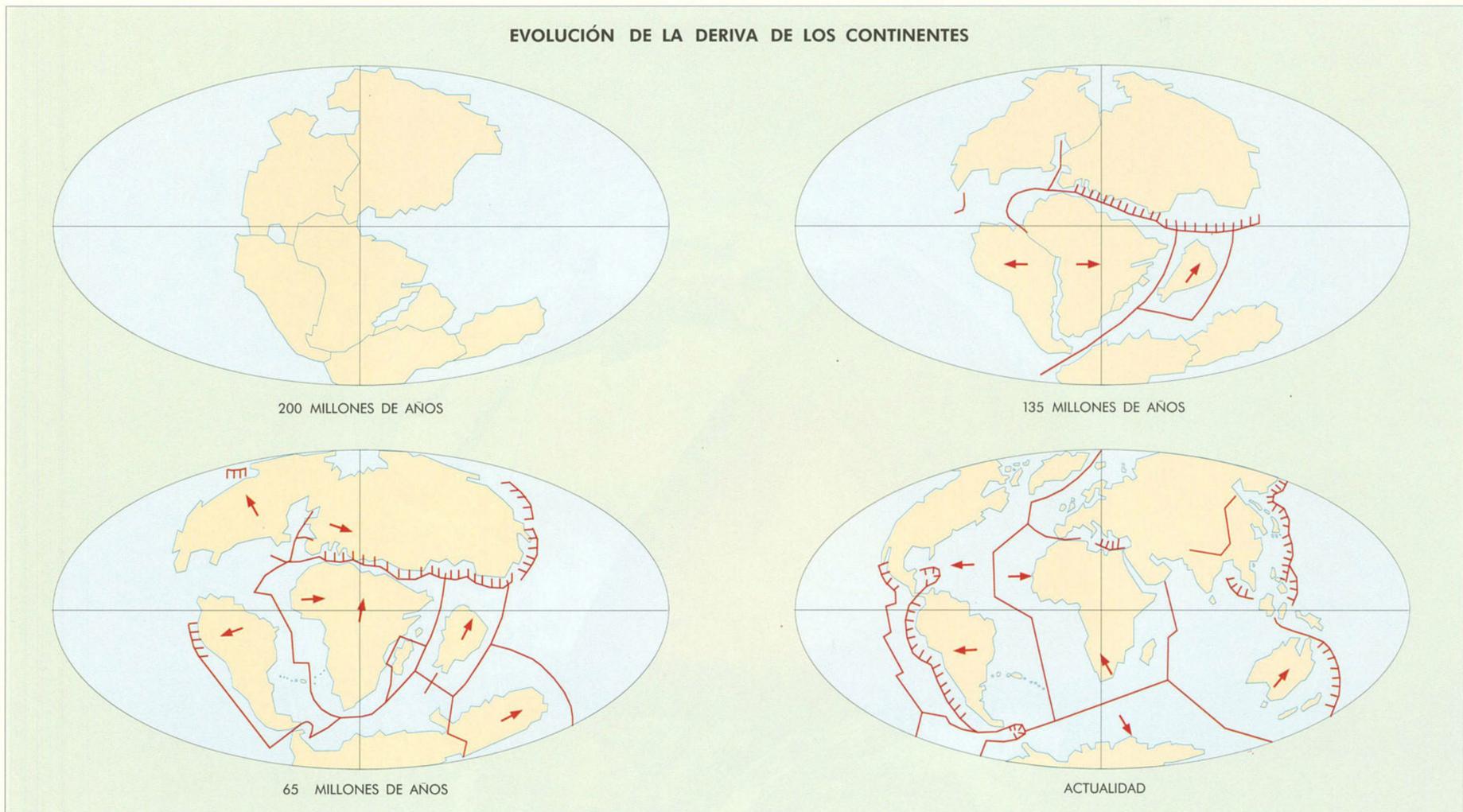
Así como el desarrollo del conocimiento del espacio exterior ha sido y sigue siendo espectacular en los últimos años gracias a la información suministrada por los satélites artificiales y naves tripuladas, no lo es en igual medida el conocimiento del interior de la Tierra, que necesariamente ha de estudiarse indirectamente. En efecto, las perforaciones más profundas no llegan a sobrepasar los 8-10 km, lo que supone poco más del 0,1 por 100 del radio terrestre. Por esta razón la Geofísica recurre a métodos indirectos como la observación de la velocidad aparente de propagación de las ondas elásticas a través de la Tierra o de la modelización de una Tierra cuyo potencial gravitatorio coincida con el real. Estos son dos ejemplos de las técnicas indirectas de observación del interior.

La parte más exterior de la Tierra está constituida por una envoltura sólida de un espesor que varía entre una decena de kilómetros bajo los océanos a unos 30-40 km en los continentes. El límite que marca su borde inferior recibe el nombre de discontinuidad de Mohorovicic (o Moho) y viene definida por un contraste en la velocidad de las ondas P que, generadas por terremotos o explosiones, se propagan por la Tierra. Esta discontinuidad es, por tanto, en la densidad del material, lo que se interpreta como un cambio en su composición.

Por debajo de la corteza se encuentra una zona denominada manto que a su vez se subdivide en manto superior, que se prolonga desde la discontinuidad de Moho hasta los 700 km de profundidad, y el manto inferior, que alcanza al núcleo a los 2.900 km de profundidad. El manto se caracteriza por una gran homogeneidad en el material que lo forma, fundamentalmente compuestos de silicio y



EVOLUCIÓN DE LA DERIVA DE LOS CONTINENTES

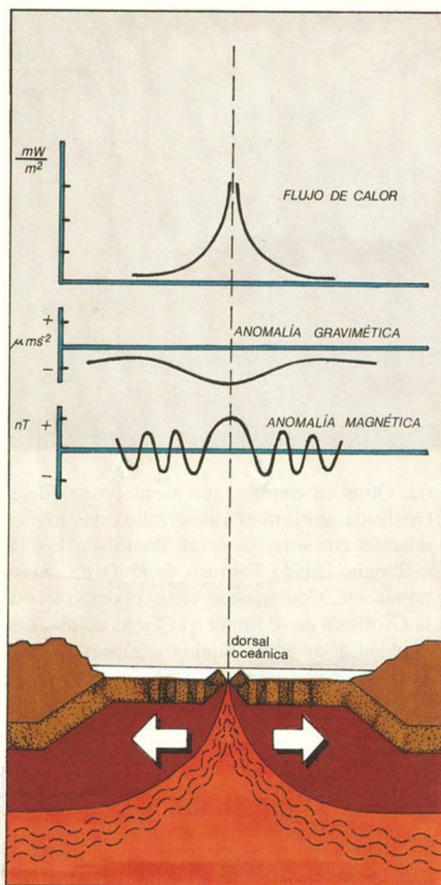


magnesio, formando silicatos polimorfos y ácidos de una alta densidad. A unos 100 km de profundidad, en el comienzo del manto superior aparece una zona en la que el material se encuentra en fusión parcial, lo que se traduce en un aumento de la plasticidad del material, en contraposición al resto del manto, en los que el material tiene características de sólido. Esta capa, como veremos más adelante, es de gran interés para explicar los procesos dinámicos que parecen ocurrir en la corteza.

Al manto de la Tierra, a pesar de que la profundidad se acerca a la mitad del radio terrestre, le corresponde un volumen del 83 por 100 del total y una masa del 68 por 100 del total de la masa terrestre.

A continuación del manto inferior existe otra zona bien diferenciada que recibe el nombre de núcleo, con un radio aproximado de 3.478 km y cuya composición es de un material formado por una aleación de hierro metálico y una pequeña proporción de otros materiales como níquel y silicio. La densidad es muy alta y oscila entre 10-14 g/cm³ (más del doble de la densidad media de la Tierra). El núcleo se divide en una parte interna de 1.200 km de radio, de carácter sólido, y una parte externa en la que el material tiene características de medio fluido, es decir, de no transmisión a su través de ondas de cizalla. Esta diferenciación del núcleo permite la producción de corrientes convectivas del material así como la generación de corrientes eléctricas responsables de los campos magnéticos, con lo que se puede explicar la procedencia del campo magnético principal observado en la Tierra.

Esta división de la Tierra ha sido posible gracias al conocimiento deducido de estudios geofísicos de propagación de ondas generadas por terremotos y su interpretación en términos de composición química por extrapolación de procesos realizados en el laboratorio. Sin embargo, esta división se ve complementada con otra que afecta a la parte más superficial de la Tierra y que está relacionada más que con la composición del material con la rigidez y su capacidad de rotura. Así, la parte más superficial, de unos 100 km de profundidad, se denomina Litosfera e incluye la corteza y parte del manto superior. En esta zona se producen los terremotos en su gran mayoría y supone por tanto unas condiciones de rigidez y resistencia del material para poder romperse. Por debajo de esta capa se encuentra una capa de material más débil en estado de semifusión, de mayor plasticidad y fluidez, que se denomina Astenosfera. El espesor de esta capa es variable de unas regiones a otras y oscila entre 100 y 300 km, permitiendo el deslizamiento de la litosfera sobre la Astenosfera.



Esquema de una dorsal oceánica y curvas de anomalías gravimétrica, magnética y de flujo de calor

La edad y la evolución térmica de la Tierra

La primera estimación de la edad de la Tierra se debe a lord Kelvin en 1864, el cual, a partir de una hipótesis inicial de Tierra en estado fundido, necesitaba un tiempo de veinte a ochenta millones de años para llegar a la situación actual. Este valor es claramente contradictorio con las estimaciones exigidas para la realización de procesos geológicos. Para deshacer esta aparente contradicción se recurrió a la determinación de la edad de los meteoritos, suponiéndoles una idéntica proporción de ma-

teriales radiactivos que los presentes en el origen de la Tierra y que al ser sistemas aislados han conservado la proporción inalterada.

El modelo de Tierra que se considera es tal que inmediatamente después de su origen se diferenciaron el manto y el núcleo con un contenido de la relación uranio/plomo distintos, permaneciendo éstos como sistemas cerrados. La determinación de la edad de esta forma es de $4,5 \times 10^9$ años, edad aproximadamente igual a la obtenida para los meteoritos. Procediendo con los métodos geocronológicos es posible realizar dataciones de las distintas épocas geológicas sobre los materiales de la corteza terrestre y así establecer una relación entre las divisiones geológicas y los tiempos de su formación.

La evolución térmica que propuso lord Kelvin no permite, como hemos visto, considerar una edad, ni con mucho, aproximada de la Tierra. El descubrimiento de la radiactividad ha permitido establecer una fuente calorífica en la Tierra, adecuada para explicar el flujo geotérmico observado en la superficie sin recurrir necesariamente a un modelo de Tierra en enfriamiento progresivo. La idea actual es que la Tierra se encuentra en estos momentos en un proceso de ligero enfriamiento como resultado de los procesos de convección en el manto. Así, la mayor parte del calor que ésta desprende proviene de la desintegración de radioisótopos de vida media elevada, en la corteza y manto superior, siendo una parte muy pequeña de este calor la procedente del enfriamiento del planeta. El modelo de evolución térmica de la Tierra puede establecerse en una serie de etapas, comenzando con el proceso inicial del calentamiento producido durante su formación como consecuencia de la energía gravitacional liberada por las partículas preexistentes, juntamente con una fuerte compresión adiabática. En esta primera etapa también pudo funcionar, como fuente de calor, la desintegración de isótopos de muy corto período, durando alrededor de 10^6 años.

A continuación comienza la etapa de diferenciación del núcleo terrestre, produciendo una fuerte liberación de calor. Esta etapa, cuya duración se estima entre $1-1.000 \times 10^6$ años, produjo una elevación acusada de la temperatura, llegando a producir una extensa fusión parcial en el manto superior. Posteriormente, durante un tiempo de varios cientos de millones de años, se establece un equilibrio térmico entre el calor producido por radioisótopos de gran período, enfriamiento progresivo y flujo geotérmico en la superficie. En el estado actual, la distribución de temperatura no puede realizarse a partir de los datos de flujo geotérmico, ya que es necesario conocer la concen-

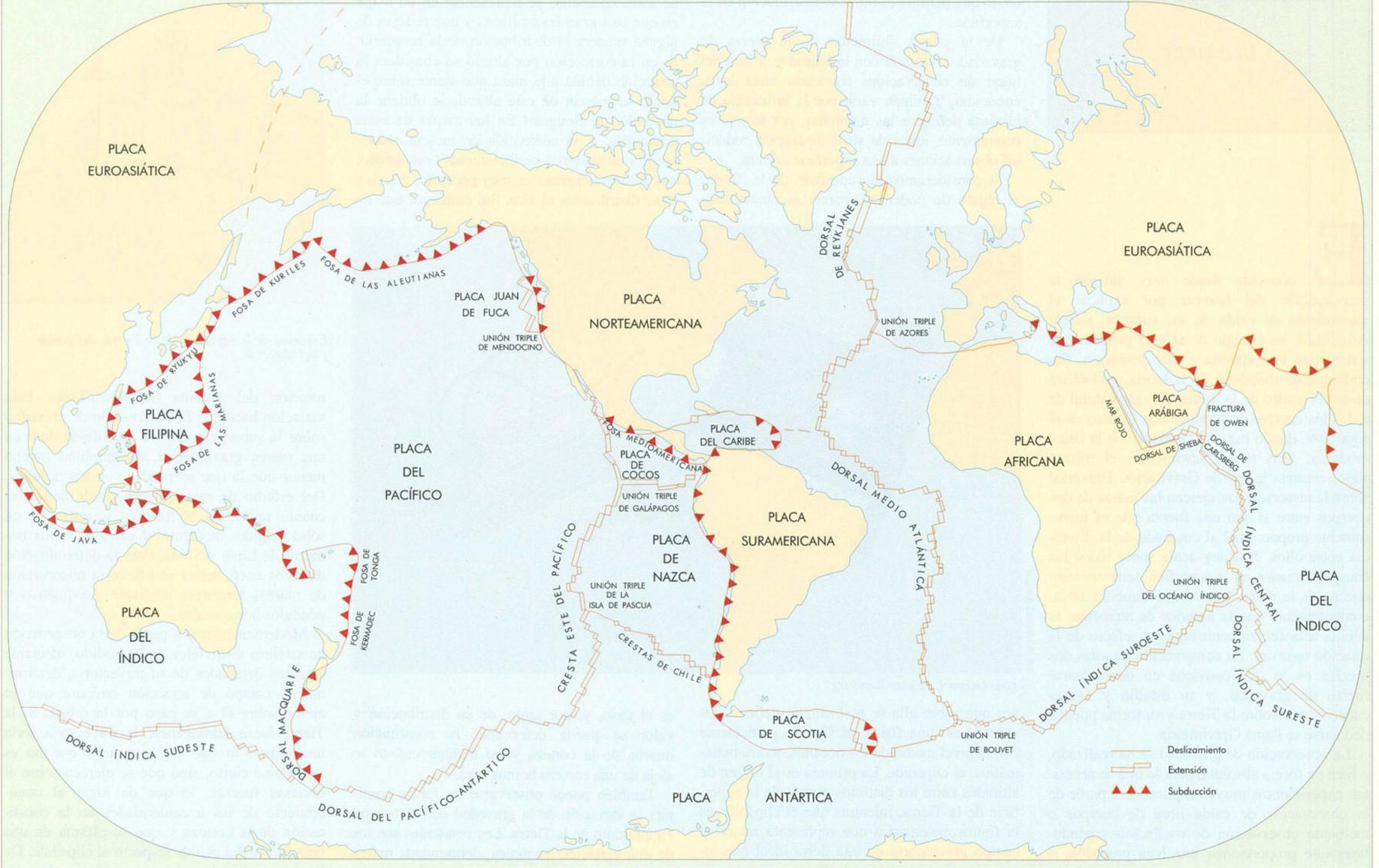
tración de radioisótopos en la corteza y manto superior y el mecanismo de convección actual del manto. Por estas razones, el perfil de temperaturas es mucho más impreciso que el correspondiente a otros parámetros físicos.

Dinámica y evolución de la Tierra

La idea que puede obtenerse de una simple observación de la naturaleza es que la Tierra, a diferencia de la Luna, por ejemplo, es un planeta vivo, y que aquellas manifestaciones que observa el hombre, como son las del medio líquido (mares, atmósfera) así lo demuestran. Sin embargo, para las manifestaciones de la dinámica en la parte sólida, se necesitan por lo general mayores períodos de tiempo para observar su movimiento, aunque a veces, con ocurrencia de grandes terremotos, se ve que en un instante cambia profundamente la imagen estática de la tierra sólida. Ahora bien, estos movimientos, que ya fueron propuestos por A. Wegener en 1910, han sido definitivamente corroborados y explicados a partir de los años 60, en los que se acumulan una serie de descubrimientos como son la existencia de cordilleras centrooceánicas, magnetización fósil, paleomagnetismo, variaciones del flujo térmico terrestre y zonas sísmicas activas y sus mecanismos de producción de terremotos, que, junto con otros datos geofísicos como es la gravimetría, han permitido establecer una teoría que hoy se conoce con el nombre de Tectónica de Placas, que sirve de hipótesis globalizadora de la dinámica terrestre y permite la explicación única de todos los datos obtenidos en relación a la dinámica.

Hacia la década de los años 60, las investigaciones oceanográficas de Heezen, Ewing y Hess permitieron descubrir los sistemas de cordilleras existentes en los océanos y que unidas forman una longitud superior a los 40.000 km. Las altitudes superiores a los 3.000 m sobre los fondos del océano, dividen a estos de Norte a Sur como en el océano Atlántico o de Este a Oeste como en el Índico. Estas cordilleras señalan la presencia de fuerzas a gran escala en la corteza terrestre. Algunas tienen un valle central y desde su descubrimiento se las ha

DISTRIBUCIÓN GLOBAL DE LAS PRINCIPALES PLACAS LITOSFÉRICAS Y TIPOS DE MÁRGENES ENTRE ELLAS



asociado con zonas de grandes tensiones en la corteza y señalan el lugar en que se genera nueva corteza oceánica. En el caso del océano Atlántico, la cordillera centrooceánica señala de Norte a Sur por donde se abre y extiende el Atlántico, apartando cada vez más las costas de América de las de Europa y África, a las que estuvieron un día unidas.

Esta apertura de los océanos se ve confirmada por los descubrimientos del magnetismo fósil de las rocas, iniciados por Konisberger y Thellier en los años 40. Estos estudios dieron como resultado, al aplicarse a las rocas de diversos continentes por Runcorn e Irving, entre otros, que los continentes no podrían haber tenido en el pasado la misma situación relativa que tienen en el presente. El estudio del paleomagnetismo se basa en la propiedad de ciertas rocas, que contienen materiales ferromagnéticos, de adquirir, bajo ciertas condiciones, una imanación en la dirección del

campo magnético en que se encuentran, que permanece inalterable. De esta forma, ciertas lavas mantienen la imanación del campo magnético terrestre de la época en que se enfriaron. El estudio de la dirección de la imanación nos descubrirá si las lavas han cambiado luego de posición con respecto a los polos magnéticos. Estas rocas se comportan así como verdaderos registros magnéticos de la posición de los polos en el pasado. Así, para rocas en América, Europa y África del período jurásico (unos 200 millones de años), el paleomagnetismo indica que en esa fecha el Atlántico no existía. El Atlántico se ha ido abriendo desde esa fecha hasta nuestros días con una velocidad aproximada de 3 cm por año. El mismo estudio aplicado a los diversos continentes ha permitido establecer que todos los continentes estuvieron agregados en un solo bloque que se le ha dado el nombre de Pangea hace más de 200 millones de años, y a partir del cual, por fracciona-

miento y deriva, se han formado los continentes actuales y su distribución. El paleomagnetismo no sólo ha permitido seguir la trayectoria de la deriva de los continentes, sino que ha indicado el mecanismo por el que se ha llevado a cabo. Medidas magnéticas en las regiones oceánicas, cerca de las cordilleras, dieron como resultado la existencia de franjas de rocas, en ambos lados de la cordillera, con una imanación de sentido contrario al de los polos magnéticos actuales. Esto llevó al descubrimiento de que los polos magnéticos han sufrido inversiones periódicas de polaridad aproximadamente cada millón de años. Las franjas de rocas con polaridad magnética invertida y normal se producen al extenderse la corteza oceánica a ambos lados de la fisura central, al mismo tiempo que se va abriendo el océano y se van separando los continentes, constituyendo una auténtica grabación del movimiento.

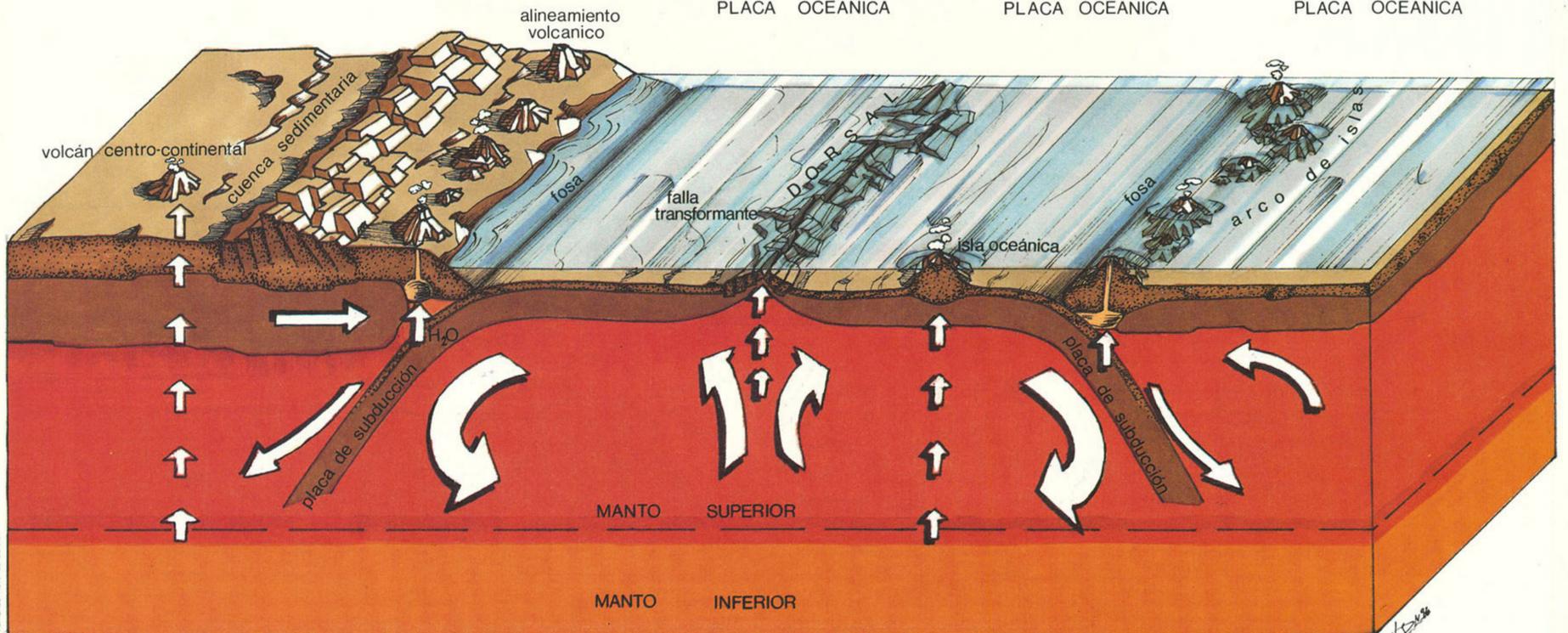
El movimiento de las placas puede estudiarse por la determinación de rotaciones en torno a un eje o polo que pasa por el centro de la Tierra, así como su velocidad angular correspondiente a movimientos sobre la superficie de una esfera. A lo largo del proceso de fracturación y traslación de las placas, la corteza continental permanece constante en extensión, mientras la corteza oceánica se va renovando continuamente, creándose en los márgenes de extensión o dorsales y destruyéndose en los de convergencia (zonas de subducción). En estas zonas de subducción, el frente de placa buzante tiene una cierta curvatura, penetrando desde la parte convexa. Por último el tercer tipo de contacto entre placas que puede considerarse el de fractura o deslizamiento horizontal promovido por la diferencia de velocidad del movimiento entre dos placas y que reciben el nombre de fallas transformantes o de transformación, cuyo ejemplo más notable es la falla de San Andrés en California.

PLACA CONTINENTAL

PLACA OCEANICA

PLACA OCEANICA

PLACA OCEANICA



Esquema de los tipos de márgenes de placas y su movimiento

Fernando Navarros García

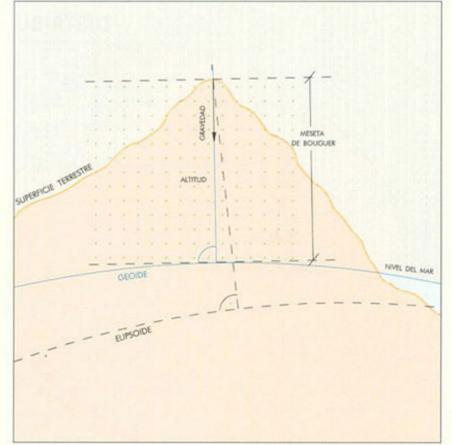
Gravimetría

res de gravedad sobre la Tierra de forma rápida, lo que permite estudiar su distribución en la superficie.

De la propia definición de la fuerza de gravedad, esta varía con la latitud y altitud del lugar de observación, siguiendo unas leyes conocidas. También varía por la influencia de la masa debida a las montañas, por lo que es conveniente, antes de su comparación reducir las observaciones a una superficie común.

Si consideramos la superficie de la Tierra, al objeto de poder comparar las observacio-

corregido por la altitud del punto. Los valores de estas anomalías se representan en un mapa en que se trazan las isolíneas y que reflejan de alguna manera la distribución de la orografía. Si en la corrección por altitud se considera la atracción debida a la masa que ejerce sobre el punto la meseta de esta altitud, se obtiene la anomalía de Bouguer. En los mapas de estas anomalías, si la corrección de meseta obedeciese a un material perfectamente homogéneo, sus valores deberían ser muy próximos a cero y estar distribuidos al azar. Sin embargo, éste no



Esquema de la superficie de la Tierra, del geode y del elipsoide

Es conocida desde muy antiguo la preocupación del hombre por explicar el movimiento de caída de los cuerpos, siendo Aristóteles, en el siglo IV a.C., el primero que sistematiza la respuesta a este problema. Sin embargo, el abandono de la teoría aristotélica de ser el centro de la Tierra el lugar natural de todos los cuerpos se produce con Galileo en el siglo XVII, dando lugar al comienzo de la física moderna. Mas tarde Newton, en el mismo siglo, enuncia la ley de Gravitación Universal sobre la atracción que ejercen las masas de dos cuerpos entre sí con una fuerza que es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre ellos. Esta ley actúa sobre todos los cuerpos situados en la superficie terrestre aunque no es la única, puesto que también actúa, conjuntamente con la anterior de atracción, la debida a la fuerza centrífuga por efecto de la rotación terrestre. La composición de estas dos fuerzas es lo que conviene en denominarse fuerza de gravedad, y su estudio y consecuencias que sobre la Tierra y su forma pueden deducirse se llama Gravimetría.

La observación de gravedad se ha realizado, o bien de forma absoluta, para lo que se necesitan experimentos muy complicados a partir de la observación de caída libre de cuerpos o mediante observación de oscilaciones pendulares que proporcionan una baja precisión, o bien relativas, en los que se pretende observar diferencias de atracción gravitatoria entre puntos de la superficie terrestre. Estas observaciones relativas realizadas con gravímetros permiten obtener con una gran precisión valo-



Gravímetro La Coste-Romberg

nes que sobre ella se realizan, se definen dos superficies: una física, el Geode coincidente con el nivel medio de los océanos, y otra matemática, el elipsoide. La primera es el origen de altitudes entre los distintos puntos de la superficie de la Tierra, mientras que el elipsoide es la figura matemática que representa mejor el campo gravitatorio de una tierra ideal que tuviese la misma masa que la Tierra.

Se denomina anomalía aire libre la diferencia entre el valor real observado en un punto de la superficie de la Tierra y el correspondiente teórico sobre el elipsoide para la misma latitud

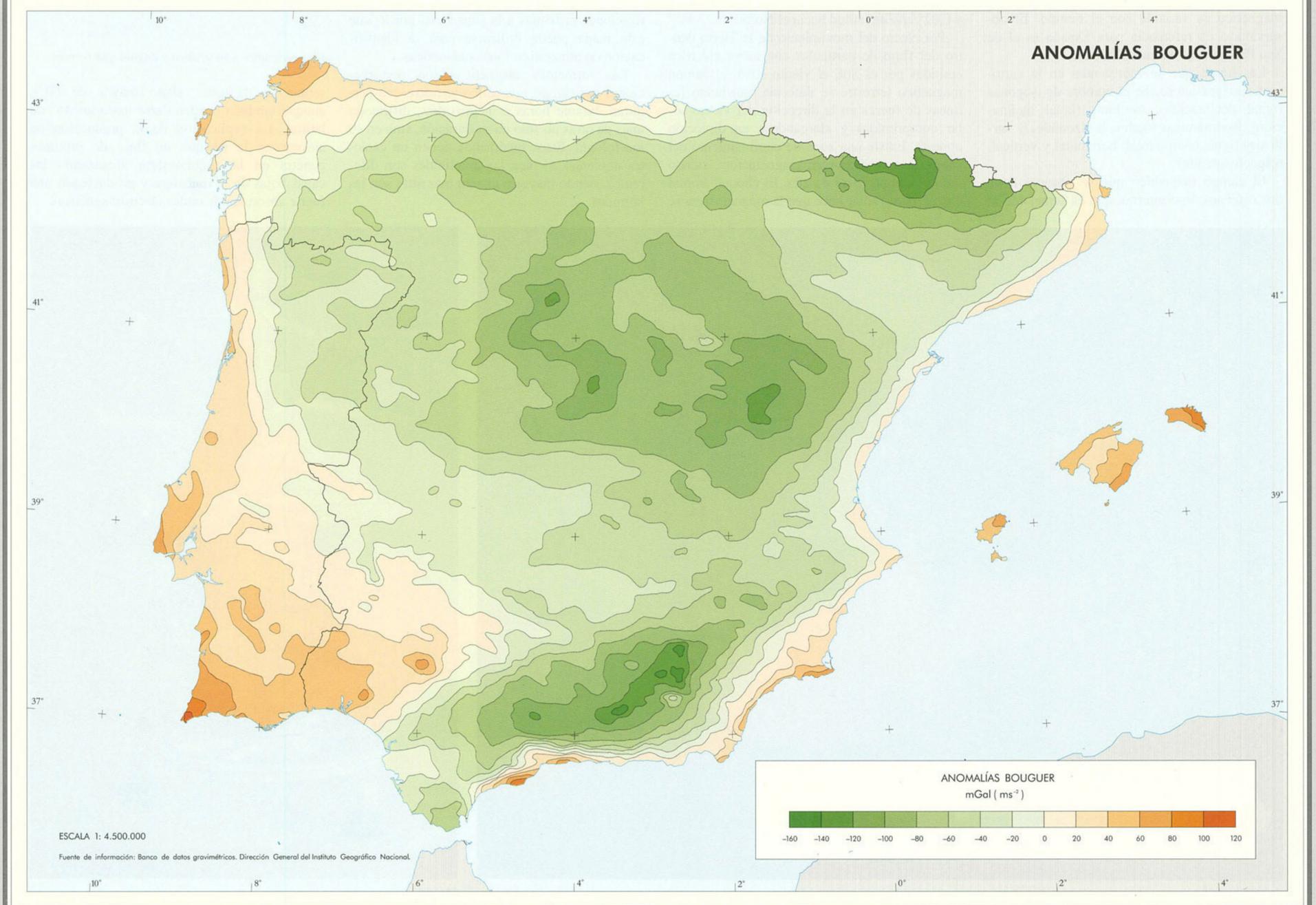
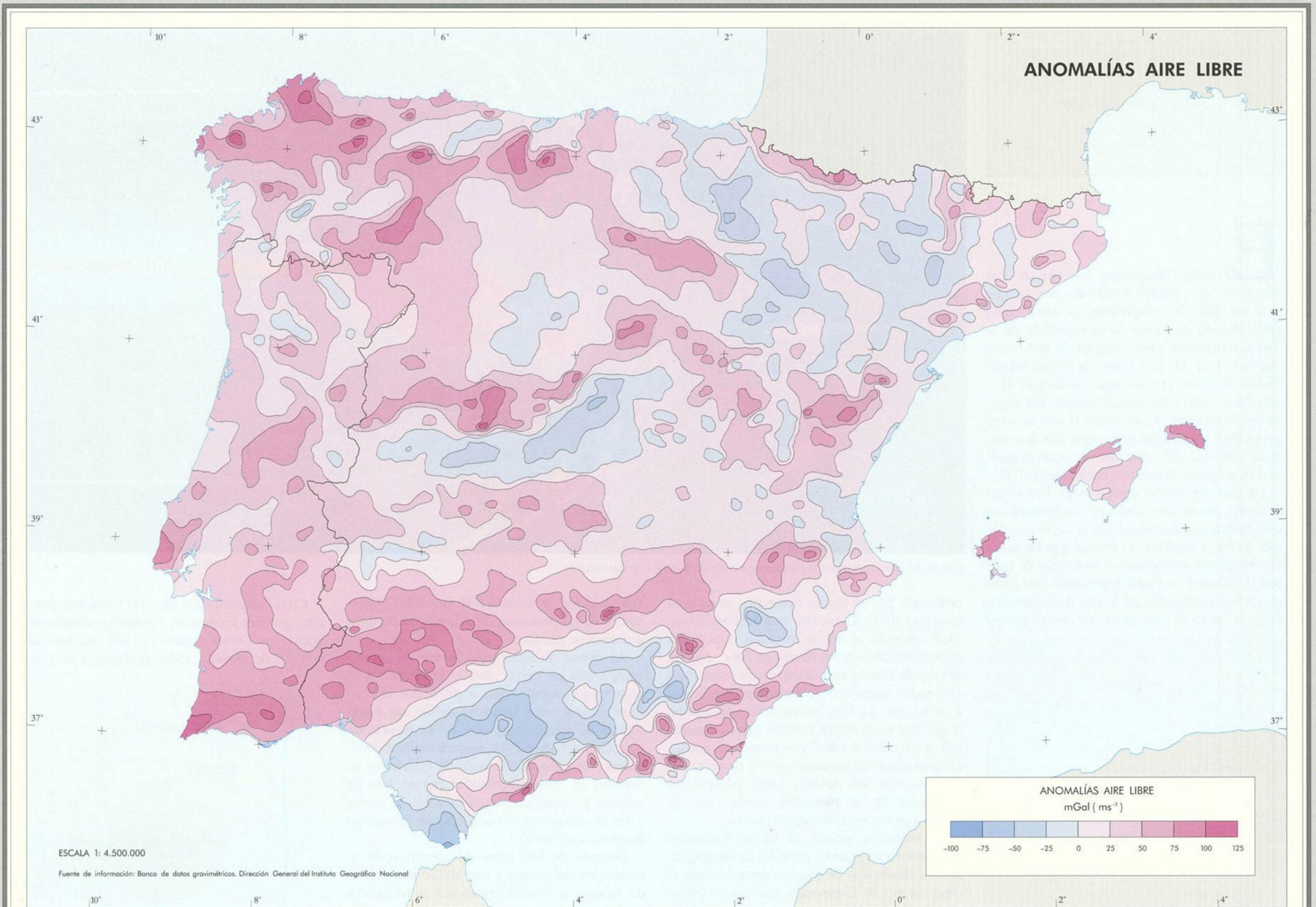
es el caso, y, por tanto, de su distribución y valor se puede determinar la constitución interna de la corteza y así deducir cuánto se aleja de una corteza homogénea.

También puede observarse de forma continua la variación de la gravedad con el tiempo en un punto de la Tierra. Los resultados son los de una variación armónica, denominada marea terrestre, y que refleja, al igual que las mareas oceánicas, la distinta atracción que se ejerce por la Luna y el Sol sobre los puntos de la Tierra. Esta atracción varía al cambiar la Tierra su posición relativa en el movimiento de

rotación del sistema Sol-Tierra-Luna. Esta variación hace que la observación de gravedad sobre la superficie cambie, manifestándose en una marea gravimétrica, de amplitud mucho menor que la que se produce en los océanos. Del estudio de estas mareas puede deducirse cuanto se separa el material terrestre de un sólido rígido, mediante el cálculo de los números de Love y Shida. Para la determinación de estos coeficientes se utiliza la observación de mareas terrestres mediante gravímetros y péndulos horizontales.

Modernamente, y a partir de la observación de satélites artificiales, se ha podido, mediante estudios detallados de su trayectoria, determinar el campo de atracción terrestre que se ejerce sobre él a su paso por la órbita. Si la Tierra fuese homogénea, la trayectoria sería una elipse, lo que se comprueba que no es totalmente cierto, sino que se ejercen sobre él diversas fuerzas, lo que da lugar al conocimiento de las irregularidades en la constitución de la corteza y que se plasma en una ondulación del geode respecto al elipsoide. De la observación de muchas trayectorias de satélites se deduce un mapa con las ondulaciones del geode como representación del conocimiento del campo gravitatorio terrestre sobre una zona.

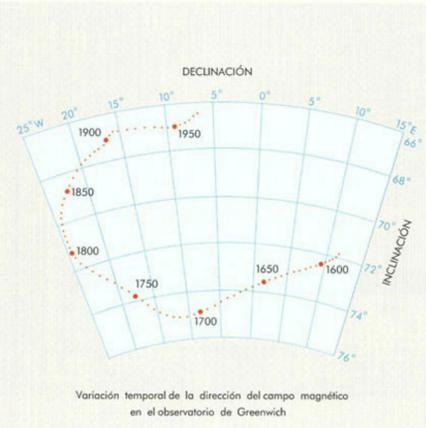




Magnetismo terrestre

El campo magnético terrestre es una magnitud de carácter vectorial, por lo que para estudiar sus componentes se toma como referencia en un punto de la superficie de la Tierra un sistema trirrectangular de ejes vertical, N-S, E-O. De esta forma, la intensidad del campo F y sus proyecciones horizontal H y vertical Z están relacionadas a través del ángulo de declinación D que forma H con el norte geográfico e I , inclinación magnética que forma F y H . Así, para expresar el campo magnético en un punto bastan tres cantidades F, I, D .

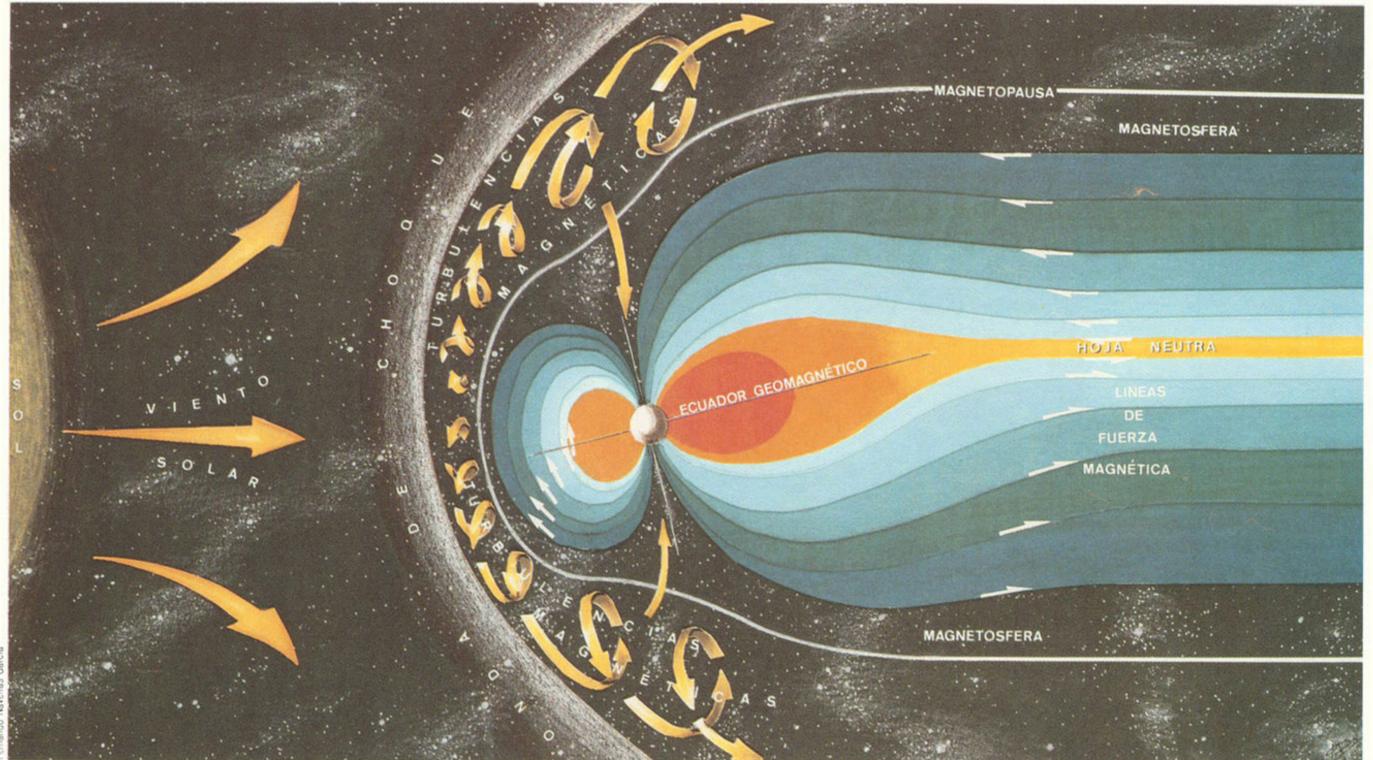
La observación del campo magnético en un territorio se realiza mediante magnetómetros que miden valores absolutos o relativos. De esta forma, y mediante el control que sobre las observaciones se realizan en estaciones de control (seculares), se puede representar este campo en una cartografía, en la que debe especificarse la fecha de referencia, ya que el campo



magnético es variable con el tiempo. El observatorio de referencia para España es el de San Pablo de los Montes (Toledo).

Las líneas que se representan en la cartografía magnética recibe el nombre de isógonas (igual declinación), isoclinas (igual inclinación), isodinámicas totales, horizontales y verticales (igual campo total, horizontal y vertical, respectivamente).

El campo magnético que se observa tiene dos orígenes, uno interno, que es semejante al



Líneas del campo magnético y estructura simplificada de la magnetosfera

producido por un dipolo magnético situado en el centro de la Tierra con una inclinación de $11,5^\circ$ respecto al eje de rotación. Los polos geomagnéticos son los puntos en los que el eje del dipolo intersecta a la superficie terrestre, y el ecuador magnético es el plano perpendicular a dicho eje. La otra componente del campo magnético es de origen externo, principalmente por la actividad del Sol, y se manifiesta por las características de sus cambios con respecto del tiempo, pues son de muy corta variación, a diferencia de la variación secular que se observa en el campo de origen interno.

La variación secular, al ser un fenómeno acumulativo en grandes períodos de tiempo, ha podido observarse en algunos puntos, como el observatorio de Greenwich, por poseer información de los últimos cuatro siglos, resultando una variación promedio del eje del dipolo de $0,05^\circ/\text{año}$ en longitud hacia el Oeste y $0,02^\circ/\text{año}$ en latitud hacia el Norte.

Por efecto del movimiento de la Tierra dentro del flujo de partículas con carga eléctrica emitidas por el Sol, el viento solar, el campo magnético terrestre se deforma, quedando las líneas de fuerza en la dirección del viento solar comprimidas y alargándose en dirección opuesta. Existe una zona de confinamiento del campo que se denomina magnetosfera, siendo nulo el campo fuera de ella. El choque frontal con el viento solar hace que la magnetosfera se

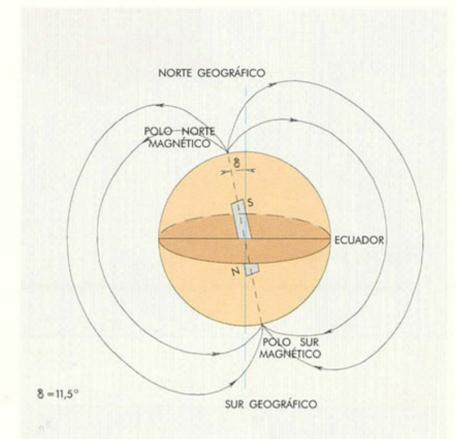
vea reducida, y debido a la velocidad supersónica de las partículas electrizadas se produce una onda de choque.

Al objeto de tener una representación del campo con un mayor detalle se recurre a la observación sobre avión a diferentes alturas. Para realizar estos vuelos se define una cierta altitud de referencia y una malla regular en direcciones N-S y E-O, respectivamente. Asimismo, se utilizan una serie de estaciones de registro en tierra distribuidas por el área de estudio y coincidentes con la zona de vuelo, a fin de obtener un control terrestre del campo magnético en tierra.

Después de una labor de identificación y corrección del campo a una altitud determinada, se resta el valor internacional de referencia (IGRF) para la fecha en que se realiza el vuelo, obteniéndose el valor del campo anómalo y que muestra las perturbaciones debidas a magnetizaciones próximas a la superficie, por lo que este mapa puede utilizarse para la identificación de mineralizaciones magnéticas.

Las tormentas magnéticas son perturbaciones del campo magnético terrestre que perduran durante horas e incluso días, difiriendo unas de otras no sólo en su duración, sino en su morfología. Estos fenómenos tienen un carácter universal, si bien las amplitudes son diferentes, siendo mayores cuanto más altas son las latitudes.

Como consecuencia de estas tormentas pueden aparecer fenómenos luminosos durante la noche en zonas polares y que reciben el nombre de auroras. Estos fenómenos se pre-



Ejes geográfico y magnético y ángulo que forman

sentan en latitudes altas (mayor de 60°), aunque también pueden darse hasta los 45° de latitud. La explicación de la producción de auroras es la de que un flujo de protones penetra en la magnetosfera alcanzando las capas bajas de la ionosfera y produciendo una fuerte absorción de ondas electromagnéticas.



Aurora boreal



Magnetómetro vector

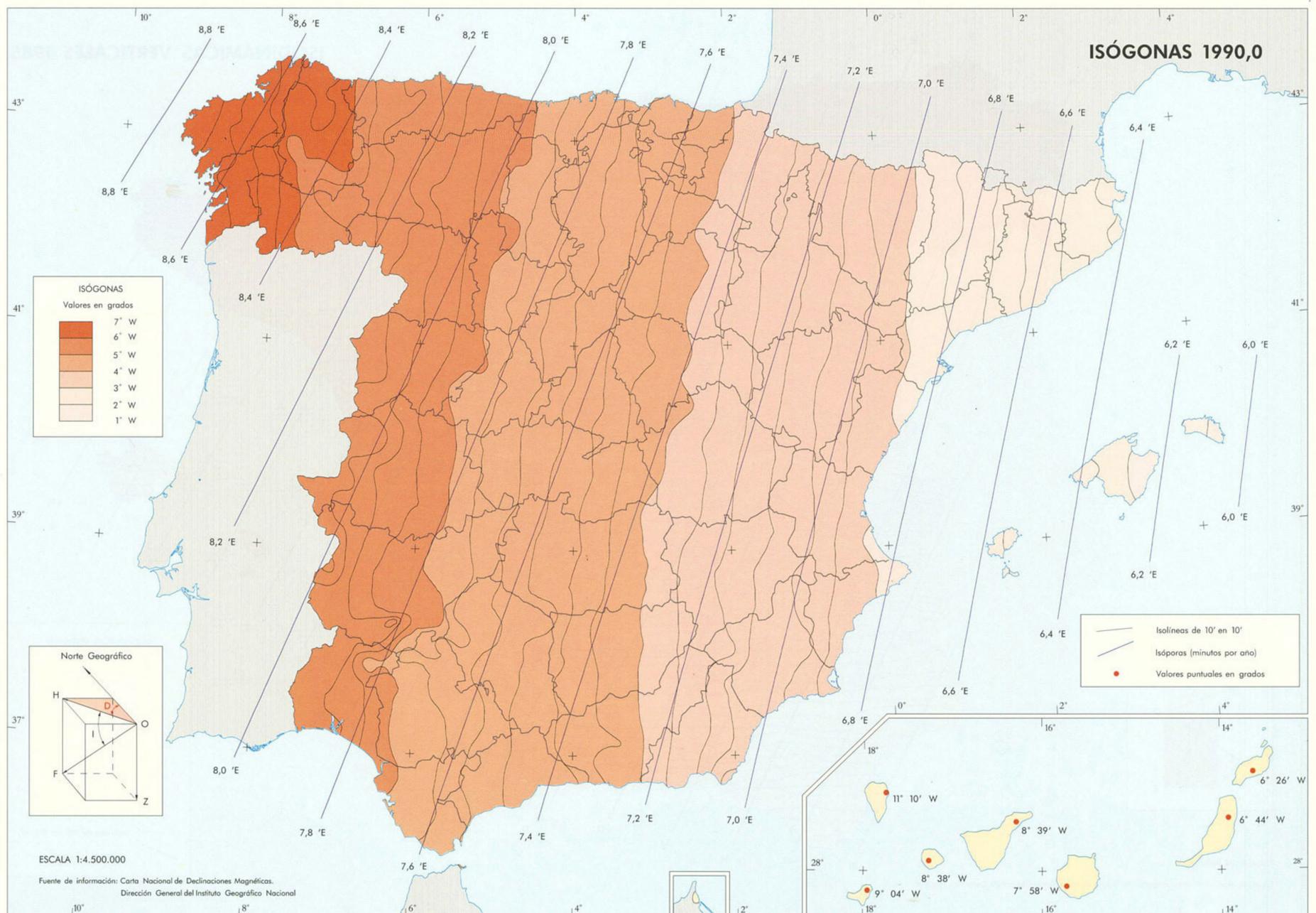
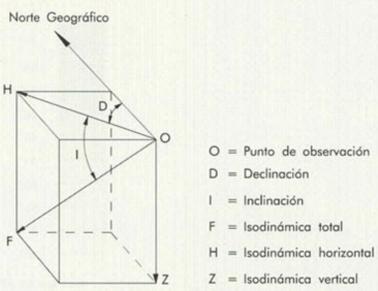
DESCRIPCIÓN Y USO DE LOS MAPAS

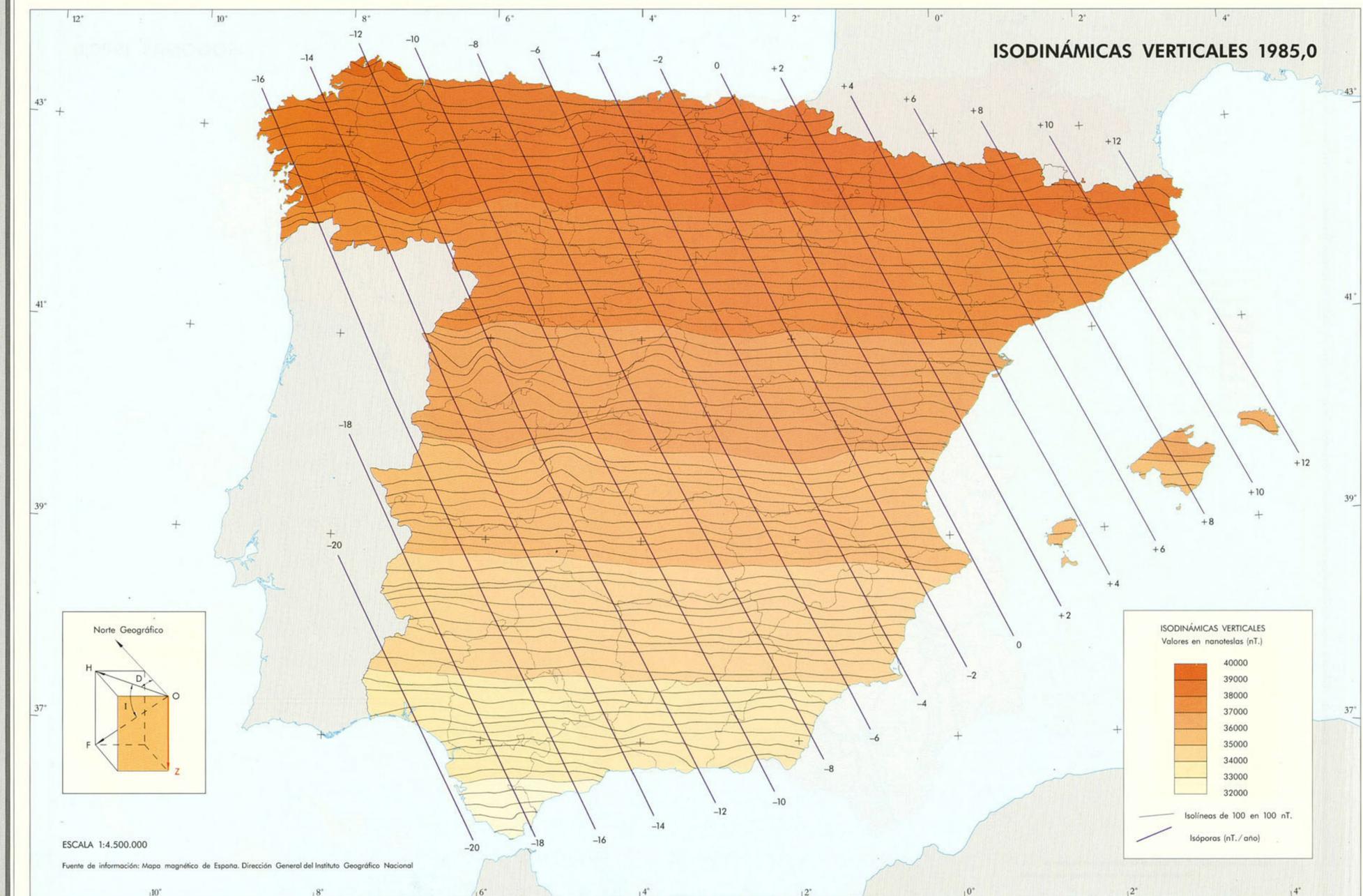
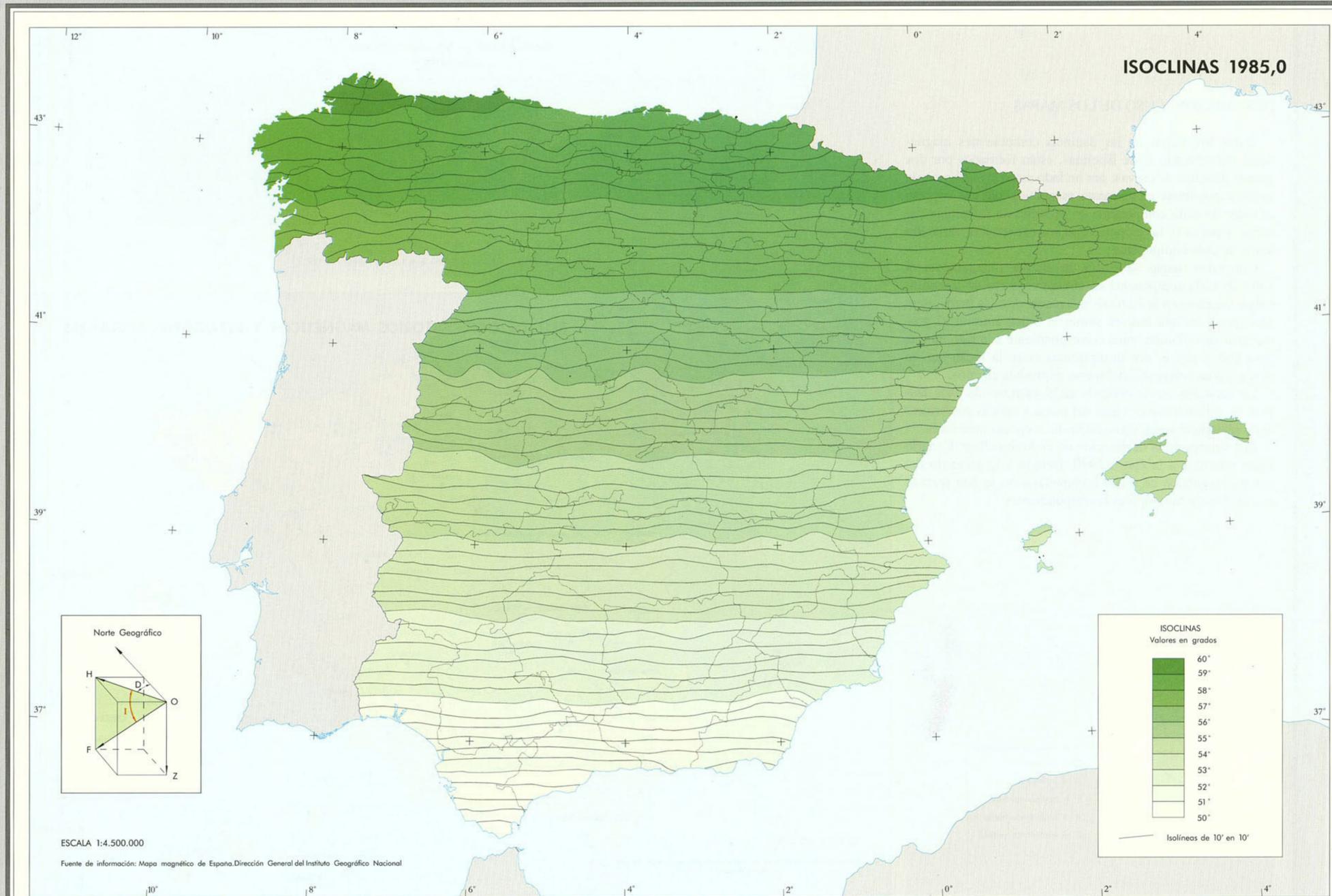
Todos los mapas de las distintas componentes magnéticas, exceptuando el de Isoclinas, están formados por dos grupos distintos de curvas; por un lado están las isóclinas de la correspondiente componente magnética que nos expresa el valor de cada componente en la fecha de referencia del mapa, y por otro, las isóporas que nos expresan la variación anual de cada componente.

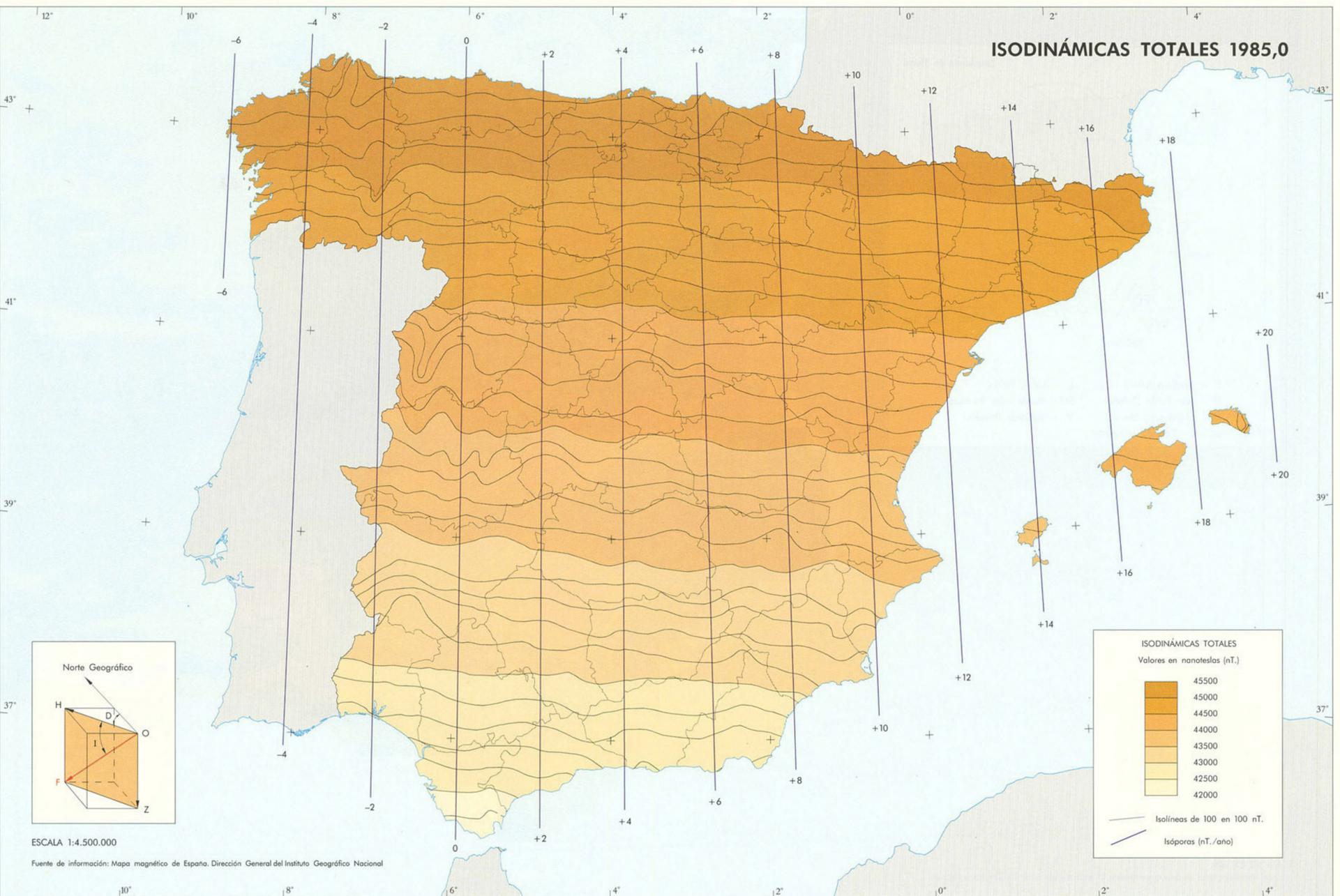
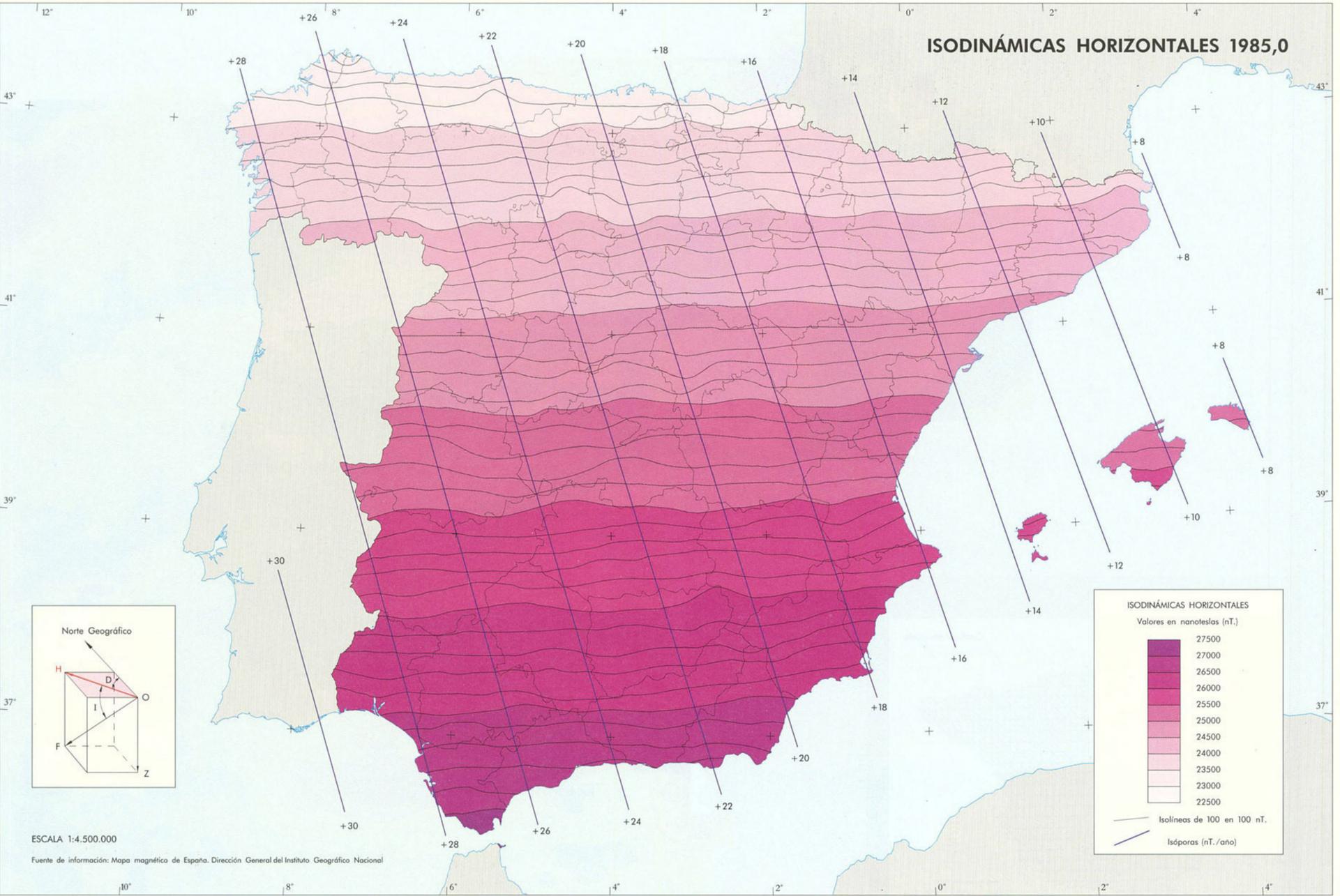
Con estos mapas se podrá determinar directamente el valor de cada componente en cualquier punto de la Península o Baleares en la fecha de referencia de cada mapa. Para una época distinta bastará sumar el valor anterior al producto de la variación anual correspondiente a la isópora que pasa por el punto, por la diferencia entre la fecha que se desea y la de referencia del mapa, expresada en años.

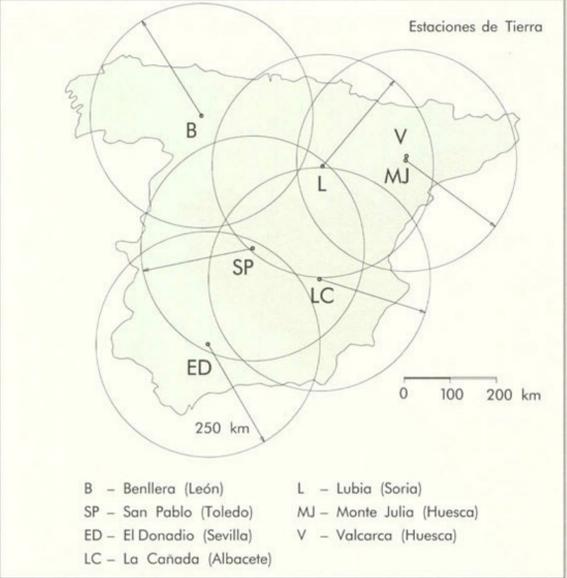
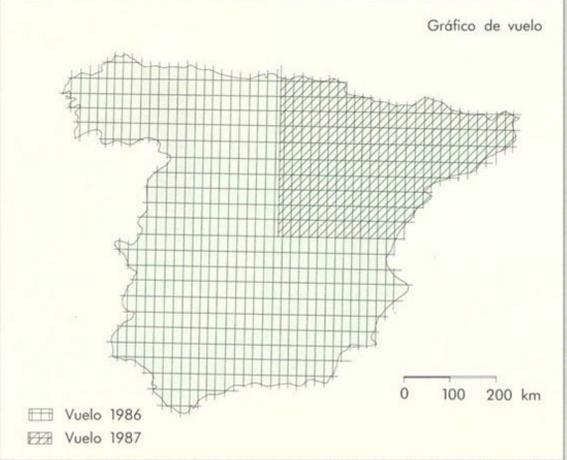
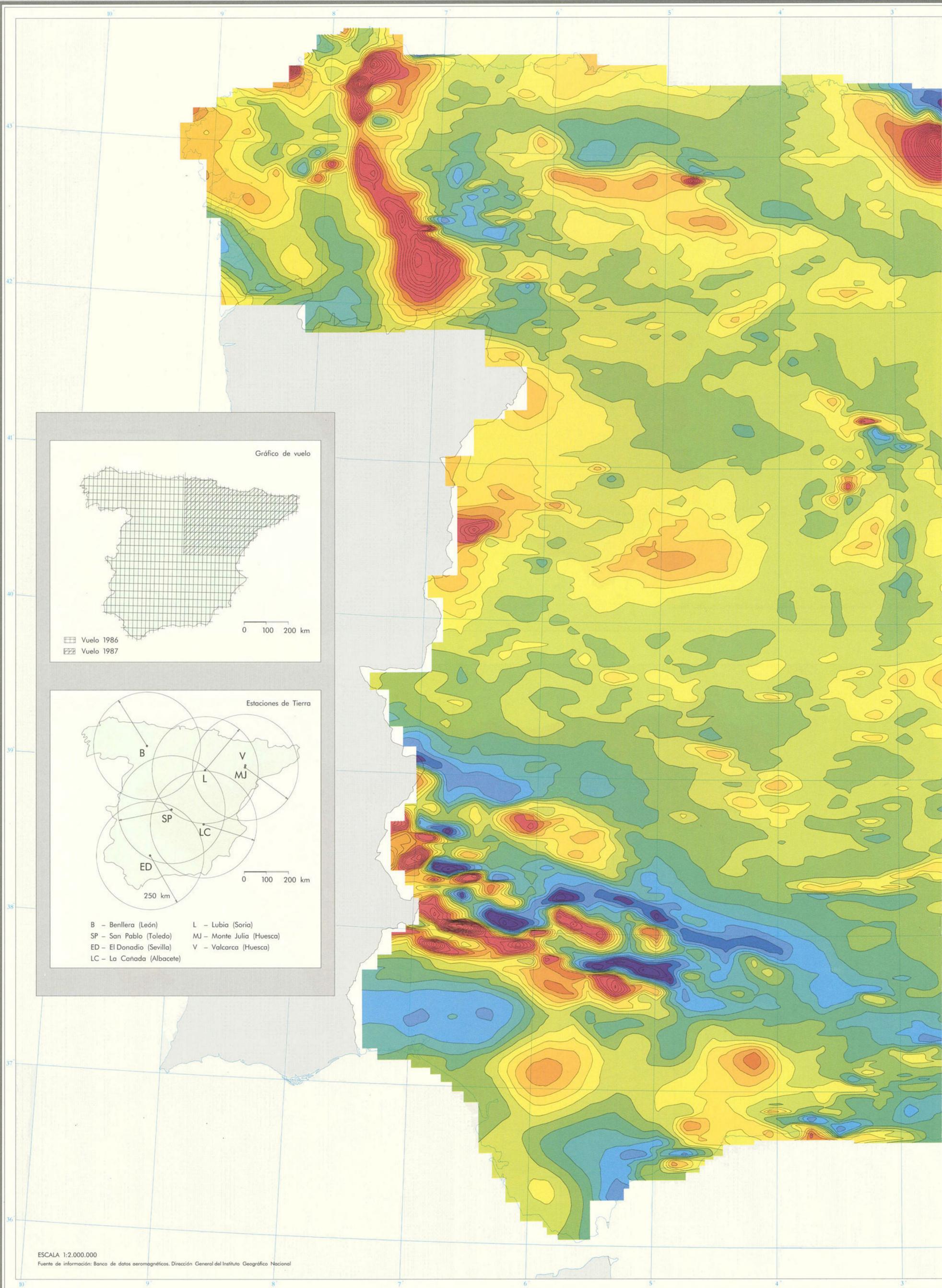
La variación anual indicada en el extremo de cada isópora se aplicará con el signo del mapa a épocas posteriores al de referencia y con signo contrario a épocas anteriores.

Los valores de la declinación en el Archipiélago Canario están referidos a la época 1990. Debido a lo anómalo del campo magnético de dicho archipiélago no se han trazado las isógonas y las isóporas correspondientes.

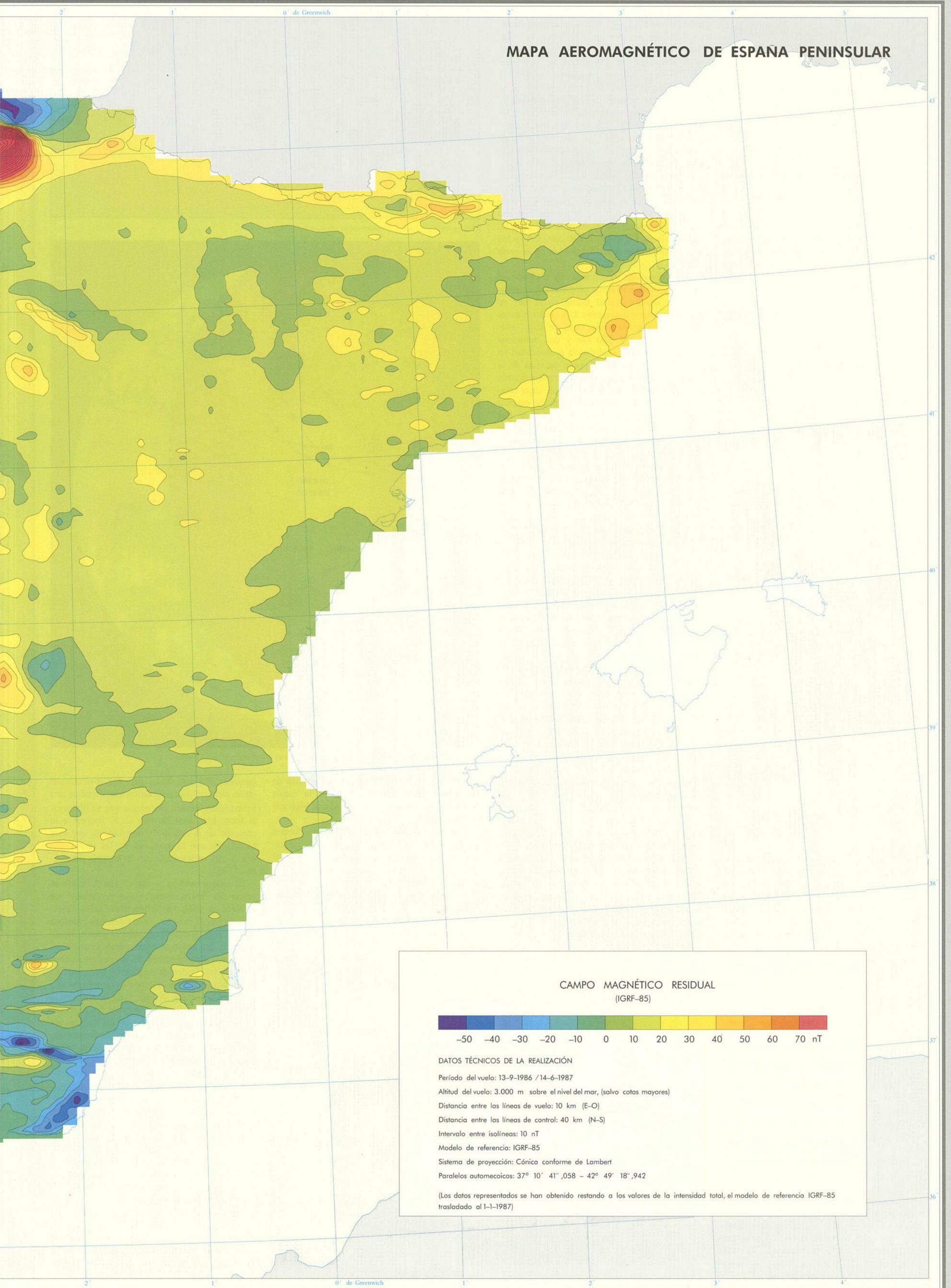




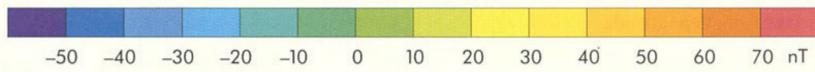




MAPA AEROMAGNÉTICO DE ESPAÑA PENINSULAR



CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL
(IGRF-85)



DATOS TÉCNICOS DE LA REALIZACIÓN

Periodo del vuelo: 13-9-1986 / 14-6-1987

Altitud del vuelo: 3.000 m sobre el nivel del mar, (salvo cotas mayores)

Distancia entre las líneas de vuelo: 10 km (E-O)

Distancia entre las líneas de control: 40 km (N-S)

Intervalo entre isolíneas: 10 nT

Modelo de referencia: IGRF-85

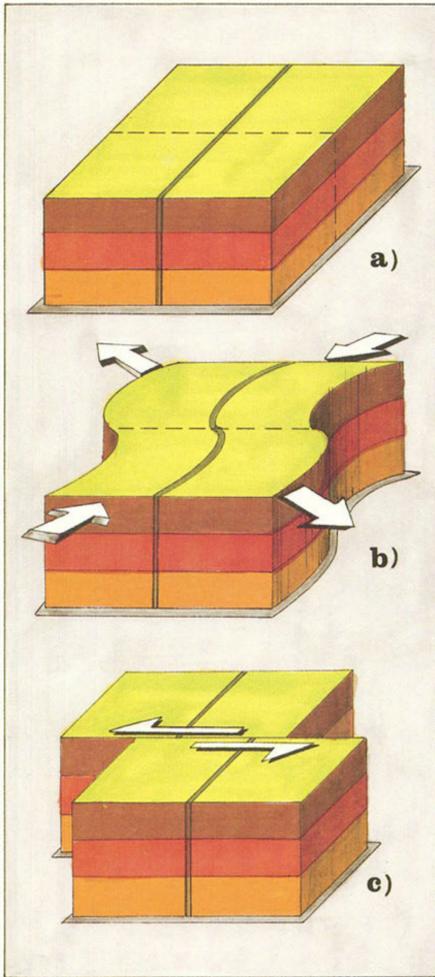
Sistema de proyección: Cónica conforme de Lambert

Paralelos automecoicos: 37° 10' 41",058 - 42° 49' 18",942

(Los datos representados se han obtenido restando a los valores de la intensidad total, el modelo de referencia IGRF-85 trasladado al 1-1-1987)

Sismología

La Sismología, a través de la ocurrencia de los terremotos, su distribución espacio-temporal, mecanismo y liberación de energía, pone de manifiesto los procesos dinámicos que están sucediendo en la Tierra. El estudio de la propagación de las ondas producidas por los terremotos nos da información sobre la estructura del interior de la Tierra, las regiones que la forman y la distribución en ellas de la densidad y las constantes elásticas.



Teoría del rebote elástico Reid:
 a) Situación sin deformar.
 b) Situación deformada anterior al terremoto.
 c) Situación después del terremoto.

La propagación de las ondas producidas por los terremotos está determinada por la mecánica de los medios elásticos y, por tanto, las velocidades de los distintos tipos de ondas dependen de las características elásticas del medio, cuya distribución puede estudiarse mediante la observación de los tiempos de recorrido y amplitudes de estas ondas.

Las soluciones obtenidas para las ondas elásticas representan dos tipos de ondas (llamadas internas o de volumen) que se propagan con distinta velocidad. Las de mayor velocidad, y por tanto las primeras en llegar, son las llamadas ondas P, que corresponden a ondas longitudinales. Las segundas en aparecer, debido a su menor velocidad, son las ondas S, que tienen carácter transversal. El estudio de estas ondas se realiza mediante las leyes de la reflexión y refracción, ya que la Tierra está formada por capas de distinto material. Sus trayectorias y tiempos de llegada se determinan, bien considerando capas planas, cada una de velocidad constante o aumentando con la profundidad, o bien considerando la Tierra esférica.

Debido a la superficie libre de la Tierra y a otras discontinuidades en su interior se producen otro tipo de ondas que por propagarse a lo largo de estas superficies reciben el nombre de ondas superficiales. Estas ondas se propagan en dirección paralela a la superficie con velocidades inferiores a las de la onda S y su amplitud decrece con la profundidad. De estas ondas existen dos tipos: unas son las llamadas ondas Rayleigh, de movimiento vertical, y

otras, las ondas Love, de movimiento horizontal, nombres que corresponden a los dos científicos ingleses del siglo XIX. Este tipo de ondas están afectadas por el fenómeno de la dispersión, según el cual su velocidad de propagación depende del período o de la frecuencia.

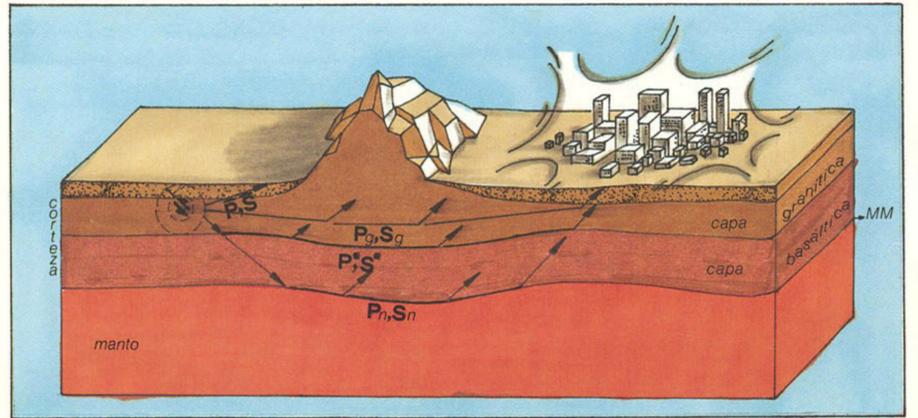
Todas estas observaciones permitieron determinar la existencia de unas discontinuidades por debajo de la capa sedimentaria correspondientes a las capas granítica y basáltica, situándose a unos 30 km de profundidad la base de la corteza, que recibió el nombre de discontinuidad de Mohorovicic. El estudio de la corteza terrestre también se ha desarrollado a partir del uso de explosiones controladas. Esta técnica, conocida como perfiles sísmicos, ha permitido conocer el espesor de la corteza, cuyos valores van desde los 50 o 60 km en las zonas montañosas a los 5 o 10 km en la parte oceánica.

Por debajo de la corteza se extiende el manto superior hasta una profundidad de unos 700 km siendo éste el límite en el que se pueden producir terremotos. Las características más importantes son una capa de baja velocidad entre 100 y 200 km y dos aumentos bruscos de la velocidad con la profundidad en 400 y 670 km. Desde el punto de vista de la tectónica de placas, la corteza terrestre forma, con parte del manto superior, una capa relativamente rígida de unos 100 km de espesor llamada, como ya se ha dicho, Litosfera. Por debajo existe una capa mucho menos rígida llamada Astenosfera que permite el deslizamiento sobre ella de la Litosfera.

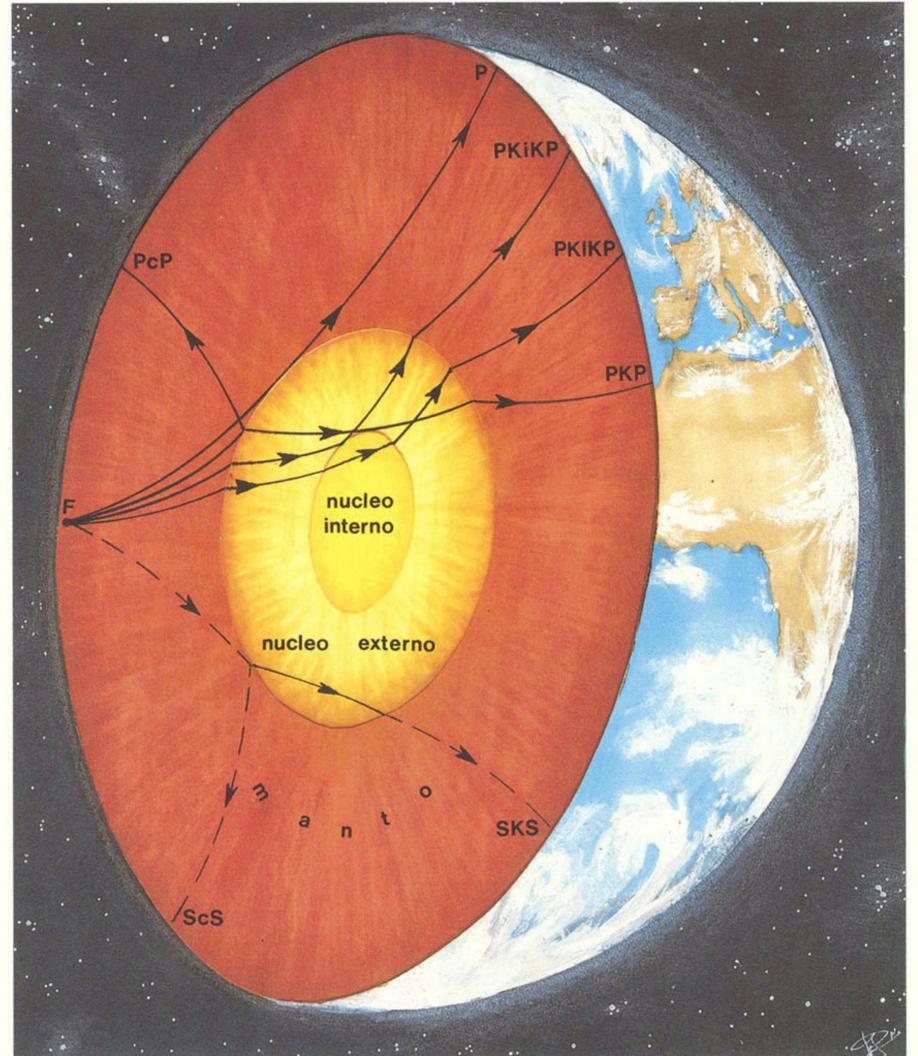
Bajo el manto superior se extiende el manto inferior hasta una profundidad de 2.900 km, de estructura muy homogénea, aumentando lentamente la velocidad con la profundidad. A partir de los 105° de distancia epicentral se observa una brusca desaparición de las ondas P y S, apareciendo de nuevo la onda P a los 143°, lo que da información sobre la existencia del núcleo externo. La observación de un determinado tipo de ondas P en esta zona de sombra llevó al descubrimiento del núcleo interno. Dentro del núcleo externo se propagan solamente ondas P, lo que indica que el material se encuentra en estado líquido o de fusión. Por el contrario, el núcleo interno se considera sólido y tiene un radio de 1.216 km.

Las primeras determinaciones del punto donde se produce el terremoto (foco o hipocentro) y su proyección sobre la superficie (epicentro) se basan en el estudio de la distribución de los daños producidos en los edificios, en el terreno o en las personas, y sitúan el epicentro en la zona de mayor daño (epicentro macrosísmico). Con el desarrollo de la instrumentación sismológica y la instalación de observatorios, la determinación del foco sísmico se realiza a partir de los registros de las ondas que producen los terremotos. Admitido el carácter puntual del foco sísmico, la localización de un terremoto viene definida por cuatro parámetros: hora, origen, coordenadas geográficas del epicentro y profundidad del foco.

La primera forma que se definió para cuantificar el tamaño de un terremoto fue, como indicamos anteriormente, a partir de los daños ocasionados. En estas observaciones está basado el concepto de intensidad, que lo podemos definir como la fuerza con que se siente un terremoto. La medida de la intensidad es bastante subjetiva; no obstante, es un parámetro de gran interés en sismología y en particular en



Propagación de ondas sísmicas en la corteza y manto superior



Propagación de los diferentes tipos de ondas sísmicas en el interior de la Tierra

ingeniería, definiéndose numerosas escalas de intensidad, adoptándose en Europa la escala MSK de doce grados, equivalente a la Mercalli modificada.

Con los valores de intensidad se pueden confeccionar unos mapas, llamados de isosistas, cuyas isolíneas representan puntos de igual intensidad. Agrupando todos los mapas de isosistas y considerando los máximos valores se obtienen mapas de intensidad máxima o isomáximas.

La intensidad es una medida indirecta y no da una idea precisa de la energía liberada por un terremoto, pues un terremoto muy superficial puede producir intensidades muy altas y sin embargo corresponderle una energía muy

pequeña. Por esta razón, para medir el tamaño de un terremoto es necesario cuantificar, de una forma instrumental, la energía que se libera en el foco. Esta idea llevó a C. F. Richter a la creación de la escala de magnitudes, que está basada en que la amplitud de las ondas sísmicas está relacionada con la energía liberada en el foco.

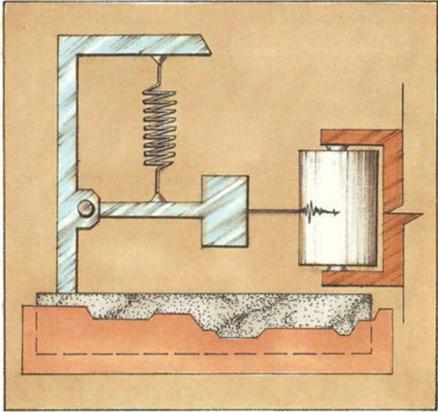
El primer modelo mecánico que definiese el origen de los terremotos fue propuesto por E. Reid en 1911 con la teoría del rebote elástico, según la cual las deformaciones elásticas se van acumulando hasta que se supera la resistencia del material, produciéndose una fractura y una liberalización de las deformaciones acumuladas. Podemos considerar, pues, que un terremoto está originado por la ruptura de una parte de la corteza. A esta zona de fractura la denominamos falla y a través de los registros de las ondas producidas por los terremotos podemos conocer los parámetros de orientación y tamaño que la definen y establecer el comportamiento tectónico de la zona.

La sismicidad es el conjunto de parámetros que definen totalmente el fenómeno sísmico, o los terremotos, en el foco y se representa generalmente mediante distribuciones temporales, espaciales, de tamaño, etc. El estudio de la distribución espacial de terremotos ha sido uno de los factores más importantes a la hora de establecer la teoría de la tectónica de placas, según la cual la superficie de la litosfera está dividida en placas cuyos bordes coinciden con las zonas sísmicamente activas.

Toda la información sísmica, tectónica y en general, geofísica puede agruparse en una representación única formando lo que se denomina mapa sismotectónico, que relaciona la actividad sísmica con los procesos tectónicos que la originan.



Efectos producidos por el terremoto del 25 de diciembre de 1884 (Arenas del Rey)



Esquema de un sismógrafo vertical con registro y amplificación mecánica

La ocurrencia de grandes terremotos en zonas densamente pobladas o de gran desarrollo industrial produce catastróficas consecuencias. Una forma de estudiar medidas contra los terremotos es la peligrosidad sísmica, concepto basado en la probabilidad de ocurrencia, durante un determinado período de tiempo, de un terremoto de ciertas características. Para la obtención de la peligrosidad sísmica va a ser necesario el conocimiento de la sismicidad y las leyes que rigen su comportamiento. Los estudios de peligrosidad van a permitir diferenciar las zonas más peligrosas y, en consecuencia, establecer y planificar las medidas para prevenir, o atenuar, sus efectos destructores.

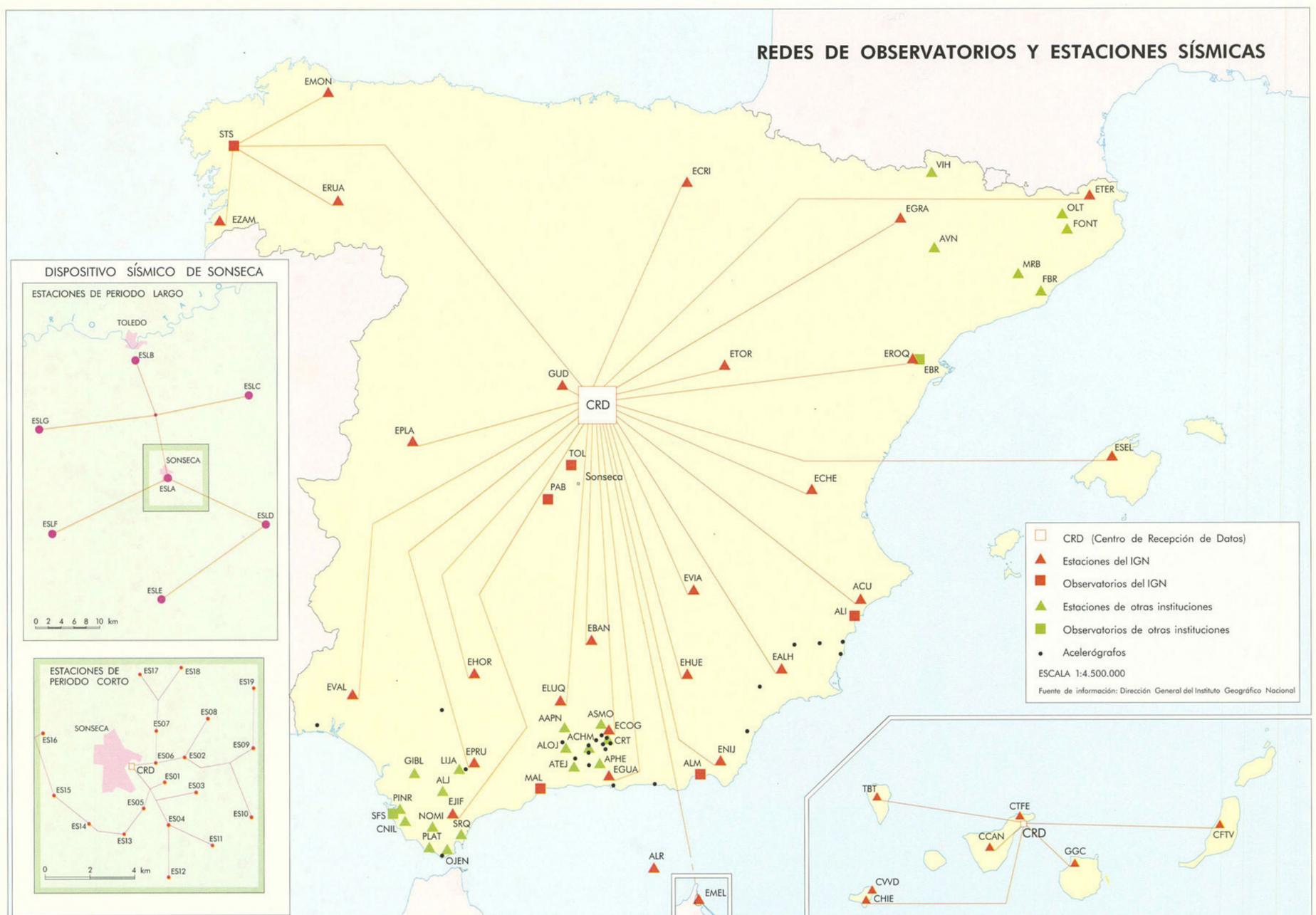
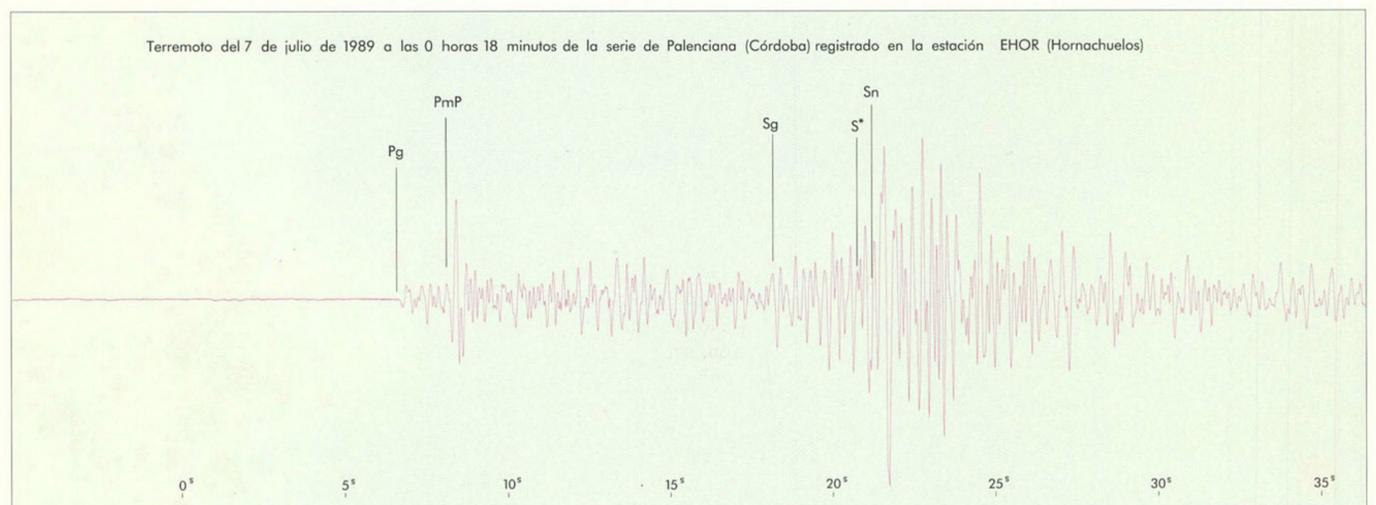
Otra forma de actuar contra los terremotos es estudiar la posibilidad de predecir éstos con antelación. La predicción de los terremotos se empezó a considerar, desde un punto de vista de rigor científico, a partir de mediados de este siglo en la URSS y posteriormente en China, EE.UU. y Japón. Aunque se han realizado predicciones con éxito como la del terremoto de Haicheng (China) de 3 de febrero de 1975, sin embargo, en el año siguiente ocurrió el terremoto de Tangsham (28-julio-1976), no predicho por los sismólogos chinos, que produjo cerca de medio millón de víctimas, cantidad no confirmada oficialmente por las autoridades del país.

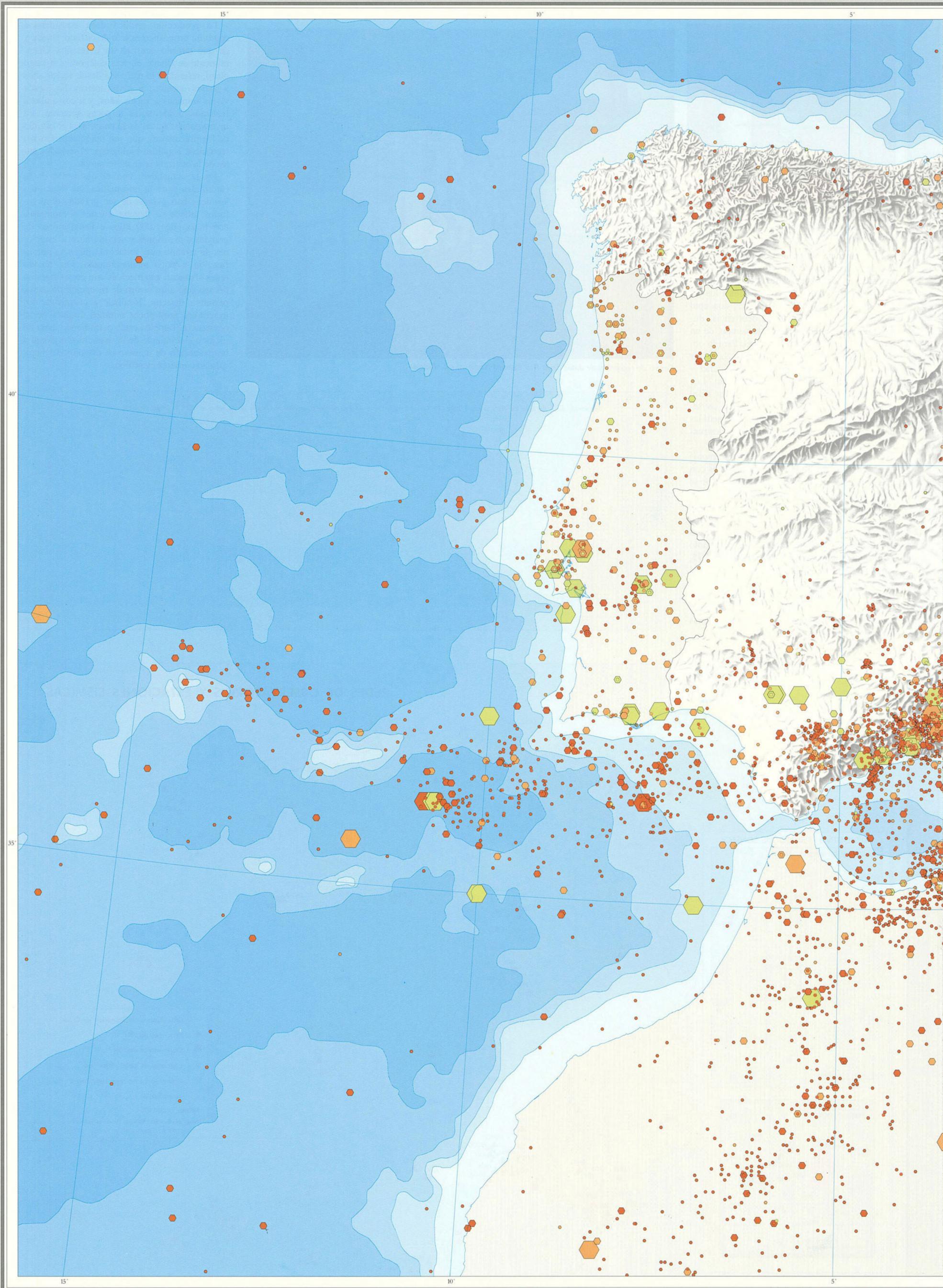


Centro de recepción de datos de la Red Sísmica Nacional en Madrid

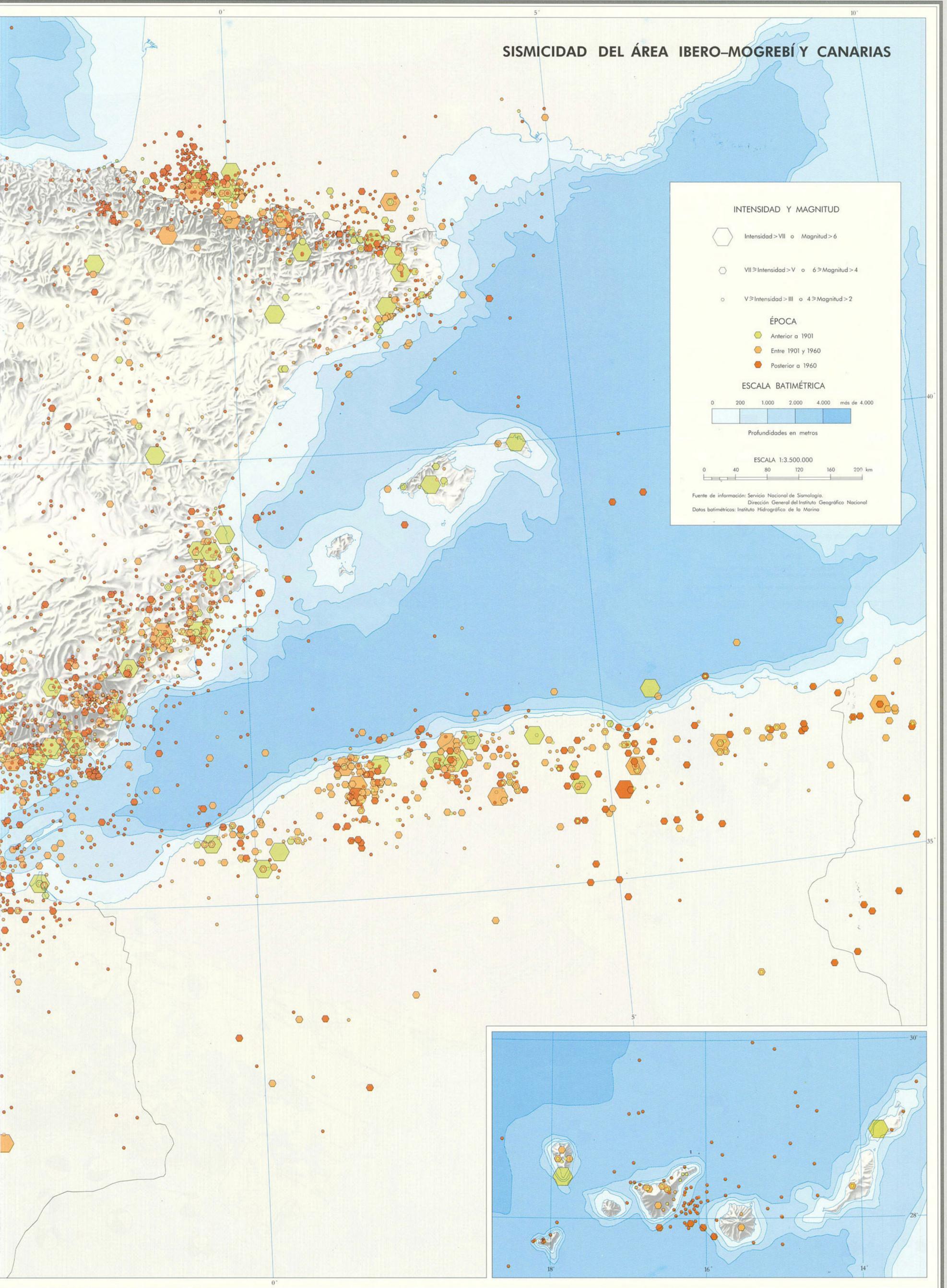
La predicción sísmica debe considerarse como un pronóstico exacto de cuándo, dónde y de qué tamaño ocurrirá un terremoto. Generalmente se divide en tres categorías: a largo plazo, referida a la realizada desde varios años a varias décadas; a plazo intermedio, desde varias semanas a varios años, y a corto plazo, realizada desde horas a pocas semanas. La investigación actual está centrada en el estudio de los precursores, que son fenómenos físicos, tectónicos e incluso biológicos, observados antes de la ocurrencia de un terremoto.

En la actualidad, con el desarrollo de la electrónica y de la informática, las estaciones sísmicas han pasado de ser grandes observatorios, donde se llegaba a tener sismómetros con masas de 1.000 kilos e instalaciones de grandes dimensiones y servidumbre, a estaciones de tamaño muy reducido, muy alta amplificación y poco mantenimiento. Las nuevas redes sísmicas, establecidas con conexiones en tiempo real a un centro de recepción de datos, permiten detectar, localizar y cuantificar los terremotos muy pocos minutos después de su ocurrencia. También están permitiendo tener un mejor conocimiento de la sismicidad regional y la realización de numerosos estudios de mejor calidad e interés científico.





SISMICIDAD DEL ÁREA IBERO-MOGRABI Y CANARIAS





SISMICIDAD

INTENSIDAD	MAGNITUD	PROFUNDIDAD km
△ VIII < I	□ 5,5 < M	□ Z < 20
△ VII < I < VIII	□ 5,0 < M < 5,5	□ 20 < Z < 60
△ V < I < VII	□ 4,0 < M < 5,0	□ 60 < Z

○ M < 4,0 CON MECANISMO FOCAL

CABALGAMIENTO
 FALLA
 ALINEACIÓN MAGNÉTICA

FALLA NORMAL
 TRAZA AXIAL DE PLIEGUE

ZONA DE LAS BÉTICAS

CENOZOICO
 MESOZOICO
 PALEOZOICO Y PRECÁMBRICO
 VOLCANISMO

MALÁGUIDE
 NEVADO-FILÁBRIDE
 PERIDOTITAS ALPUJARRIDE

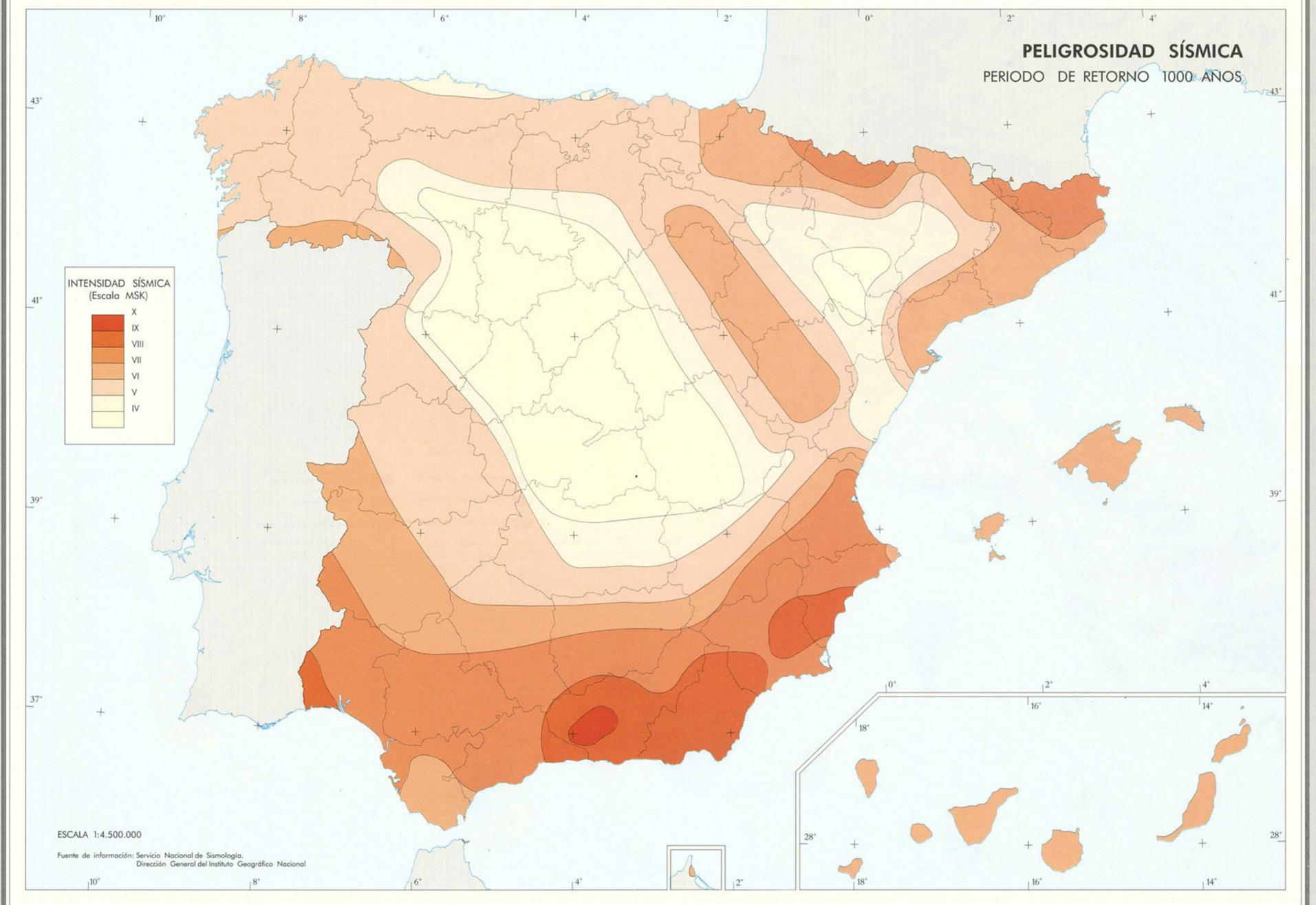
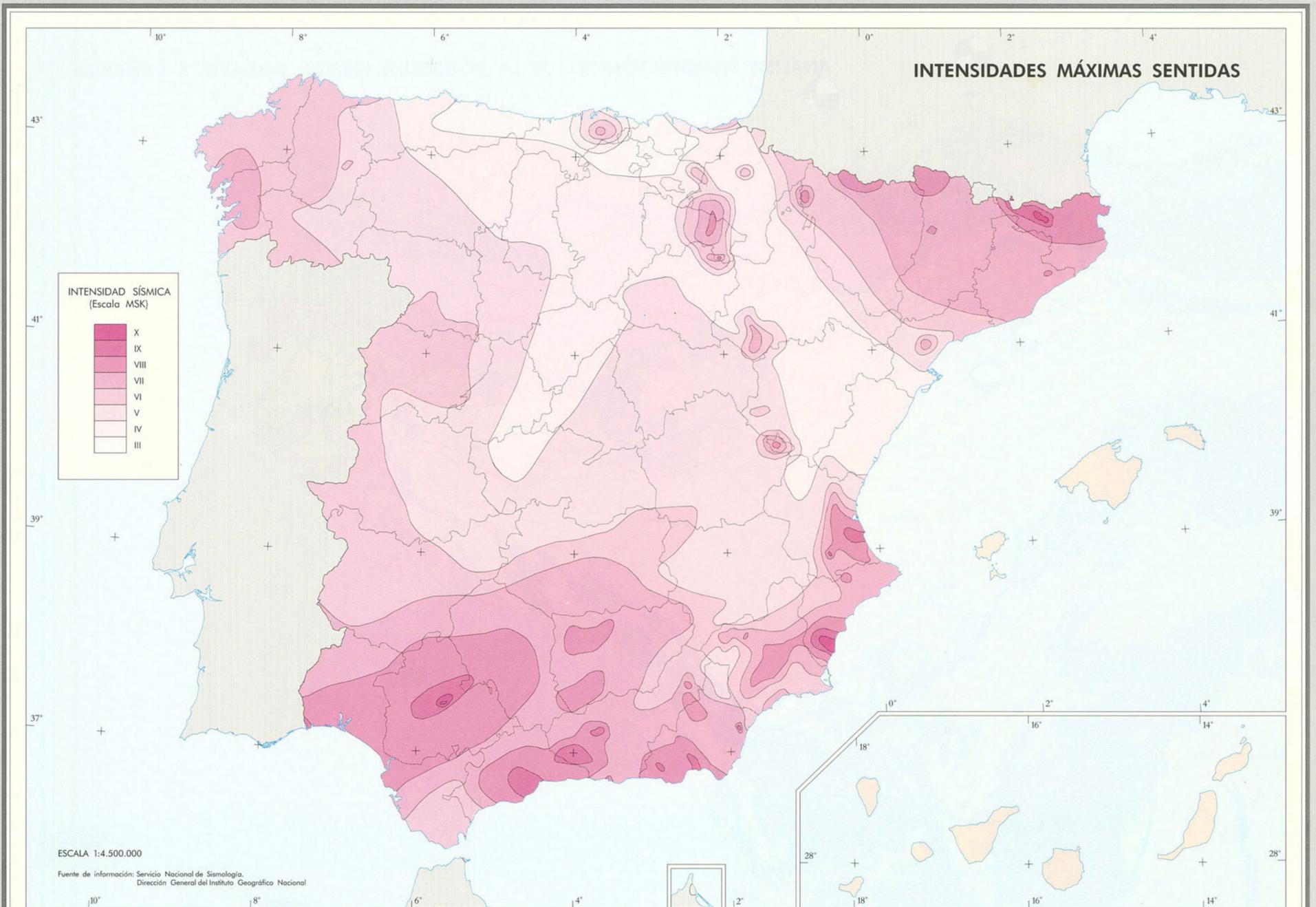
ANOMALÍAS BOUGUER
 MAYORES DE 0 mGal
 MENORES DE -50 mGal

MECANISMO FOCAL

ESCALA 1 : 2.000.000
 PROYECCIÓN CÓNICA CONFORME DE LAMBERT
 PARALELOS AUTOMECÓICOS 37° 10' 41" - 42° 49' 19"

Fuente de información: Servicio Nacional de Sismología, Dirección General del IGN





Áreas volcánicas españolas

El volcanismo Cenozoico se encuentra bien representado en España, tanto en lo que concierne al magmatismo calcoalcalino (borde de subducción en el SE peninsular) como al alcalino continental (Cataluña y Ciudad Real) y alcalino oceánico (islas Canarias). La única región con volcanismo activo es el archipiélago canario.

CATALUÑA, OLOT

El volcanismo Neógeno-Cuaternario de Cataluña está asociado al sistema de fracturas escalonadas, de orientación preferente SO-NE y NO-SE, que condiciona también las depresiones tectónicas o fosas neógenas. Las dataciones radiométricas ponen de manifiesto una actividad volcánica entre 10 y 0,1 millones de años, localizándose las erupciones más antiguas en la fosa del Ampurdán, mientras que el volcanismo Cuaternario se concentra en las proximidades de Olot (La Garrotxa).

El magmatismo es de carácter alcalino, con términos exclusivamente básicos (basanitas), salvo un afloramiento traquítico. Los caracteres estructurales, geoquímicos y mineralógicos apoyan claramente un origen profundo, subcrustal, del magma, y definen un volcanismo intraplaca como el que corresponde a un modelo de rift embrionario asociado a la última etapa distensiva, en el ámbito mediterráneo, del sistema de rifts europeos.

La Garrotxa es, sin duda, la zona volcánica más notable y conservada de la Península Ibérica; cuenta con casi medio centenar de centros eruptivos. El límite septentrional de los mate-

riales volcánicos está constituido por las potentes coladas de Castellfollit de la Roca y S. Joan les Fonts. En Olot y sus proximidades se localiza el principal foco eruptivo, cuyos conos y campo de lavas cubren una superficie de 27 km². Otro foco importante está en el valle tectónico del río Sert, donde se encuentran los volcanes más conocidos de toda la zona: Cros-cat, Santa Marguerida, Roca Negra, etcétera.



Castellfollit de la Roca

CIUDAD REAL, CAMPO DE CALATRAVA

El volcanismo del Campo de Calatrava, cerca de Ciudad Real, en el borde meridional de la meseta española, parece relacionado también con los fenómenos de descompresión y formación de fosas tectónicas que caracterizan las últimas etapas cenozoicas. La mayoría de las erupciones tienen entre ocho y dos millones de años, aunque hubo largos períodos de inactividad.

Los restos de edificios volcánicos —más de 170— y de sus coladas se encuentran diseminados en un área de casi 5.000 km², dificultando el establecimiento de correlaciones estructurales o cronológicas entre los escasos tipos litológicos pre-

sentes, que corresponden a los términos más básicos de una serie muy alcalina y subsaturada. Pese al deterioro que presentan la mayoría de los aparatos volcánicos se aprecia una gran variedad geomorfológica, destacando los cráteres de origen fretomagmático. Los parámetros geoquímicos e isotópicos indican un origen profundo de estos magmas, que alcanzaron la superficie sin experimentar ningún tipo de contaminación, dada la rapidez de su ascenso.

BORDE MEDITERRÁNEO

El Sureste de la Península Ibérica está jalado por afloramientos volcánicos neógenos que se extienden desde las islas Columbretes a la de Alborán, aunque tiene su mayor representación en la franja costera situada entre el cabo de Gata y el Mar Menor, prolongándose hacia el interior en la región murciana. La mayor parte de este magmatismo es del tipo calcoalcalino, presentando una serie evolutiva muy completa (andesitas, shoshonitas, dacitas, riolitas, etcétera), en la que se incluye generalmente las rocas ultrapotásicas (lamprofíticas) de Murcia. Finalmente, existen unos episodios basálticos alcalinos más recientes (Plioceno Sup.) y escasos como los de Cofrentes y delta del Ebro.

En el volcanismo calcoalcalino parece manifestarse una polaridad geocronológica, ya que las rocas más antiguas (Mioceno Medio) se encuentran en el cabo de Gata, al sur de la zona volcánica, mientras que las edades más jóvenes corresponden a rocas de zonas septentrionales, en la región murciana. El hecho de que la polaridad geocronológica coincida con la geoquímica (enriquecimiento de K₂O hacia el norte) ha sido asociado al proceso de subducción de un fragmento de corteza oceánica bajo la región levantina ibérica en el proceso de colisión África-Europa.

La antigüedad de estas formaciones volcánicas y sus frecuentes mineralizaciones y alteración hidrotermal, así como el carácter fragmentario dominante en los materiales de origen explosivo (aglomerados y tobas) que caracterizan el volcanismo calcoalcalino, hacen

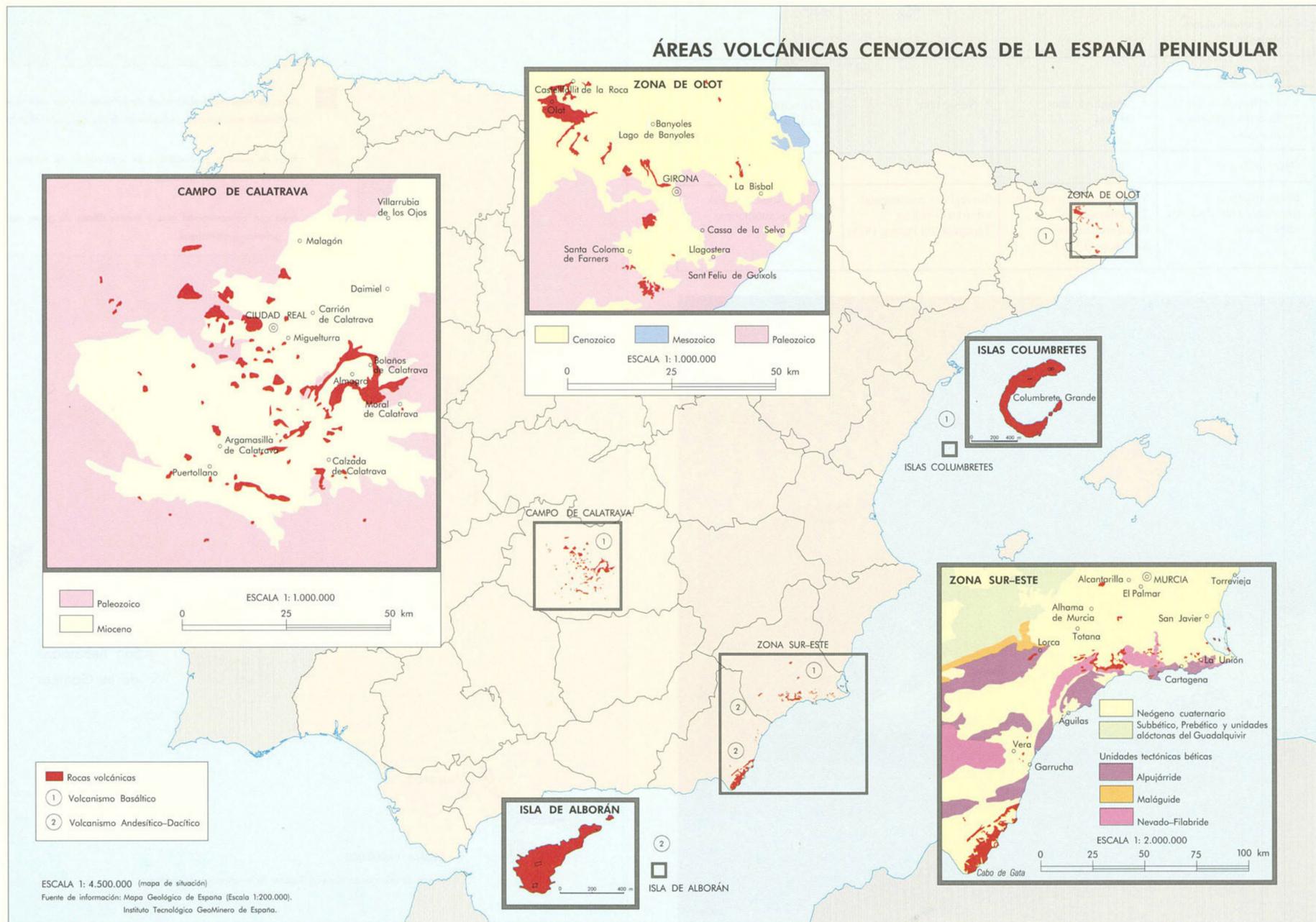


Erupción del volcán Teneguía en el año 1971 (La Palma, islas Canarias)

que los afloramientos se encuentren muy deteriorados, destacando tan sólo las escasas manifestaciones lávicas y los domos (masivos o brechoides) y diques, así como las chimeneas de las rocas ultrapotásicas.

Las islas Columbretes constituyen tan sólo la parte visible de un extenso campo volcánico de composición basáltico-andesítica que se muestra activo desde el Mioceno Inferior. El origen de este volcanismo puede estar relacionado con un proceso de *rifting* que desde el Mioceno Inferior actúa en el Mediterráneo occidental. Columbrete Grande es la mayor de este conjunto de islotes y está constituida por los restos de un edificio cónico construido en diferentes ciclos volcánicos durante el Pleistoceno Inferior.

La isla de Alborán es el único afloramiento superficial de los materiales volcánicos que constituyen parte de la cordillera del mismo nombre, que en una extensión de 180 kilómetros se extiende, de Este a Oeste, entre las estructuras en arco determinadas por las cordilleras Bética y Rifeña. Los materiales volcánicos sondeados hasta ahora en la cuenca de Alborán tienen composiciones andesíticas al igual que los de la isla de Alborán, constituida por materiales piroclásticos de emisión subaérea. El período de emisión volcánica que se manifiesta en la isla de Alborán parece bastante amplio, Mioceno Medio a Superior, según las dataciones existentes.



ISLAS CANARIAS

Las islas Canarias, situadas a menos de 100 km de la costa noroccidental africana, constituyen edificios volcánicos independientes en el talud y la plataforma continental. Pese a esta localización, en un margen continental pasivo, reflejan una larga historia magmática que se inició a principios del Terciario. Para explicar tan extraño ejemplo de prolongado y voluminoso volcanismo se ha establecido un modelo que relaciona el origen y evolución de las islas Canarias con varias fases de la expansión oceánica en el Atlántico Norte y, especialmente, con la detención de la placa africana tras su colisión con la europea.

El volcanismo canario tiene los rasgos típicos de las islas oceánicas y sus episodios magmáticos mayores corresponden a lo que se denomina genéricamente como *complejos basales*, *series basálticas antiguas* y *series recientes*. En los complejos basales, que afloran sólo en tres islas (La Palma, La Gomera y, especialmente, en Fuerteventura), aparecen sedimentos cretácicos y lavas submarinas instruidas por rocas plutónicas. Las series basálticas antiguas formaron escudos y plataformas cuyos episodios subaéreos iniciales tienen una edad específica para cada isla que se remonta al menos a la que se indica a continuación (Cantagrel, 1988): Fuerteventura 24 m.a., Lanzarote 17 m.a., Gran Canaria 14 m.a., Tenerife 16 m.a., La Gomera 10 m.a., La Palma 5 m.a., El Hierro 0,5 m.a.

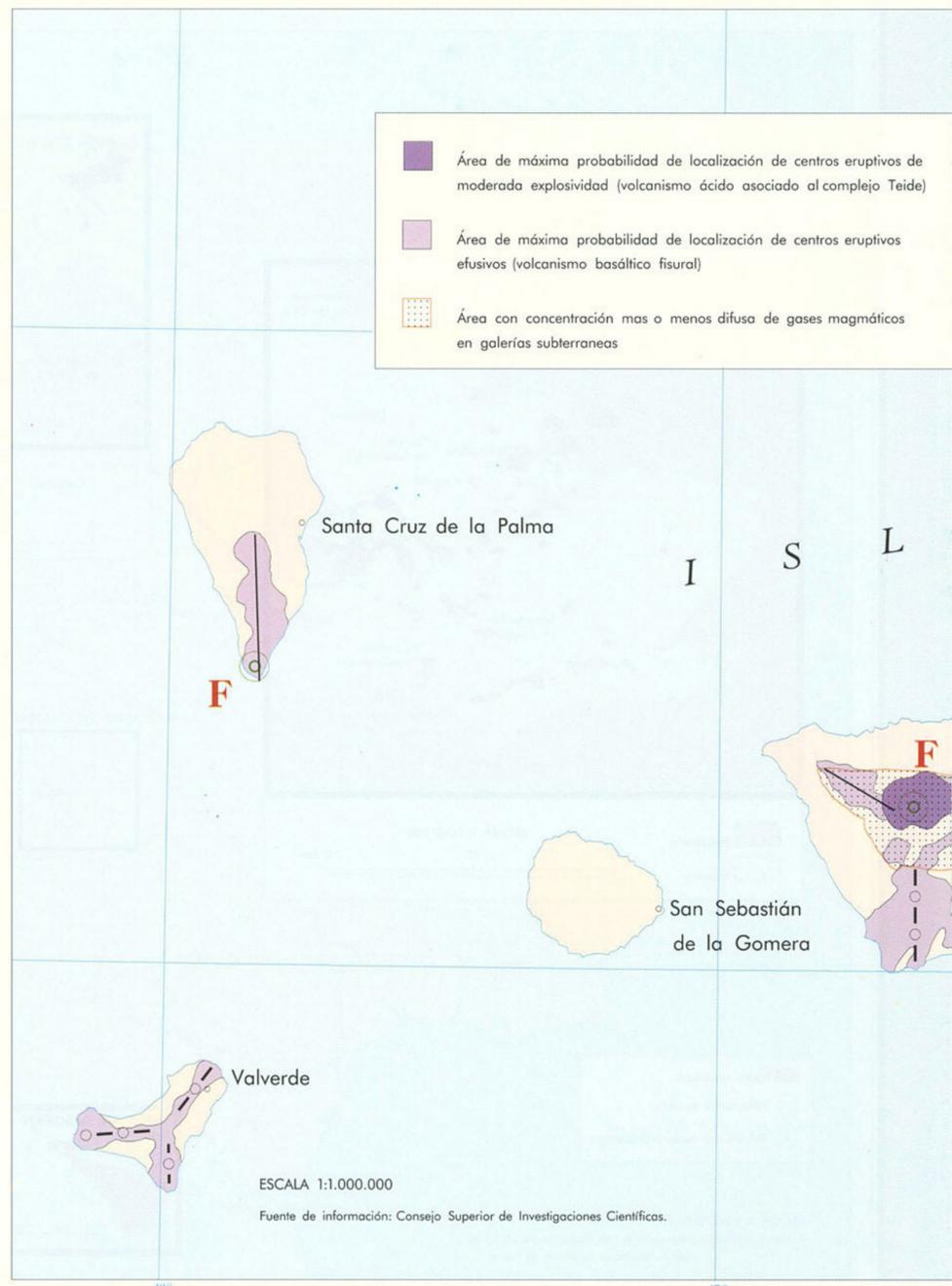
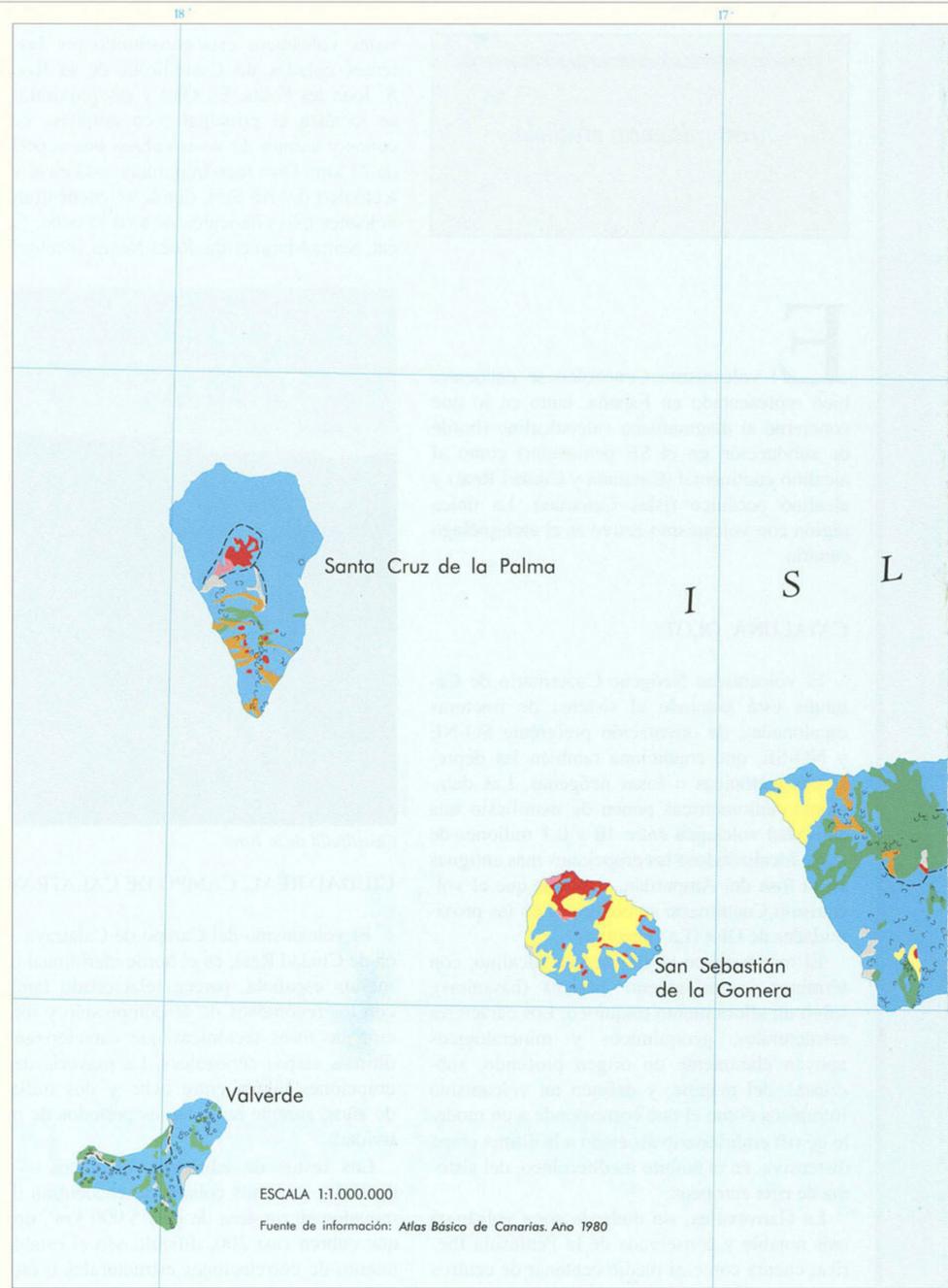
Las erupciones basálticas no se han interrumpido en ninguna isla, tras los distintos episodios que configuran las Series Antiguas y que se caracterizan por la emisión de grandes volúmenes de magma en pulsos eruptivos relativamente cortos (0,1-0,2 m.a.). Sólo en Gran Canaria y Tenerife se formaron grandes edificios centrales con abundantes manifesta-

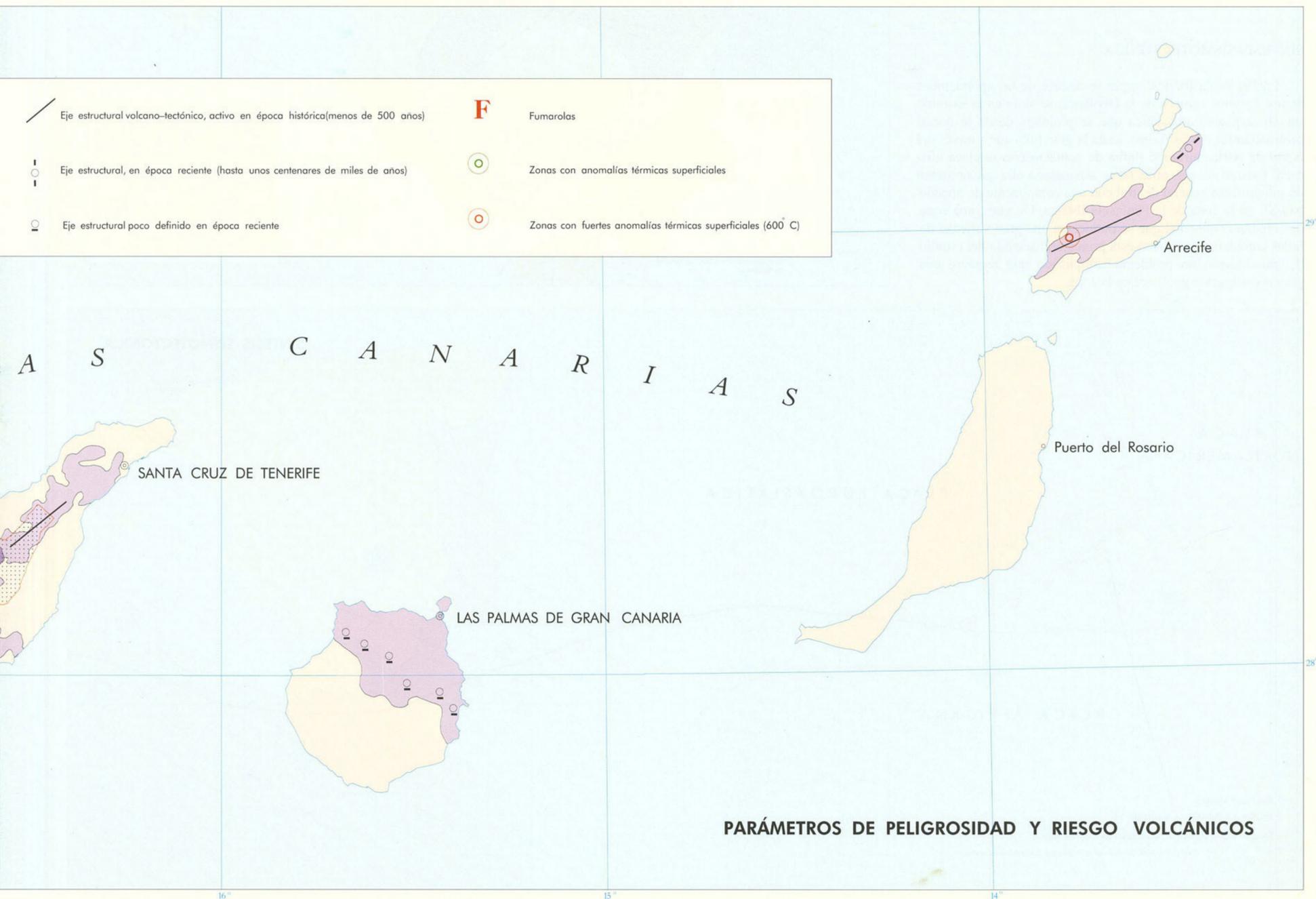
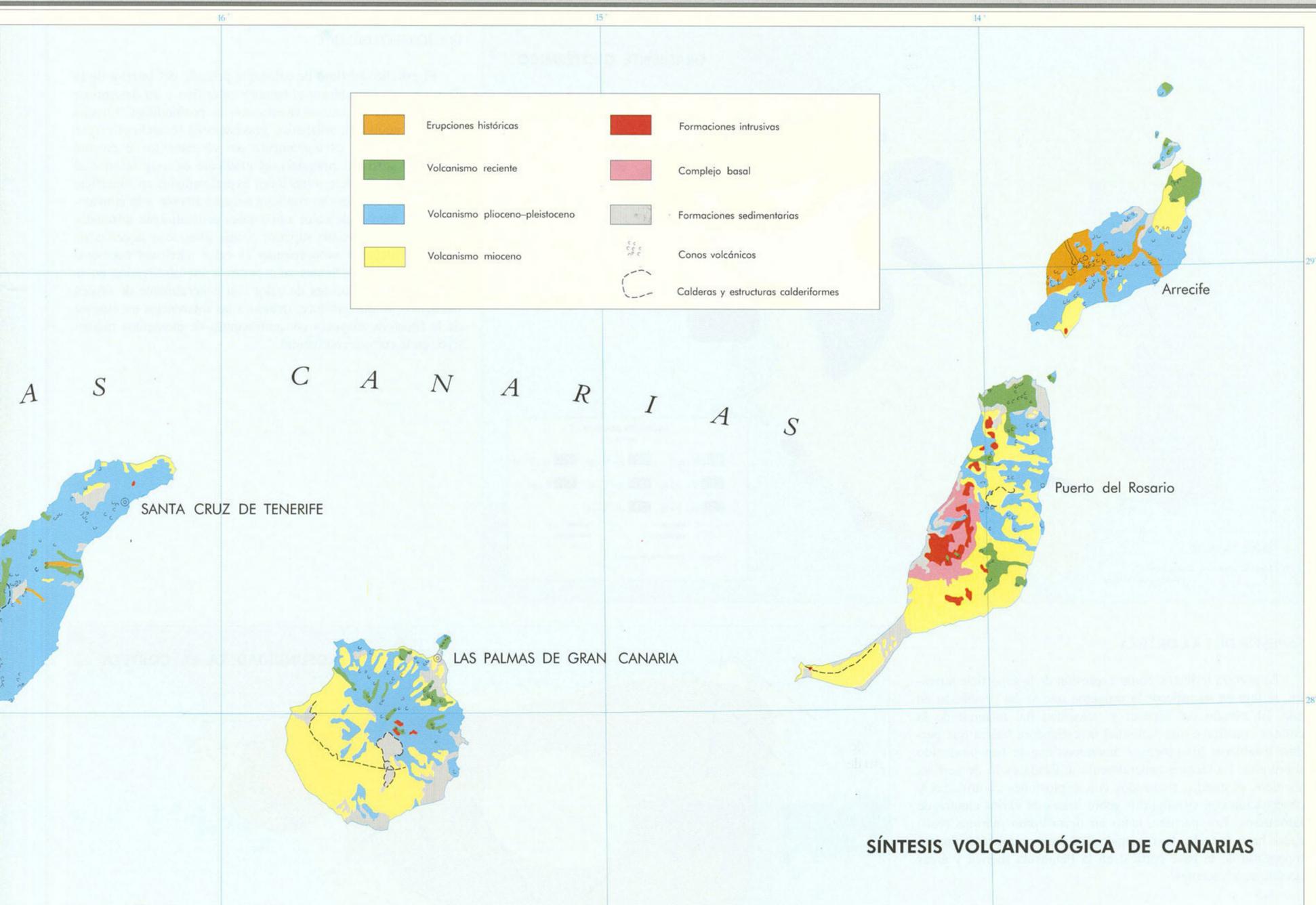
ciones traquifonolíticas, violentamente explosivas, que culminaron en la generación de calderas (Cañadas, en Tenerife; Tejeda y Roque Nublo, en Gran Canaria). Las series basálticas recientes están asociadas a volcanes que suelen alinearse siguiendo los grandes ejes volcano-tectónicos regionales o locales, constituyendo cordilleras dorsales en las islas como La Palma, El Hierro y Tenerife. Paralelamente a las erupciones basálticas dispersas de esta serie, en Tenerife se reanudó la actividad de su edificio central, formándose el gran estrato volcán Teide-Pico Viejo.

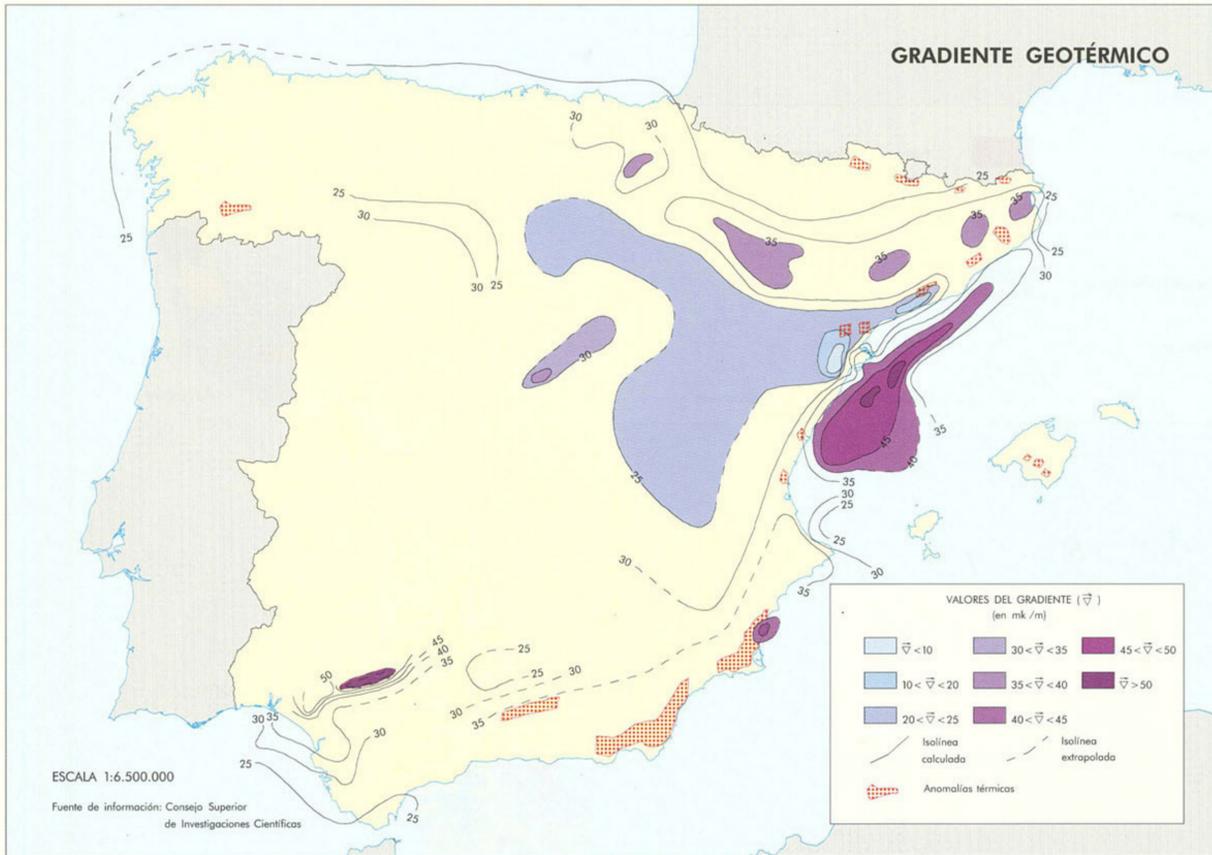
Al ciclo magmático reciente pertenecen las erupciones históricas, que suman una docena entre los años 1500 y 1971. Estas erupciones han tenido lugar en las islas de Lanzarote, Tenerife y La Palma, aunque otras erupciones prehistóricas o muy recientes han ocurrido también en El Hierro, Gran Canaria y Fuerteventura, por lo que todo el archipiélago, excepto la isla de La Gomera, puede considerarse activo. Actualmente, las únicas manifestaciones superficiales de procesos magmáticos son las anomalías térmicas localizadas en los volcanes de Timanfaya (Lanzarote), Teneguía (La Palma) y Teide (Tenerife), siendo esta última la única asociada a un campo fumaroliano estable, pero débil. De acuerdo con las características del volcanismo canario y sus más recientes manifestaciones (véase cuadro adjunto), puede decirse que el riesgo volcánico en el archipiélago es relativamente bajo. Esta evaluación concuerda con la aplicación de baremos estándar propuestos por organismos internacionales o con valoraciones económicas específicas. De hecho, los daños producidos por los volcanes históricos no han venido determinados por el peligro intrínseco de las manifestaciones eruptivas, sino por la existencia de núcleos de población próximos al volcán o en el curso de sus coladas.

PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LAS ERUPCIONES RECIENTES EN CANARIAS

Tipo de volcán	Duración/Superficie cubierta por coladas	Precursores	Localización preferente
Basáltico/monogenético* Conos estrombolianos y coladas**	Pocas semanas* 3-8 km²*	Sismicidad: días*	Ejes volcano-tectónicos y campos volcánicos holocenos en todas las islas*
<i>Excepciones</i>			
* Estratovolcán Teide ** Eventos freatomagmáticos	* Timanfaya: años 200 km²	* No siempre	* Gomera: sin actividad reciente
<i>Observaciones</i>			
Bocas eruptivas frecuentemente alineadas sobre fisuras	Volumen de lava emitido: Timanfaya 1 km³ Resto erupciones históricas: 0,3 km³	Sin registro instrumental salvo en el volcán Teneguía (La Palma, 1971)	Sin datos sobre posibles erupciones submarinas





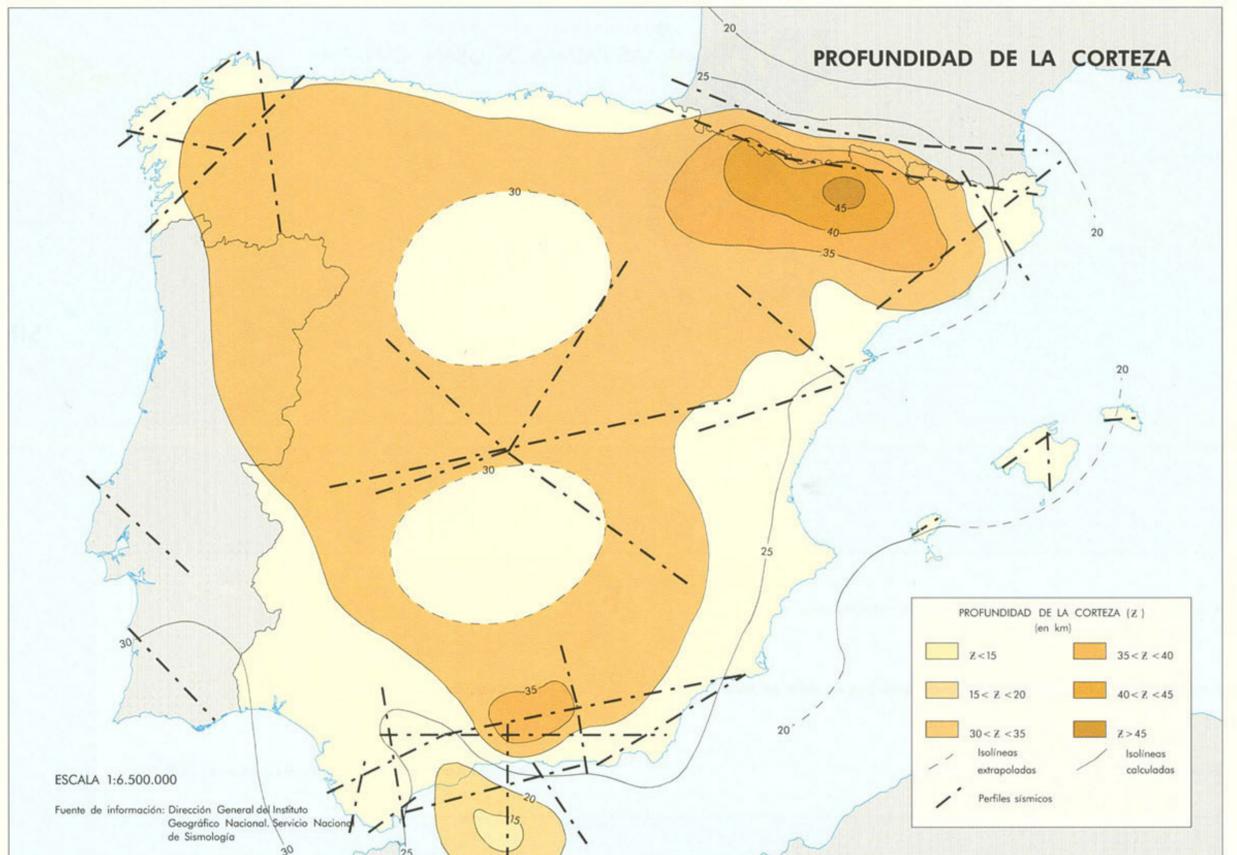


FLUJO GEOTÉRMICO

El estudio del flujo de calor que procede del interior de la Tierra permite establecer el balance calorífico y así determinar los gradientes de calentamiento con la profundidad. En una Tierra en equilibrio adiabático gravitacional (cuando el origen del calentamiento es únicamente por el aumento de presión debido al peso del material), el gradiente es muy inferior al observado en las determinaciones experimentales en superficie (30 °K/km). Este hecho conlleva necesariamente a la consideración de fuentes de calor adicionales generalmente instaladas en la corteza y manto superior y que junto con aquellas de carácter volcánico proporcionan el calor adicional necesario para conseguir gradientes semejantes a los observados en la superficie. Estas fuentes de calor son generalmente de origen radiactivo, lo que produce, debido a las diferencias en espesor de la litosfera, mayores concentraciones de elementos radiactivos en la corteza continental.

ESPESOR DE LA CORTEZA

La corteza terrestre, como expresión de la superficie terrestre, refleja en su espesor la orogenia que se ha producido en ella. El estudio del espesor y velocidad del material de la corteza constituye una actividad investigadora básica que permite establecer los procesos dinámicos que se han producido sobre ella. La técnica generalmente utilizada es la de perfiles sísmicos profundos realizados con explosiones controladas y observación con sismógrafos sobre líneas de varios cientos de kilómetros. Los perfiles, tanto en tierra como marinos realizados hasta la fecha, han arrojado datos que permiten evaluar la topografía de la base cortical en la Península Ibérica y áreas oceánicas adyacentes.



SÍNTESIS SISMOTECTÓNICA

La Península Ibérica, según se deduce de las aportaciones de los distintos campos de la Geofísica, se sitúa en el extremo sur de la placa euroasiática que se prolonga desde la dorsal centroatlántica e islas Azores hasta la gran falla que a través del Norte de África sirve de límite de contacto con la placa africana. Existen además otras fallas asociadas a ella que permiten un movimiento general dextral con una componente de presión NO-SE en la zona de la Península Ibérica. Es, pues, una zona de colisión continental que se traduce en una gran variedad de fallas complementarias con esta principal, haciendo del estudio del movimiento un problema complicado que requiere una gran investigación geofísica en la zona.



INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA

Coordinación Científica:
JULIO MEZCUA RODRÍGUEZ

Subdirector General de Astronomía y Geofísica (IGN)

Director General:
ANGEL ARÉVALO BARROSO

Jefe del Area de Cartografía Temática y Atlas Nacional:
FERNANDO ARANAZ DEL RÍO
Director del Proyecto

Subdirector General de Procesos Cartográficos:
ANGEL GARCÍA SAN ROMÁN

Coordinación General:
ALFONSO C. SANZ NÚÑEZ (IGN)

Redacción Científica:
JOSÉ MANUEL MARTÍNEZ SOLARES (IGN)
GREGORIO PASCUAL SANTAMARÍA (IGN)

Producción General:
MARÍA DOLORES ABAD MOROS (IGN)

Edición y Trazado:
JOSÉ CEBRIÁN PASCUAL (IGN)

Laboratorios y Talleres:
CARLOS CIRUELOS GUIJARRO (IGN)

Redacción Cartográfica:
GABRIEL FERNANDEZ MARTÍNEZ (IGN)
ANGEL GIL ALONSO (IGN)

ASESORES CIENTÍFICOS

Araña Saavedra, Vicente (CSIC)
Banda Tarradellas, Enrique (CSIC)
Buforn Peiró, Elisa (UCM)
Carracedo Gómez, Juan Carlos (CSIC)
Carreño Herrero, Emilio (IGN)
Catalán Pérez-Urquiola, Manuel (RIOA)
Córdoba Barba, Diego (UCM)
Dañobeitia Canales, Juan José (CSIC)
De los Ríos Menéndez, Enrique (IGN)
Estévez Rubio, Antonio (UA)
Fernández Ortiga, Manuel
Galán García, Juan (IGN)

García Rodríguez, Orestes (IGN)
Gómez Laguna, Manuel (IGN)
López Casado, Carlos (UG)
López Moreno, Carmen (IGN)
Martín Martín, Antonio Jesús (IGN)
Rueda Núñez, Juan José (IGN)
Sánchez Venero, Manuel (IGN)
Sanz de Galdeano, Carlos (CSIC)
Tejedor Peciña, José María (IGN)
Udías Vallina, Agustín (UCM)
Vegas Martínez, Ramón (UCM)
Veira Díaz, Ricardo (CSIC)

EQUIPO DE REDACCIÓN

Barrio Burgos, Carlos (IGN)
Blanco Sánchez, María José (IGN)
Chapinal Andaluz, José Antonio (IGN)
García González, Juan José (IGN)
Escobedo López, Carolina (IGN)
Llerena de la Tore, Amelia (IGN)
Marín Martínez, Víctor M. (IGN)
Medina Domínguez, Ana Isabel (IGN)
Merino del Río, Javier (IGN)
Naveiras García, Fernando (IGN)
Pérez Heras, Adolfo (IGN)

Rivas Vegas, Torcuato (IGN)
Rivero Martínez, Angel (IGN)
Ruiz Otero, Francisca (IGN)
Sánchez Ortiz, Rodríguez, M. Pilar (IGN)
Socias Ruiz, Isabel (IGN)
Vieco Ruiz, Julio Ignacio (IGN)

Corchero Nevado, Benito Eduardo (IGN)
Medina Pérez, Vicente (IGN)
Ors Iriarte, Ramón (IGN)

ORGANISMOS E INSTITUCIONES PARTICIPANTES

Departamento de Ciencias Ambientales y Recursos Naturales. Universidad de Alicante (UA)
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Universidad Complutense de Madrid (UCM)
Departamento de Física Teórica y del Cosmos. Universidad de Granada (UG)
Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid (UCM)
Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (CSIC)
Instituto de Astronomía y Geodesia. Universidad Complutense de Madrid (UCM)
Instituto de Ciencias de la Tierra «Jaime Almera» (CSIC)
Instituto de Productos Naturales y Agrobiología de Canarias (CSIC)
Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM)
Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC)
Real Instituto y Observatorio de la Armada (RIOA)

COLABORADORES

Aguilera Aguilera, Carlos (IGN)
Alarma López, Carmen (IGN)
Albert Fernández, Teresa (IGN)
Almeida Osorio, Deogracias (IGN)
Alvarez Alvarez, José (IGN)
Alvarez García, Guillermo (IGN)
Amo Manrique, Francisco Javier del (IGN)
Arqués Orobón, Miguel A. (IGN)
Barredo Montenegro, Isaac (IGN)
Camaño Herráez, José María (IGN)
Carmona García, Carmen (IGN)
Carrasco Pérez, Laura (IGN)
Carrasco Pérez, Mercedes (IGN)
Durango Sesmero, José Luis (IGN)
Echavarría D'aspet, Pilar (IGN)
Fe Marugán, Emilio (IGN)

Fuente Arenas, Francisco de la (IGN)
Gallardo Roldán, Francisco Javier (IGN)
García de Garayo y Millán, Carolina (IGN)
García Martínez, Esteban (IGN)
García Redondo, Enrique (IGN)
García Rodríguez, Juan Antonio (IGN)
García Santos, Joaquín (IGN)
Gómez Sánchez, Diego (IGN)
Grabán Martínez, Manuel (IGN)
Gutiérrez Cabañas, Pilar (IGN)
Haro Monreal, Francisco de (IGN)
Haro Monreal, Luis Rafael de (IGN)
Hernández Martínez, Consuelo (IGN)
Jack Sanz-Cruzado, Belén (IGN)
Jándula Hernández, Juan (IGN)
López Varela, Rafael A. (IGN)

Martín Vicente, Florencio (IGN)
Martínez Fernández, José Antonio (IGN)
Martínez Núñez, Emilio (IGN)
Mata Ruiz, Santiago (IGN)
Mateos Guijarro, Juan Tomás (IGN)
Mayordomo Bustos, Daniel (IGN)
Mesa Martínez, Manuel (IGN)
Millán Juncos, Fabiola (IGN)
Monje Salariagos, Javier (IGN)
Momblona Fedriani, Domingo (IGN)
Montero Guardiola, Luis Miguel (IGN)
Notario Viana, Paloma (IGN)
Nobre Godoy, María Luisa (IGN)
Ortiz Valbuena, Javier (IGN)
Ortuño Torres, Rosa María (IGN)
Parrondo González, Eugenio (IGN)
Prada González, José (IGN)

Revuelta Marbán, José (IGN)
Rosado Alcalde, María Elena (IGN)
Rosales García, Antonio José (IGN)
Rosales García, Teresa María (IGN)
Rubalcaba Bermejo, Raquel (IGN)
Sáez Pintado, María Angeles (IGN)
Salamanca Pérez, Francisco (IGN)
Sánchez Gutiérrez, Narciso (IGN)
Sánchez Melo, Víctor (IGN)
Sánchez Rosado, Luis (IGN)
Saúco Escudero, Agueda (IGN)
Tomé de la Vega, Miguel (IGN)
Valverde Nieto, Angel (IGN)
Vara Gordillo, Carmen (IGN)
Zamorano Blat, Jaime (IGN)

PRÓXIMA PUBLICACIÓN...

EDAFOLOGÍA



CONTENIDO

Mapa de Suelos
Perfiles

Rañas
Equivalencia entre
distintas clasificaciones

COMERCIALIZA:



CENTRO NACIONAL DE
INFORMACIÓN GEOGRÁFICA

Fax 5546743
Tel. (91) 5 33 38 00
General Ibáñez de Ibero, 3 - 28003 MADRID