

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

**Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
(Geofísica y Meteorología)**



TESIS DOCTORAL

**Momento dipolar del campo magnético terrestre (últimos 300 años):
aplicaciones a la paleoclimatología**

**Dipole moment of the geomagnetic field (last 3000 years) : applications
to the paleoclimatology**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Saioa Arquero Campuzano

Directores

**María Luisa Osete López
Francisco Javier Pavón Carrasco**

Madrid, 2017

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS**

**Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
(Geofísica y Meteorología)**



**Momento Dipolar del Campo Geomagnético
(últimos 3000 años). Aplicaciones a la Paleoclimatología.**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR PRESENTADA POR

Saioa Arquero Campuzano

Bajo la dirección de los doctores:

**María Luisa Osete López
Francisco Javier Pavón Carrasco**

Madrid, 2016

*A los tres engranajes de mi vida.
Para Javi, mi madre y mi padre.
Gracias, por todo.*

Índice

Agradecimientos	I
Resumen	VII
Abstract	XIII
Capítulo 1. Introducción	1
1.1. Motivación	1
1.2. Objetivos	5
1.3. Estructura de la tesis	6
Capítulo 2. Antecedentes y Estado Actual del tema	7
2.1. Bases de datos paleomagnéticos	7
2.1.1. Época Instrumental e histórica	7
2.1.2. Época Arqueológica y Geológica	10
2.1.3. La base global de datos arqueomagnéticos y volcánicos para el Holoceno (últimos 14000 años)	12
2.1.4. La base de datos arqueomagnéticos para Iberia y Canarias	13
2.1.5. Problemática de las bases de datos arqueomagnéticos y volcánicos	17
2.1.5.1. Problemas de calidad asociado al protocolo de laboratorio para la obtención de arqueointensidades	18
2.1.5.2. Criterios de calidad direccional	20
2.1.5.3. Criterios de calidad de intensidad	20
2.2. Modelado del campo magnético terrestre	23
2.2.1. Modelado Global	23
2.2.2. Modelado Local: Curvas de Variación Paleosecular	25
2.2.2.1. PSVC de Iberia	29
2.3. Aplicaciones a la Paleoclimatología	31
2.3.1. El campo geomagnético y el clima terrestre	31
2.3.1.1. Antecedentes	31
2.3.1.2. Época instrumental e histórica (10 - 100 años)	32
2.3.1.3. Época arqueológica (10 ³ - 10 ⁴ años)	34
2.3.1.4. Época Geológica (> 10 ⁴ años)	36
2.3.1.5. Principales mecanismos físicos propuestos	38
2.3.2. La actividad solar, el clima terrestre y el CMT	39
Capítulo 3. Metodología	45
3.1. Paleomagnetismo y magnetismo de rocas	45
3.1.1. Fundamentos de Paleomagnetismo	45
3.1.2. Magnetismo de rocas	48
3.1.2.1. Minerales magnéticos en materiales arqueológicos	48
3.1.2.2. Identificación de minerales magnéticos	49
3.1.3. Paleointensidad	53
3.2. Modelado del campo magnético terrestre	57
3.2.1. Modelado Global	57
3.2.2. Estimación del Momento Dipolar y Momento Dipolar Virtual	59
3.2.3. Construcción de Curvas de Variación Paleosecular	61
3.2.3.1. Relocalización de los datos	62
3.2.3.2. Construyendo la PSVC	63
3.3. Aplicaciones a la Paleoclimatología: la <i>Transfer entropy</i>	65
Capítulo 4. Resultados Paleomagnéticos	71

4.1. Cubriendo las lagunas de datos del catálogo arqueomagnético de Iberia y Canarias. Yacimientos investigados	71
4.1.1. Numancia y Ciadueña	72
4.1.2. Portugal	73
4.1.3. Islas Canarias	75
4.2. Resultados	76
4.2.1. Magnetismo de rocas en especímenes de los yacimientos de Numancia y Ciadueña	76
4.2.2. Determinación de la arqueointensidad en muestras de Portugal y Canarias. Estudio preliminar	77
4.3. Discusión: la base de datos de Iberia desde 1200 a.C. hasta la actualidad	80
4.4. Discusión: la paleointensidad de campo geomagnético en Canarias. Últimos 3000 años	85
Capítulo 5. PSVC direccional de Iberia (últimos 3000 años)	87
5.1. Evolución de los elementos direccionales del CMT en Iberia durante el primer milenio a.C	87
5.2. Una nueva PSVC direccional para la Península Ibérica. Últimos 3000 años	90
Capítulo 6. Estimación del DM: Medidas vs Modelado	95
6.1. Efecto no dipolar	96
6.2. Efecto regional	98
6.2.1. Promedio regional del V(A)DM a escala continental usando una base de datos homogénea	98
6.2.2. Promedio regional del V(A)DM a escala continental usando una base de datos sintéticos cuya distribución espacio-temporal es más parecida a una distribución de datos paleomagnéticos	103
6.3. Efecto regional indirecto	105
6.4. ¿Cuál es la mejor estrategia para investigar la evolución del momento dipolar?	107
Capítulo 7. Modelo global del CMT basado en datos evaluados con criterios de calidad	109
7.1. Bases de datos y criterios de calidad	110
7.2. Reconstrucciones del campo geomagnético a partir de diferentes bases de datos	114
7.3. Análisis de las bases de datos. Test sintéticos	117
7.4. Esquema de pesado	119
7.5. Reconstrucción geomagnética para los últimos 3000 años a partir de una base de datos adecuadamente pesada: el modelo global SHAQ3k	121
7.6. Evolución del campo geomagnético en los últimos 3000 años a partir del modelo SHAQ3k	125
7.6.1. Comportamiento regional	125
7.6.2. Evolución del momento dipolar	130
7.6.3. Poder espectral y variación secular del poder espectral	132
7.6.4. Evolución en el CMB. El máximo Europeo en torno al 800 d.C. y el surgimiento de la SAA	133
Capítulo 8. Aplicaciones a la Paleoclimatología	137
8.1. Estudio de la relación entre la SAA y el GSL (últimos 300 años)	137
8.2. Estudio de la corrección de la TSI por el DM (últimos 2000 años)	144
Conclusiones y perspectivas de futuro	151
Conclusions and outlook	155
Apéndices	159
Apéndice A	161
Apéndice B	165
Apéndice C	169
Referencias	173

Agradecimientos

A lo largo de estos meses me he preguntado muchas veces qué escribiría cuando este intenso viaje llegase a su recta final. Al principio pensé en hacer algo divertido, con ligeros toques de sentimentalismo. Luego decidí que lo mejor era no salirme de la norma establecida y hacer lo que hace todo el mundo. Esta idea me duró apenas unos milisegundos. ¡¡No salirme de la norma establecida y no hacer nada diferente!! ¡¡Pero cómo es posible que se me hubiese ocurrido algo así!! La siguiente idea que se me ocurrió fue la definitiva. Espero que os guste.

Un viaje. Para mí, el haber acabado de escribir la tesis significa una parada más de un viaje que, espero, me lleve a cumplir mis sueños. Pero todo viaje requiere un medio de transporte, y todo medio de transporte necesita un combustible. Ese combustible son las personas a las que quiero agradecer haber llegado a la estación de destino a tiempo.

En primer lugar, a mis directores de tesis. Marisa y Javi.

Marisa. Mi relación con Marisa es muy especial para mí. Yo no pensaba que nuestra relación fuera a ser así cuando empezamos esta aventura. No nos conocíamos. Pero el café une a las personas. Y yo lo agradezco muchísimo. Haberla conocido más ha sido muy importante para mí. Creo que las dos hemos aprendido la una de la otra, y el vínculo que nos une es profundo. Me siento muy afortunada de haberla tenido como directora de tesis. La tengo un respeto enorme. Creo que es a la persona que más respeto dentro del ámbito científico, por lo que su opinión siempre ha sido y será muy importante para mí. He aprendido muchas cosas de ella: observando, escuchando, discutiendo, riendo,... todo lo que hemos vivido juntas me ha hecho valorar, ahora más que nunca, nuestra relación. Muchas gracias, de corazón.

Javi. Al comienzo de este trabajo, Javi estaba en Roma, por lo que mi relación con él era a través de *Skype* y *Gmail*. Era un poco complicado. Pero luego, fui a Roma. En ese punto, empezamos a tener una relación más personal y nos hicimos amigos. Me presentó a sus amigos de allí: Giovi, Maria Grazia, Matteo, Cata, Chiara, Maria, Andrea, Erica, Antonio, Sabina, Julio, Isa; a ellos les agradezco el haberme tratado tan bien en mis estancias italianas. También agradezco a Angelo el haberme hecho partícipe de sus proyectos e ideas. Es un placer haberles conocido. Javi siempre me ha ofrecido oportunidades para mejorar y poder continuar mi viaje. Le agradezco profundamente el billete "espacial" que me ofreció.

En segundo lugar, a mis amigos del trabajo.

Sara. Si tuviera una hermana mayor, sería ella. Es una persona genial, brutalmente sincera, brutalmente buena. Con ella he hablado de todo, desde que aterricé en el despacho 213 hasta ahora. Me ayudó con la integración inicial, cuando sólo estábamos Juan, Sara y yo (con Juan coincidí poco tiempo, pero recuerdo que estaba acabando la tesis cuando yo llegué, así que ahora me identifico con él en cierto sentido). Y a partir de entonces, siempre ha estado ahí. Preguntando, escuchando, compartiendo parte de nuestras vidas. Muchas gracias por todo.

Javi Carmona. Llegó poco después de que se fuera Juan. Con él he compartido charlas de política en las que arreglábamos el mundo en media hora, junto con Sara, como no podía ser de otro modo. Si nos hubieran hecho caso, la situación en la ciencia, la investigación y la política actual sería completamente diferente.

Alberto. Si Sara es como la hermana mayor que nunca tuve, Alberto es mi hermano menor. Le adopté como tal casi en cuanto entró. Le tengo mucho cariño. Y eso que a veces me pone de los nervios (no voy a volver a jugar con él a un juego que él sabe bien a no ser que no haya más remedio). Nos lo hemos pasado bien. En los congresos (siempre te defenderé en la historia del candado), en la Semana de la Ciencia, durante el traumático

cambio de mobiliario, cuando ordenamos, cuando planificamos la composición del laboratorio,... Y, lo prometido es deuda, estarás aquí cuando defienda la tesis.

José y Mercedes. Os quiero agradecer que siempre estéis ahí para escucharme, por hacer dulces que animan el espíritu (Mercedes) y por ofrecer su ayuda cada día (José). Muchas gracias por todos los buenos momentos que hemos pasado y por cuidar la planta tan bien cuando estuve en la France.

Ali, Vicente Carlos y Miriam. A Ali la quiero agradecer cómo es. Porque es como la madre de todos. Nos alienta cuando lo necesitamos y aprieta las tuercas cuando es preciso. Muchas gracias por ser así y por haberte portado tan bien conmigo. A Carlitos le quiero agradecer las veces que me ha hecho reír y que para él no hay nadie invisible. Siempre intenta hablar con todo el mundo, porque de todos se puede aprender algo. A Miriam, porque siempre ha sido muy amable conmigo, aún cuando no nos conocíamos. Le agradezco sobre todo el haberme presentado a Gemma en Rennes, a quien también agradezco esta tesis porque gracias a ella me lo pasé genial en mi estancia francesa. También he de dar las gracias a Annick, Pierrick y los tres Phillipe por haberme acogido como parte del grupo durante mis dos meses de estancia allí.

Fátima y Ana. Muchas gracias por las risas y los cotilleos, las especulaciones y las teorías extrañas. Me lo he pasado muy bien con vosotras, y siempre he podido contar con vuestra ayuda cuando la he necesitado. Gracias Fátima por tus clases de magnetismo de rocas.

Victor, Gregg, Aida, Enós, Andrea, Serena, David, Javi F, Marta C, Mariano, Marta R, Izarra, Sara R, Jorge, Jon, Carlos, Rosa, Maurizio, Diego, Belén, Michel, Elisa, Carlos Yagüe, Lucía, Salva, y al resto del Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Por las charlas de pasillo, las burocracias compartidas, las clases impartidas y las organizaciones de congresos. También quiero agradecer a parte del Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica II, especialmente a *Marisa Montoya y Fidel*, porque gracias a ellos me "picó el gusanillo" de la investigación en el campo de la Paleoclimatología, que, gracias a Marisa Osete y Javi, he podido unir con mi otra línea de investigación favorita, el Paleomagnetismo.

Elena y Álvaro. Gracias por estar ahí, compartiendo la dura y engorrosa burocracia del doctorado. Y a Álvaro, ¡¡también la burocracia de la carrera y del máster!! También le agradezco al grupo de Facebook de Becas FPI 2012, por tantas dudas burocráticas que me ha ayudado a resolver.

En tercer lugar, a mis amigos de la carrera.

Laura, Violeta y Miguel. La física nos unió y ahí seguimos desde entonces. Es cierto que no nos vemos tanto como deberíamos porque no hacemos más que irnos de España. La investigación no es fácil en este país, queda demostrado en este grupo. Pero sin ciencia no hay futuro, y hay que luchar por ello. Os quiero agradecer vuestra visita sorpresa a Roma el año pasado. Me hizo mucha ilusión, os echaba de menos.

Irene V, Irene G, Laura. El máster nos unió y ahí seguimos desde entonces. Las Geofísicas en Acción. No os juzgaré, Irenes, por haber vendido vuestra alma a las petroleras, porque os tengo cariño, pero lo dejaré aquí escrito para la posteridad. Os quiero agradecer nuestras quedadas de cotilleos, porque son la esencia de nuestra relación.

En cuarto lugar, a mis amigos de toda la vida.

Pablo, Javi CS, Iris. Llevamos juntos desde el colegio. Ya ha llovido desde entonces. Os quiero un montón. No os querría más si fueseis de mi familia, porque para mí sois mi familia. Muchas gracias por estar siempre ahí y porque, aunque vosotros no lo sepáis, me distéis ánimos y energía cuando el cansancio me vencía.

Por último, quiero agradecer a mi familia todo lo que han hecho por mí estos años. Lo duro que ha sido para nosotros, con los hospitales y las operaciones de los abuelos, las veces que pensábamos que ya estaba (cuando los árboles y las amapolas hacían acto de presencia). Muchas gracias por estar siempre ahí, a pesar de todo. Por apoyarme en la tesis aunque había cosas más importantes por las que preocuparse.

A mi abuela, por aguantar, por ser tan fuerte.

A mi abuelo, por cuidar y atender con la máxima devoción.

A mi padre, por estar ahí siempre. Siempre. No me ha fallado ni una sola vez. Él dice que yo seré el apoyo de su vejez, pero para mí él es uno de los engranajes de mi vida.

A mi madre, porque sin ella yo no sería quién soy. La debo todo. Todo. Hemos pasado por muchas cosas juntas y hemos luchado siempre, por todo lo que vale la pena luchar. Es el segundo engranaje de mi vida.

A Javi, el tercer engranaje de mi vida. Ya no recuerdo el tiempo en el que no estábamos juntos. Sin él, yo no habría sabido la cantidad de cosas que sé ahora de mí, ni habría podido cambiar para ser mejor persona.

A los tres engranajes de mi vida les dedico esta tesis, y todo mi viaje, que espero que compartan conmigo.

*Caminante, son tus huellas
el camino, y nada más;
caminante, no hay camino,
se hace camino al andar.*

Extracto de Proverbios y Cantares XXIX

Antonio Machado

El presente trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad gracias al programa de Formación de Personal Investigador BES-2012-052991 asociado al proyecto de investigación CGL2011-24790. Gracias al programa de ayudas complementarias para Estancias Breves en el extranjero también he podido realizar dos estancias en el Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) de Roma (Italia) (EEBB-I-14-09023 y EEBB-I-15-10151), y una en el laboratorio de Paleomagnetismo de Géosciences-Rennes (Francia) (EEBB-I-16-11338).

*[Science] is not perfect. It can be misused. It is only a tool.
But it is by far the best tool we have, self-correcting, ongoing,
applicable to everything. It has two rules. First: there are no sacred truths;
all assumptions must be critically examined; arguments from authority are worthless.
Second: whatever is inconsistent with the facts must be discarded or revised.[...]
The obvious is sometimes false; the unexpected is sometimes true.*

Carl Sagan

Resumen

Introducción

Para dar respuesta a las preguntas más relevantes dentro del campo de las Ciencias de la Tierra, como cuál es el origen del campo magnético terrestre, si estamos actualmente en un proceso de inversión del campo geomagnético y qué consecuencias podría tener sobre la vida humana, o si existe una relación entre el campo geomagnético y el clima, primero hay que preguntarse si nuestro conocimiento actual de la evolución pasada del campo magnético terrestre es lo suficientemente realista como para sacar conclusiones robustas, al menos para los últimos tres milenios.

La evolución del campo geomagnético en el pasado se conoce gracias a las reconstrucciones globales, regional y locales que se realizan a partir de los datos instrumentales (de satélites y observatorios), históricos y, para épocas más antiguas, paleomagnéticos. Lamentablemente, la base de datos paleomagnéticos está muy pobremente distribuida espacio-temporalmente, incluso en el periodo con más datos disponibles, los últimos 3000 años. Su efecto en la seguridad con la que conocemos el campo geomagnético en el pasado y su cuantificación serían de vital importancia para dar respuesta a las preguntas con la que comenzamos esta sección. Además, la evolución del campo geomagnético en el pasado no es únicamente utilizada en el marco del Geomagnetismo, sino que existen múltiples aplicaciones a otras disciplinas. En esta tesis nos centraremos en dos de sus aplicaciones al campo de la Paleoclimatología: si existe una relación entre el campo geomagnético y el clima; y las correcciones por el campo geomagnético realizadas sobre los ritmos de producción de isótopos cosmogénicos en la atmósfera terrestre para determinar las reconstrucciones de actividad solar de los últimos 2000 años, usadas en modelos de variabilidad climática para reconstruir el clima del pasado.

Objetivos

A continuación se detallan los objetivos principales del presente proyecto de tesis doctoral:

1. Evaluación de las actuales metodologías empleadas en la estimación del momento dipolar del campo magnético terrestre para los últimos 3000 años. Cuantificación de sus principales limitaciones: efecto no dipolar, efecto regional y regional indirecto.
 - a. Cuantificar el efecto no dipolar, ya que los datos proporcionan valores del campo total, no sólo de los términos dipolares.
 - b. Cuantificar el efecto regional debido a la distribución heterogénea de los datos, tanto temporal como espacial.
 - c. Cuantificar el efecto regional indirecto, es decir, el efecto de la heterogeneidad de la base de datos de entrada en la construcción de modelos globales del campo geomagnético.
2. Determinación de la mejor metodología de estimación del momento dipolar geomagnético en la actualidad: promediado a partir de datos paleomagnéticos (momento dipolar virtual) o modelado global.
3. Mejora de la actual base de datos arqueomagnética, en particular la de arqueointensidad, de Iberia y de las Islas Canarias. Actualización de la curva de variación paleosecular de Iberia para los últimos 3000 años.

4. Construcción de un nuevo modelo global del campo geomagnético para los últimos 3000 años que tenga en cuenta la calidad de la actual base de datos paleomagnético. Diseño de un esquema de pesado objetivo que asigne mayor peso a los datos de mayor calidad. El momento dipolar obtenido a partir de dicho modelo será el más robusto generado hasta la fecha.
5. Aplicaciones a la Paleoclimatología: la *Transfer Entropy* en Ciencias de la Tierra.
 - a. Optimización del cálculo de la *Transfer Entropy* en Ciencias de la Tierra.
 - b. Análisis de la conexión clima-campo magnético terrestre: estudio de la relación entre la extensión de la Anomalía del Atlántico Sur (SAA por sus siglas en inglés, *South Atlantic Anomaly*) y el aumento del nivel global del mar (GSL por sus siglas en inglés, *Global Sea Level*).
 - c. Evaluación de la corrección de los registros del ritmo de producción de radionúclidos cosmogénicos por el campo geomagnético. Análisis de la *transfer entropy* entre el campo geomagnético y las reconstrucciones de la irradiancia solar total usados en los modelos climáticos más utilizados.

Resultados

Objetivo 1:

La influencia del efecto no dipolar en las estimaciones actuales del momento dipolar es menor que el error paleomagnético actual, por lo que puede considerarse despreciable.

Sin embargo, el efecto regional ha puesto de relieve que la contribución cuadrupolar y octupolar son fundamentales a nivel regional y que podrían afectar a las actuales estimaciones del momento dipolar geomagnético a partir del promediado directo de los datos. Un esquema de pesado regional es completamente necesario si se desea obtener una estimación adecuada del momento dipolar empleando la metodología del promediado. No obstante, esto requiere que cada región disponga de una buena cantidad de datos, ya que la presente heterogeneidad de la base de datos paleomagnéticos (últimos 3000 años) distorsiona la evaluación del momento dipolar (efecto regional indirecto).

Objetivo 2:

La comparación entre el promediado global, el promediado global con esquema de pesado y el modelado global en una base de datos sintética construida a partir del modelo instrumental IGRF-11 (Finlay et al., 2010) ha demostrado que, con la base de datos de los últimos 3000 años, la mejor metodología para estimar el momento dipolar geomagnético es el modelado global.

Objetivo 3:

Se ha realizado una recopilación de datos de Iberia de los últimos 3000 años. Se ha colaborado en la adquisición de 3 nuevos datos de arqueointensidad y un nuevo dato direccional de los yacimientos de Numancia y Ciadueña (Soria, España) pertenecientes a los siglos III y I a.C. Así como en la obtención de 33 datos direccionales de Portugal enmarcados en la segunda Edad del Hierro, una época de la que no se disponía de información arqueomagnética en Iberia. También se presenta un estudio preliminar de arqueointensidad en 9 de estos 33 hornos y hogares, con resultados bastante robustos y acordes con los modelos regionales para Europa Occidental.

El aumento de la base de datos de Iberia para el primer milenio antes de Cristo ha sido crucial para conocer la evolución del campo geomagnético en dicha región, ya que en el año 2006, cuando se presentó el primer catálogo de datos para Iberia (Gómez-Paccard et al., 2006a), no existía información paleomagnética de yacimientos prerromanos. Los nuevos datos, junto con los publicados desde el año 2006 en Iberia, norte de Marruecos y sur de Francia han dado pie a la actualización de la curva de variación paleosecular de Iberia para los últimos 3000 años.

La base de datos de arqueointensidad de las Islas Canarias también se ha completado con el primer estudio de arqueointensidad realizado sobre 6 cerámicas y un sedimento de cenizas provenientes de la cultura guanche presente en la isla hasta el siglo XV.

Objetivo 4:

Se ha generado el primer modelo global, que se ha llamado SHAQ3k, para los últimos 3000 años, basado en datos arqueomagnéticos y volcánicos, mediante un esquema de pesado de datos de calidad. Los resultados obtenidos reafirman la necesidad de aumentar la base de datos del Hemisferio Sur. Se ha obtenido una disminución del momento dipolar durante los últimos 3000 años, que también ha sido observado por el resto de modelos globales basados en datos arqueomagnéticos y volcánicos.

Uno de los resultados más interesantes obtenidos gracias al modelo presentado en esta tesis es la aparición de un mínimo de intensidad en la superficie de la Tierra en el Hemisferio Sur y a bajas latitudes en torno al año 1000 a.C. que se desplaza rápidamente hacia el oeste en los siguientes 1500 años, para estabilizarse sobre la región central y sur de África en torno al año 500 d.C., donde comienza a crecer. Esta característica no se había visto hasta ahora en el resto de modelos globales, y podría arrojar luz sobre el origen de una de las características del CMT más importantes de la actualidad, la aparición de la SAA. También se ha observado que, a partir del año 1000 – 1500 d.C. el mínimo de intensidad en superficie que estaba creciendo sobre África comienza a desplazarse hacia el oeste de nuevo, dando lugar a lo que hoy en día se conoce como SAA. Asimismo, se ha observado un lóbulo de flujo inverso en la superficie manto – núcleo externo, que se considera el precursor de la SAA. Es importante destacar que todos estos resultados han sido obtenidos usando exclusivamente datos arqueomagnéticos y volcánicos, lo que demuestra su gran potencial para ver las principales características del CMT.

Objetivo 5:

Se ha sistematizado una metodología nueva, la *transfer entropy* (Schreiber, 2000), para estudiar la relación entre las series temporales del campo geomagnético y el clima. Basada en la dinámica no lineal, esta herramienta estadística de la teoría de la información mide la independencia existente entre dos series temporales, es decir, mide el flujo de información que se transmite entre dos series que involucren el tiempo, así como el sentido en el que este flujo de información se produce.

La aplicación de la *transfer entropy* a la serie de la extensión de la SAA sobre la superficie terrestre y el aumento de la GSL ha dado como resultado una transferencia de información preferentemente desde las anomalías de la SAA a las de la GSL, con un intervalo menor a un año y con un nivel de confianza mayor al 90%.

Existe una transferencia de información entre el momento dipolar derivado de los modelos arqueomagnéticos y las reconstrucciones de la irradiancia solar basadas en registros de ^{10}Be . Esto se traduce en que la corrección del ritmo de producción de los radionúclidos del ^{10}Be por el campo magnético terrestre se ha subestimando. Es decir, han sido erróneamente asignadas a la variabilidad solar fluctuaciones del registro isotópico

que están relacionadas con variaciones geomagnéticas. Se deberían corregir los registros isotópicos por reconstrucciones del campo geomagnético más realistas, como la que se ha obtenido en el presente trabajo.

Conclusiones

El análisis de las principales metodologías de estimación del momento dipolar geomagnético de los últimos 3000 años nos ha proporcionado información sobre la mejor manera de calcularlo, así como una evaluación cuantitativa de los efectos que actualmente afectan a su determinación. Se ha observado que el efecto más influyente es la distribución espacial y temporal de la base de datos paleomagnéticos de los últimos 3000 años. Especialmente la contribución cuadrupolar y octupolar son fundamentales a nivel regional y podrían afectar a las estimaciones del momento dipolar geomagnético si se usa el procedimiento de promediado sin tener en cuenta un esquema regional de pesado adecuado. Este estudio ha destacado el modelado global como es la mejor manera de estimar la evolución del momento dipolar.

El aumento en las últimas décadas de la base de datos de Iberia con nuevos datos arqueomagnéticos, sobretodo en el primer milenio antes de Cristo (alguno de ellos presentados en la presente tesis doctoral), ha permitido la actualización de la PSVC direccional para los últimos 3000 años. La evolución temporal de la curva está de acuerdo con las predicciones dadas por modelos regionales y globales para la misma zona, pero aún existe una importante falta de datos en el periodo tardorromano – Alta Edad Media.

Dada la distribución actual de datos global y la dispersión observada especialmente en la base de datos de arqueointensidad, en esta tesis se ha generado un nuevo modelo global para los últimos 3000 años que establece por primera vez un sistema de pesado acorde a la calidad del dato paleomagnético. Para ello se ha evaluado la actual base de datos paleomagnéticos para los últimos 3000 años y se ha realizado una clasificación en función del protocolo de laboratorio y el número de especímenes usado en las medidas. Mediante el diseño de un esquema de pesado implementado en el proceso de modelado, por el cual los datos de calidad pesan más en el modelo que el resto de la base de datos, obtenemos el modelo SHAQ3k. Este nuevo modelo nos proporciona no solo una estimación del momento dipolar que consideramos más robusta que los determinados por otros modelos globales, sino también permite analizar algunos de los rasgos fundamentales del campo geomagnético, como son la evolución de su estructura y geometría tanto en la superficie de la Tierra como en el límite manto-núcleo externo. Como la evolución de la SAA, observando ya desde el año 1000 d.C. un lóbulo de flujo inverso en la componente radial del CMT, que se apunta como principal precursor de esta anomalía. También se ha observado en superficie la evolución desde el año 1000 a.C. de un mínimo de intensidad que podría arrojar luz sobre el origen de la SAA.

El uso de la *transfer entropy* como herramienta de medida del flujo de información entre series geomagnéticas y climáticas abre nuevas perspectivas al campo, más allá de las tradicionales correlaciones directas. Se ha probado su potencial en el estudio de la dependencia existente entre el crecimiento de la SAA y el aumento del nivel del mar en los últimos 300 años, así como en la evaluación de la corrección del ritmo de radionúclidos cosmogénicos por el campo geomagnético. Se ha observado que esta corrección puede llegar a estar subestimada en las actuales reconstrucciones de irradiancia solar que involucran al ^{10}Be , linealmente dependientes de la actividad solar, y que se usan como forzamiento externo en los modelos climáticos.

Publicaciones relacionadas con esta tesis en las que el autor ha participado (se ha subrayado la autora de la tesis doctoral)

a) Publicaciones SCI

Campuzano, S.A., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L. (*in prep*) A new geomagnetic field model for the last 3k years based on archaeomagnetic and volcanic data with high quality criteria.

Campuzano, S.A., De Santis, A., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Qamili, E. (2016) Transfer Entropy between South Atlantic Anomaly and Global Sea Level for the last 300 years, Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., doi: 10.5194/nhess-2016-56 (in press)

Campuzano, S.A., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L. (2015) Non-dipole and regional effects on the geomagnetic dipole moment estimation, Pure Appl. Geophys., 172, 91-107.

Osete, M.L., Chauvin, A., Catanzariti, G., Jimeno, A., Campuzano, S.A., Benito-Batanero, J.P., Tabernero-Galán, C., Roperch, P. (2016) New archaeomagnetic data recovered from the study of celtiberic remains from central Spain (Numantia and Ciadueña, 3rd-1st BC). Implications on the fidelity of the Iberian palaeointensity database. Phys. Earth Planet. Inter., 260, 74-86.

Palencia-Ortas, A., Osete, M.L., Campuzano, S.A., McIntosh, G., Larrazabal, J., Sastre, J., Rodríguez-Aranda, J. (*in prep*) Evolution of the Earth's magnetic field in Iberia from Late Bronze Age to Roman Times: New Iberian archeomagnetic data. Phys. Earth Planet. Inter.

b) Capítulos de libro internacionales

Osete, M.L., Campuzano, S.A., Molina-Cardín, A., Palencia, A., Carmona, J., McIntosh, G., Larrazabal, J. (*in press*) On the reliability of archaeomagnetic dating in Iberia. Two case studies from Portugal and Spain, Cambridge Publications.

Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Campuzano, S.A., McIntosh, G., Martín-Henández, F. (2015) Recent developments in Archeomagnetism: the story of the Earth's past magnetic field (Chapter of the book: New Developments in Paleomagnetism Research), 99-158, Nova Science Publishers, Inc., NY (USA), ISBN: 978-1-63483-129-1.

c) Otras publicaciones

Campuzano, S.A., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L. (2016) Modelos globales del campo magnético terrestre para los últimos 3000 años: discrepancias según las bases de datos usadas, Geotemas, 16 (1).

Campuzano, S.A., Osete, M. L., Molina-Cardín, A., Carmona, J., Pavón-Carrasco, F.J. (2016) Aportaciones de la Arqueología al estudio del campo magnético terrestre durante la Segunda Edad del Hierro (Actas de las IV Jornadas de Jóvenes Investigadores del Valle del Duero), Glyphos Publicaciones, ISBN: 978-84-944018-7-9.

Carmona, J., Osete, M.L., Campuzano, S.A., Pavón-Carrasco, F.J., Larrazabal, J. (2016) El Arqueomagnetismo como técnica de datación: Ejemplo de estudio en Fonte do Milho (Peso da Régua, Portugal), un poblado de la Segunda Edad del Hierro e inicios del Imperio (Actas de las IV Jornadas de Jóvenes Investigadores del Valle del Duero), Glyphos Publicaciones, ISBN: 978-84-944018-7-9.

Molina-Cardín, A., Osete, M.L., Campuzano, S.A., Carmona, J., McIntosh, G., Sastre, J.C. (2016) Estudio arqueomagnético en el yacimiento de El Castellón (Zamora) (Actas de las IV Jornadas de Jóvenes Investigadores del Valle del Duero), Glyphos Publicaciones, ISBN: 978-84-944018-7-9.

Osete, M.L., Campuzano, S.A., Pavón-Carrasco, F.J., Palencia-Ortas, A., McIntosh, G., Catanzariti, G. (2016) La Curva de Variación Paleosecular de Iberia (últimos 3000 años). Estado actual y perspectivas de futuro, Geotemas, 16 (1).

Abstract

Introduction

In order to answer the most relevant questions in the field of Earth Sciences, i.e. what is the origin of the Earth's magnetic field, if a process of reversal of the geomagnetic field is currently occurring and what consequences might have on human life, or if there is a relation between the geomagnetic field and past climate, first we must know if our current knowledge of the past evolution of the Earth's magnetic field is realistic enough to draw robust conclusions, at least for the last three millennia.

The evolution of the geomagnetic field in the past is known thanks to the global, regional and local reconstructions from the instrumental data (from satellites and observatories), historical and, for older times, palaeomagnetic data. Unfortunately, the palaeomagnetic database is very poorly distributed in space and time, even for the period with the most data available: the last 3000 years. Its effect on the accuracy of our knowledge on the geomagnetic field in the past and its quantification would be of vital importance to answer the question with which we start this section. In addition, the past evolution of the geomagnetic field is not only used in the framework of Geomagnetism, but also in other disciplines. In this thesis we will focus on two of its applications in the field of Palaeoclimatology: if there is a connection between the geomagnetic field and the climate in the past; and the corrections by the geomagnetic field carried out on the rates of production of cosmogenic radionuclides in the atmosphere used to determine the reconstructions of solar activity of the last 2000 years, and in climate variability models to reconstruct the climate of the past.

Objectives

Below, the main objectives of this thesis are detailed:

1. To evaluate the dipole moment estimation for the last 3000 years using different methodologies and to quantify their main limitations: non-dipole effect, regional effect and indirect regional effect.
 - a. To quantify the non-dipole effect, because of the data provide values of the full field, not only take into account the dipole contributions.
 - b. To quantify the regional effect due to the heterogeneous distribution of data, both temporal and spatial.
 - c. To quantify the indirect regional effect, that is to say, the effect of the heterogeneity of the input database in the global reconstructions of the geomagnetic field.
2. To determine the best methodology to estimate the geomagnetic dipole moment: by averaging from palaeomagnetic data (virtual dipole moment) or by global modelling.
3. To update the recent archaeomagnetic database, in particular the archaeointensity database, of Iberia and Canary Islands. Thanks to the new set of data, a new palaeosecular variation curve of Iberia for the last 3000 years will be obtained.
4. To perform a new global geomagnetic field model for the last 3000 years, which takes into account the quality of the recent palaeomagnetic database. In the modelling approach, a weighting scheme will be

applied for the first time, giving more weight to the quality data. The dipole moment obtained from this model represents the most robust until now.

5. Applications to the Palaeoclimatology: the Transfer Entropy in Earth Sciences.
 - a. Optimization of the calculation of the Transfer Entropy in Earth Sciences.
 - b. Analysis of the connection between climate and geomagnetic field: study of the relation between the extent of the South Atlantic Anomaly (SAA) and the rise of the Global Sea Level (GSL).
 - c. Evaluation of the correction of the records of the rate of cosmogenic radionuclides production for the geomagnetic field. Analysis of the transfer entropy between geomagnetic field and the reconstructions of the total solar irradiance used in the most used climate models.

Results

Objective 1:

The influence of the non-dipole effect in the recent estimations of the dipole moment is less than the classical palaeomagnetic errors, and it is considered negligible.

The regional effect has demonstrated that the quadrupole and octupole contributions are fundamental at regional level and could affect to the recent estimations of the dipole geomagnetic moment by using the averaging procedure. A regional weighting scheme is completely necessary if reliable dipole moment estimations are required. However, this scheme requires a significant quantity of data in each region, due to the heterogeneity in the distribution of palaeomagnetic data for the last 3000 years, which makes difficult the evaluation of the dipole moment (indirect regional effect).

Objective 2:

The comparisons between the global average, the global average with regional weighting scheme and the global modelling using a synthetic database from the instrumental model IGRF-11 (Finlay et al., 2010) have shown that the best methodology to estimate the geomagnetic dipole moment is the global modelling when one uses the current database for the last 3000 years.

Objective 3:

A review of the Iberian database for the last 3000 years has been carried out. This PhD thesis has contributed in the new acquisition of three archaeointensity data and a directional data in the Numancia and Ciadueña sites (Soria, Spain) dated in the 3rd and 1st BC centuries, 33 directional data coming from hearts and ovens from Portugal (in the archaeological sites of Castelinho, Crestelos, Olival Poço da Barca, Fonte do Milho), an area without archaeomagnetic data up to now, dated in the second Iron Age. In this last site, a preliminary archaeointensity study on 9 of these structures has been performed, with results in agreement to the regional models and the secular curve of Western Europe.

These new data in the Iberian database for the first millennia before Christ have been an important key to know the geomagnetic field evolution in this region, because no data were available for this prerroman period in the last Iberian data compilation of 2006 (Gómez-Paccard et al., 2006a). The new data presented here, along with

the published data from 2006 to the present in Iberia, France and Morocco, have arisen to the updating of the directional Palaeosecular Variation Curve for Iberia for the last 3000 years.

Archaeointensity database of the Canary Island have also been completed with the first archaeointensity study on 6 fragments of ceramic and a compacted ashy sediment coming from Guanche culture of the island from century 15th.

Objective 4:

A global model of the Earth's magnetic field for the last 3000 years based on archaeomagnetic and volcanic data, which introduces for the first time a weighting scheme on quality data, has been generated. The model has been called SHAQ3k. The results confirm the need to increase the number of data coming from the Southern Hemisphere. A decrease long-term time variation of the dipole moment during the last 3000 years has been obtained, which has also been seen by other global models based on archaeomagnetic and volcanic data.

One of the most interesting results of the SHAQ3k model is the appearance of a minimum of intensity on Earth's surface in the Southern Hemisphere and low latitudes around 1000 BC which moves to west in the next 1500 years stabilizing over central and southern Africa around the year 500 AD, where it begins to grow. This feature has not been seen so far in the other global models, and could shed light on the origin of one of the most important characteristics of CMT nowadays: the appearance of the SAA. It has also been observed that from the year 1000 to 1500 A.D. the minimum intensity on Earth's surface that was growing on Africa begins to move westward again, giving rise to the SAA. Also, there has been a reverse flow patch in the core-mantle boundary, which is considered the precursor of the SAA. These results have been obtained using exclusively archaeomagnetic and volcanic data with an adequate weighting scheme, demonstrating its great potential to see the main features of CMT.

Objective 5:

A new methodology has been applied, the transfer entropy (Schreiber, 2000), to study the relationship between the time series of the geomagnetic field and climate. Based on nonlinear dynamics, this statistical tool based on information theory measures the existing independence between two time series, i.e. measures the flow of information transmitted between two series involving time and the sense of this information flow.

The application of the transfer entropy to the extension of SAA on the surface and increasing the GSL has resulted in an information transfer preferably from SAA to GSL anomalies, with a time interval of one year or less, and a level of confidence greater than 90%.

On the other hand, we have also observed that there is also a transfer of information between the dipole moment derived from palaeomagnetic models and reconstructions based solar irradiance records, which are based on ¹⁰Be. This means that the correction of the rate of production of radionuclide of ¹⁰Be by geomagnetic field has been underestimated. That is, it is possible that geomagnetic field fluctuations have been erroneously assigned to solar variability. The rate of production of cosmogenic radionuclides should be corrected by more reliability geomagnetic field reconstructions, such as that obtained in the present work.

Conclusions

The study of the main methodologies for estimating the geomagnetic dipole moment for the last 3000 years has given us information about the best approach to calculate it, as well as a quantitative assessment of the

effects currently affecting their determination. It has been observed that the most influential effect is the poorly spatial and temporal distribution of palaeomagnetic database for the last 3000 years. Especially the quadrupole and octupolar contributions are fundamental in local and regional scales, and could affect estimations of the geomagnetic dipole moment if the averaging process is carried out without a regional weighting scheme. This study has highlighted the global modelling as the best methodology to estimate the evolution of geomagnetic dipole moment.

The new archaeomagnetic data, in which this PhD thesis has worked, have covered one of the most important gaps in the Iberian database: the first millennium BC. These data along with the rest of the already published data have allowed us the updating of the directional PSVC of Iberia for the last 3000 years. The temporal evolution of the curve is in good agreement with the predictions given by regional and global models in this area, but there is still a significant lack of data in the late Roman period - Early Middle Ages.

Given the current temporal and spatial global data distribution and the dispersion observed especially in the archeointensity database, in this PhD thesis a new global model for the last 3000 years with a weighing scheme according to the quality of palaeomagnetic data has been generated. For it, the current palaeomagnetic database has been classified and weighted according to the laboratory protocol and the used number of specimens. We have designed a weighting scheme which is implemented in the modelling process, by which the weight of the quality data is 10 times higher than the rest of the data's weight. The new model, called SHAQ3k, provides not only an estimate of the dipole moment that we consider more robust than those determined by other global models, but also it could be used to analyse the evolution of its structure and geometry both on surface as on the core-mantle boundary. And also the evolution of the SAA: a reverse flow patch is observed in the radial component of CMT since 1000 AD, which is targeted as the main precursor of this anomaly. The evolution of a minimum of intensity since 1000 BC has also been observed on surface, which could shed light on the origin of the SAA.

The use of transfer entropy as a tool for measuring the flow of information between geomagnetic and climate time series opens new perspectives to this field, beyond traditional direct correlations. Its potential has been tested in the study of the dependence between the growth of the SAA and sea level rise for the last 300 years, as well as evaluating the correction on the rate of cosmogenic radionuclides by the geomagnetic field. It has been observed that this correction can be underestimated in the current reconstructions of solar irradiance, linearly dependent on solar activity and used as an external forcing in climate models.

Publications related to this thesis in which the author has participated (underlined)

a) Publications SCI

Campuzano, S.A., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L. (*in prep*) A new geomagnetic field model for the last 3k years based on archaeomagnetic and volcanic data with high quality criteria.

Campuzano, S.A., De Santis, A., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Qamili, E. (2016) Transfer Entropy between South Atlantic Anomaly and Global Sea Level for the last 300 years, Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., doi: 10.5194/nhess-2016-56 (in press)

Campuzano, S.A., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L. (2015) Non-dipole and regional effects on the geomagnetic dipole moment estimation, Pure Appl. Geophys., 172, 91-107.

Osete, M.L., Chauvin, A., Catanzariti, G., Jimeno, A., Campuzano, S.A., Benito-Batanero, J.P., Tabernero-Galán, C., Roperch, P. (2016) New archaeomagnetic data recovered from the study of celtiberic remains from

central Spain (Numantia and Ciadueña, 3rd-1st BC). Implications on the fidelity of the Iberian palaeointensity database. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 260, 74-86.

Palencia-Ortas, A., Osete, M.L., Campuzano, S.A., McIntosh, G., Larrazabal, J., Sastre, J., Rodriguez-Aranda, J. (*in prep*) Evolution of the Earth's magnetic field in Iberia from Late Bronze Age to Roman Times: New Iberian archeomagnetic data. *Phys. Earth Planet. Inter.*

b) International Book Chapters

Osete, M.L., Campuzano, S.A., Molina-Cardín, A., Palencia, A., Carmona, J., McIntosh, G., Larrazabal, J. (*in press*) On the reliability of archaeomagnetic dating in Iberia. Two case studies from Portugal and Spain, Cambridge Publications.

Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Campuzano, S.A., McIntosh, G., Martín-Henández, F. (2015) Recent developments in Archeomagnetism: the story of the Earth's past magnetic field (Chapter of the book: *New Developments in Paleomagnetism Research*), 99-158, Nova Science Publishers, Inc., NY (USA), ISBN: 978-1-63483-129-1.

c) Other publications

Campuzano, S.A., Gómez-Paccard, M., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L. (2016) Modelos globales del campo magnético terrestre para los últimos 3000 años: discrepancias según las bases de datos usadas, *Geotemas*, 16 (1).

Campuzano, S.A., Osete, M. L., Molina-Cardín, A., Carmona, J., Pavón-Carrasco, F.J. (2016) Aportaciones de la Arqueología al estudio del campo magnético terrestre durante la Segunda Edad del Hierro (Actas de las IV Jornadas de Jóvenes Investigadores del Valle del Duero), Glyphos Publicaciones, ISBN: 978-84-944018-7-9.

Carmona, J., Osete, M.L., Campuzano, S.A., Pavón-Carrasco, F.J., Larrazabal, J. (2016) El Arqueomagnetismo como técnica de datación: Ejemplo de estudio en Fonte do Milho (Peso da Régua, Portugal), un poblado de la Segunda Edad del Hierro e inicios del Imperio (Actas de las IV Jornadas de Jóvenes Investigadores del Valle del Duero), Glyphos Publicaciones, ISBN: 978-84-944018-7-9.

Molina-Cardín, A., Osete, M.L., Campuzano, S.A., Carmona, J., McIntosh, G., Sastre, J.C. (2016) Estudio arqueomagnético en el yacimiento de El Castellón (Zamora) (Actas de las IV Jornadas de Jóvenes Investigadores del Valle del Duero), Glyphos Publicaciones, ISBN: 978-84-944018-7-9.

Osete, M.L., Campuzano, S.A., Pavón-Carrasco, F.J., Palencia-Ortas, A., McIntosh, G., Catanzariti, G. (2016) La Curva de Variación Paleosecular de Iberia (últimos 3000 años). Estado actual y perspectivas de futuro, *Geotemas*, 16 (1).

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

Para dar respuesta a las preguntas más relevantes dentro del campo del Geomagnetismo, como cuál es el origen del campo magnético terrestre, si estamos actualmente en un proceso de inversión del campo geomagnético y qué consecuencias podría tener sobre la vida humana, debemos conocer la evolución del campo en el pasado. Más aún, una de las preguntas todavía abiertas en el marco de las Ciencias de la Tierra es si existe una relación entre el campo magnético de la Tierra y el clima en el pasado. Muchos científicos se han hecho esta pregunta a lo largo de las últimas décadas. El debate ha sido intenso y, aún hoy no existe un consenso en la respuesta (Wollin et al., 1971; Bucha, 1976, 1978; Rampino, 1979; Worm, 1997; Yamazaki & Oda, 2002; Courtillot et al., 2007, 2008; Bard & Delaygue, 2008; De Santis et al., 2012; Thouveny et al., 2004; Gallet et al., 2005; Kitaba et al., 2013; Rossi et al., 2014). Sin embargo, antes de abordar esta cuestión cabe preguntarse ¿realmente conocemos la evolución pasada del campo magnético terrestre lo suficiente como para poder dar una respuesta definitiva a todas estas preguntas?

La evolución temporal pasada del campo magnético terrestre (o campo geomagnético, CMT) se conoce gracias a la información direccional (declinación, D , e inclinación, I) y de intensidad (F) del vector campo magnético, medida en puntos situados sobre la superficie terrestre. La inversión del problema permite obtener reconstrucciones de la evolución del CMT a escala global o regional (modelado geomagnético). Y el ajuste de los datos proporciona, a escala local, curvas de Variación Secular o Paleosecular (PSVC, por sus siglas en inglés, *Palaeosecular Variation Curve*). El tipo de medidas usado depende de la escala temporal en la cual se reconstruya el CMT. Denotamos por medidas directas aquellas obtenidas a partir de instrumentos localizados en observatorios geomagnéticos (últimos 120 años aproximadamente) o en satélites (últimos 60 años), e indirectas aquellas basadas en la capacidad que tienen algunos materiales (con contenido en minerales ferromagnéticos) de almacenar la información del CMT que actuó en el momento de su formación o su último proceso de enfriamiento, durante largos periodos de tiempo (escala geológica). A estos últimos datos se los denomina datos paleomagnéticos. Existen varios procesos por los cuales se puede adquirir esta remanencia. La termorremanencia (TRM) se adquiere cuando un material sometido a un calentamiento se enfría por debajo de su temperatura de bloqueo en presencia de un campo magnético externo, como el CMT (Butler, 1998). Los datos arqueomagnéticos, procedentes de estructuras arqueológicas calentadas, y los datos volcánicos, procedentes de flujos de lava históricos, adquieren su remanencia de esta manera y son los materiales objeto de estudio de esta tesis. A partir de dichas medidas indirectas podremos conocer en mayor o menor detalle la evolución espacial y temporal del CMT durante los últimos milenios.

Esta tesis centra su estudio en los últimos 3000 años, que corresponde al periodo de tiempo donde la base de datos paleomagnéticos se encuentra mejor distribuida, con un 83% del total de los datos arqueomagnéticos y volcánicos que han registrado el campo geomagnético durante el Holoceno (aproximadamente los últimos 14000 años, ver Figura 1.1).

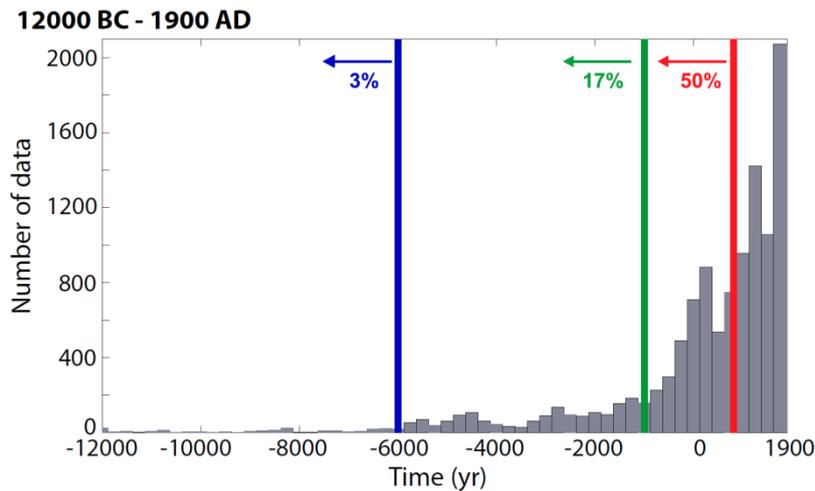


Figura 1.1. Distribución temporal de la base de datos arqueomagnéticos y volcánicos para los últimos 14000 años. Los porcentajes indican la cantidad de datos existentes desde el año 12000 al 6000 a.C. (en azul), entre el 12000 y el 1000 a.C. (en verde) y entre el 12000 a.C. y el 1000 d.C. (en rojo). Adaptada de Pavón-Carrasco et al. (2014a).

A partir de los datos paleomagnéticos se puede calcular el momento dipolar del CMT en el pasado. En la actualidad, el campo dipolar representa más del 90% del campo geomagnético total observado en la superficie. Una estimación robusta del momento dipolar resulta fundamental para múltiples campos de estudio. Por ejemplo, es indispensable para constreñir las simulaciones de la geodinamo (e.g. Glatzmaier & Roberts, 1995; Christensen et al., 2010), que nos permiten conocer los procesos que tienen lugar en el núcleo externo de la Tierra, donde se genera el CMT. Se necesita también para corregir el ritmo de producción de radionúclidos cosmogénicos (PRC) que se generan en la atmósfera terrestre debido a la entrada de rayos cósmicos galácticos (e.g. Roth & Joos, 2013; Steinhilber et al., 2009; Snowball & Muscheler, 2007). Esta información posteriormente se utiliza para reconstruir la actividad solar de los últimos 2000 años. También resulta fundamental para eliminar el efecto del campo magnético terrestre en las dataciones radiométricas.

Actualmente existen dos maneras de estimar el momento dipolar. La primera de ellas es calculando el momento dipolar virtual puntual (VDM; por sus siglas en inglés, *Virtual Dipole Moment*) directamente a partir de los datos paleomagnéticos, y a continuación, promediando globalmente; y la segunda es determinando el momento dipolar (DM, por sus siglas en inglés, *Dipole Moment*) a partir de los tres primeros coeficientes de Gauss de un modelo global del CMT. El principal problema de ambas metodologías estriba en el hecho de que la base de datos arqueomagnéticos y volcánicos no se encuentra distribuida de manera uniforme por toda la superficie terrestre, ni siquiera durante los últimos 3000 años (recordemos que era el intervalo de tiempo con mayor número de datos en el Holoceno), por lo que es posible que los resultados representen en exceso comportamientos regionales de las zonas con mayor cantidad de datos. En la Figura 1.2 se puede observar la distribución espacial de la base de datos paleomagnéticos para los últimos 3000 años. La mayor parte de los datos se encuentra en el Hemisferio Norte, en particular en la región europea, mientras que el Hemisferio Sur permanece prácticamente inexplorado, especialmente África y Oceanía.

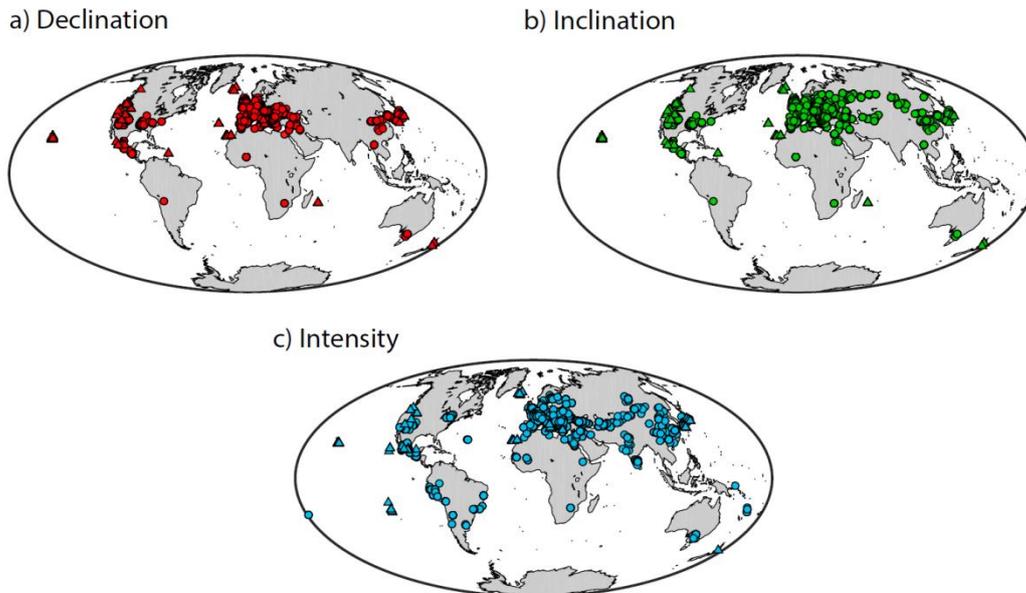


Figura 1.2. Distribución espacial de datos de a) declinación, b) inclinación, c) intensidad procedentes de materiales arqueológicos (círculos) y lavas volcánicas (triángulos) de los últimos 3000 años.

A nivel local también se observan deficiencias notables en la distribución temporal de los datos. La base de datos direccional de Iberia, por ejemplo, presenta dos importantes lagunas en el primer milenio antes de Cristo y entre los siglos VI y X d.C. (Figura 1.3). Cabe destacar también los escasos datos entre los años 1600 y 1700.

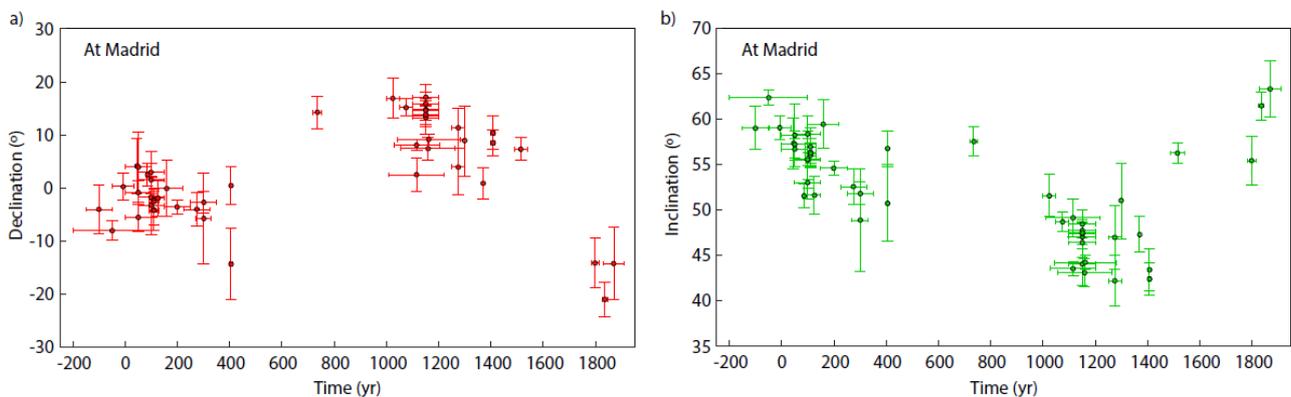


Figura 1.3. Datos de a) declinación y b) inclinación de la Península Ibérica para los últimos 3000 años relocalizados a las coordenadas de Madrid (40.4°N, 3.7°O), procedentes de la compilación de Gómez-Paccard et al. (2006a).

A escala global, se han propuesto algunas soluciones para tratar de minimizar los efectos de la falta de homogeneidad espacial y temporal de la base de datos paleomagnéticos sobre el cálculo del momento dipolar. Genevey et al. (2008) propusieron un nuevo método para calcular el VDM, utilizando un esquema de pesado regional previo al promediado global, cuyo objetivo final era evitar el sesgo producido por las regiones con mayor cantidad de datos (i.e. Europa), mostrando una mejora significativa en la estimación del VDM. Por otra parte, el modelado global incorpora matrices de regularización espacial y temporal durante el proceso de modelado para dar cuenta de este problema (ver por ejemplo, Korte & Constable, 2003, 2005a, 2011; Korte et al., 2009, 2011; Pavón-Carrasco et al., 2014a). Sin embargo, cabría preguntarse ¿podemos calcular qué porcentaje de error introducen estas limitaciones en las bases de datos sobre el cálculo final del DM y del VDM? Y, de ser así, ¿se

podría determinar la metodología más adecuada para obtener una estimación robusta del momento dipolar para los últimos 3000 años?

La base de datos de paleointensidad presenta otro problema adicional a la falta de homogeneidad espacial y temporal: se ha observado una gran dispersión en algunas regiones y épocas (ver Figura 1.4). En Europa Occidental, por ejemplo, una de las zonas con mayor cantidad de datos, se observa una amplia dispersión, especialmente durante el periodo Romano, con variaciones en intensidad de hasta un 100% (Chauvin et al., 2000). Como han argumentado diversos autores (e.g. Chauvin et al., 2000; Bowles et al., 2002; Genevey et al., 2008; Gómez-Paccard et al., 2008) estas discrepancias se podrían explicar en su mayor parte por el uso de técnicas no suficientemente fiables en los experimentos de laboratorio (ver Genevey et al., 2008 para una revisión exhaustiva). Recordemos que el principal problema en las estimaciones de paleointensidad es que se basan en la asunción de que la magnetización de las muestras es proporcional al campo geomagnético presente en el momento de su último enfriamiento (Thellier, 1938; Néel, 1955; Thellier & Thellier, 1959), algo que ocurre para conjuntos ideales de granos monodominio. Pero la magnetización de las muestras naturales no siempre está asociada a granos monodominio (Dunlop, 2011).

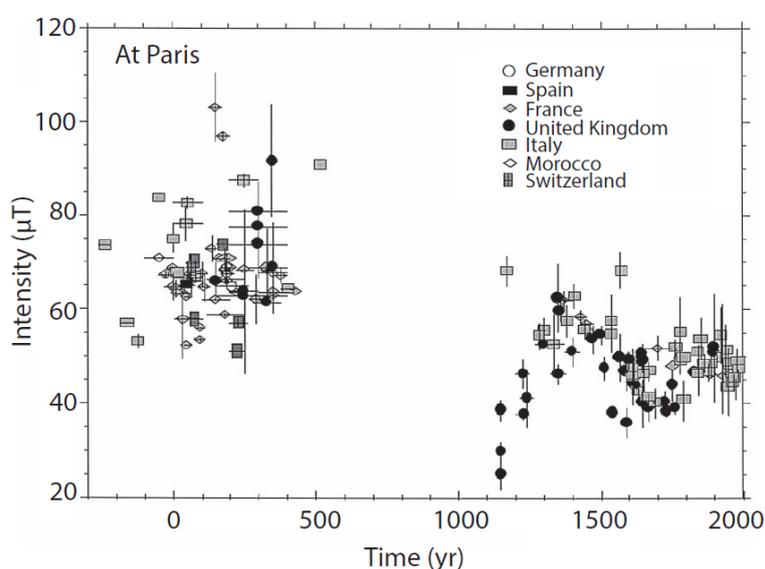


Figura 1.4. Compilación de los datos de paleointensidad disponibles en Europa Occidental, relocalizados a la latitud de París. Adaptada de Chauvin et al. (2000).

Dado que el momento dipolar es proporcional a la intensidad del CMT, la falta de confianza en este parámetro afecta especialmente a la robustez con la que se conoce el momento dipolar y, por tanto, la evolución del CMT en el pasado. Algunos autores han abordado este problema estableciendo una serie de criterios de calidad, basados en el protocolo de laboratorio y en el número de especímenes usados para calcular el valor medio final de intensidad presentado en las bases de datos (ver por ejemplo Pavón-Carrasco et al., 2014b), para destacar los datos de intensidad más consistentes y robustos de la base de datos. Por tanto, la siguiente pregunta que se podría plantar sería ¿se puede realizar una reconstrucción global del CMT que tenga en cuenta esta clasificación de calidad en la base de datos de entrada? El momento dipolar calculado a partir de este modelo representaría uno de los más fiables hasta la fecha.

Por tanto, obtener una estimación suficientemente fiable del momento dipolar implica conocer cuál es la metodología más adecuada para estimarlo, contar con una base de datos robusta (para lo cual debe ser capaz de destacar los datos de calidad por encima de los que no lo son y debe aumentar el número de datos en regiones y épocas con especiales deficiencias) y conseguir modelos globales del CMT lo suficientemente robustos.

Y, por último, una vez conocida la evolución del campo magnético terrestre en el pasado con suficiente precisión, las siguientes preguntas a las que pretendemos dar respuesta en esta tesis son: ¿Se podría implementar alguna metodología capaz de evaluar las conexiones entre el CMT y el clima desde una perspectiva nueva? ¿Han influido los modelos geomagnéticos en las reconstrucciones de la actividad solar pasada?

1.2. Objetivos

Como ya vimos en la sección anterior, uno de los principales problemas en la estimación del momento dipolar es la falta de homogeneidad en la base de datos paleomagnéticos de los últimos 3000 años. Existen importantes deficiencias dependiendo de la región y época de estudio. En Iberia los principales problemas se encuentran en el primer milenio antes de Cristo, donde apenas existen datos disponibles (ver Gómez-Paccard et al., 2006a). El primer objetivo de esta tesis es contribuir a **mejorar la base de datos arqueomagnética de Iberia**. Para ello se han realizado nuevos estudios arqueomagnéticos en estructuras pre-romanas. En concreto se han investigado en España los yacimientos arqueológicos de Numancia y Ciadueña (III a I a.C.) y en Portugal los yacimientos de Castelinho y Crestelos (XII a I a.C.). Con estas nuevas investigaciones se pretende, además, **actualizar la PSVC de Iberia de los últimos 3000 años**.

El segundo objetivo es **cuantificar los 3 problemas del cálculo del momento dipolar geomagnético**: 1) el efecto dipolar, basado en el hecho de que los datos usados para determinar el momento dipolar están afectados por todas las contribuciones del campo, no sólo la dipolar, 2) el efecto regional, debido a la distribución actual de la base de datos paleomagnéticos, que presenta escasez de datos tanto espacial como temporalmente, especialmente de intensidad y 3) el efecto regional indirecto, ya que la base de datos paleomagnéticos también se usa como datos de entrada en el proceso de modelado del CMT. En definitiva pretendemos determinar cuál es la metodología óptima para estimar el momento dipolar geomagnético.

El tercer objetivo, será la **construcción de un nuevo modelo global que tenga en cuenta la calidad de los datos arqueomagnéticos y volcánicos**. Y, estimar, a partir de este modelo, el momento dipolar.

El cuarto objetivo de la tesis será **desarrollar una metodología nueva que aporte más información sobre las relaciones entre diferentes pares de series temporales CMT-clima**, no basada en correlaciones directas como los trabajos que se han realizado hasta el momento. La metodología se basará en la dinámica no lineal a través de una herramienta de la teoría de la información relativamente reciente, la **transfer entropy** (Schreiber, 2000). Esta herramienta es capaz de determinar la existencia de un flujo de información entre dos sistemas en los cuales se involucre el tiempo y, asimismo, la dirección en la que este flujo se transporta. Como aplicación de la técnica utilizaremos una relación ya sugerida por De Santis et al. (2012) entre el área de extensión de la anomalía del Atlántico Sur (SAA) y el crecimiento del nivel global del mar (GSL) y veremos si existe una dependencia entre las anomalías de ambas series, así como el sentido en el que se produce.

El quinto y último objetivo de esta tesis será el **uso de la transfer entropy para determinar si la producción de radionúclidos cosmogénicos (PRC), generados por la entrada de rayos cósmicos galácticos a la atmósfera terrestre, está bien corregida por el efecto del CMT**. Como ya se ha mencionado, debido a que el ritmo de PRC está en parte controlado por el CMT (e.g. Snowball & Muscheler, 2007), la hipótesis de partida es que, si las reconstrucciones solares actualmente usadas en los modelos paleoclimáticos están bien corregidas, la transferencia de información entre el momento dipolar geomagnético (usado para corregir) y la irradiancia solar total (linealmente dependiente a la actividad solar) debe ser despreciable. En caso contrario, significaría que el papel del CMT está siendo subestimado en estos trabajos.

1.3. Estructura de la Tesis

La presente tesis se dividirá en 8 capítulos, separados en tres bloques principales: Antecedentes y estado actual del tema (Capítulo 2), Metodología (Capítulo 3) y Resultados (Capítulos 4 – 8). El presente Capítulo 1 corresponde a la Introducción, donde se detallan la motivación y los objetivos principales de la tesis.

Dada la diversidad de la temática abarcada, cada uno de los bloques principales se dividirá, a su vez, en tres secciones:

- a. Paleomagnetismo
- b. Modelado del CMT
- c. Aplicaciones a la Paleoclimatología

Este esquema se mantendrá a lo largo de toda la tesis, con pequeñas variaciones en los títulos de las secciones. La estructura principal de la tesis queda esquematizada en el diagrama de la Figura 1.5.

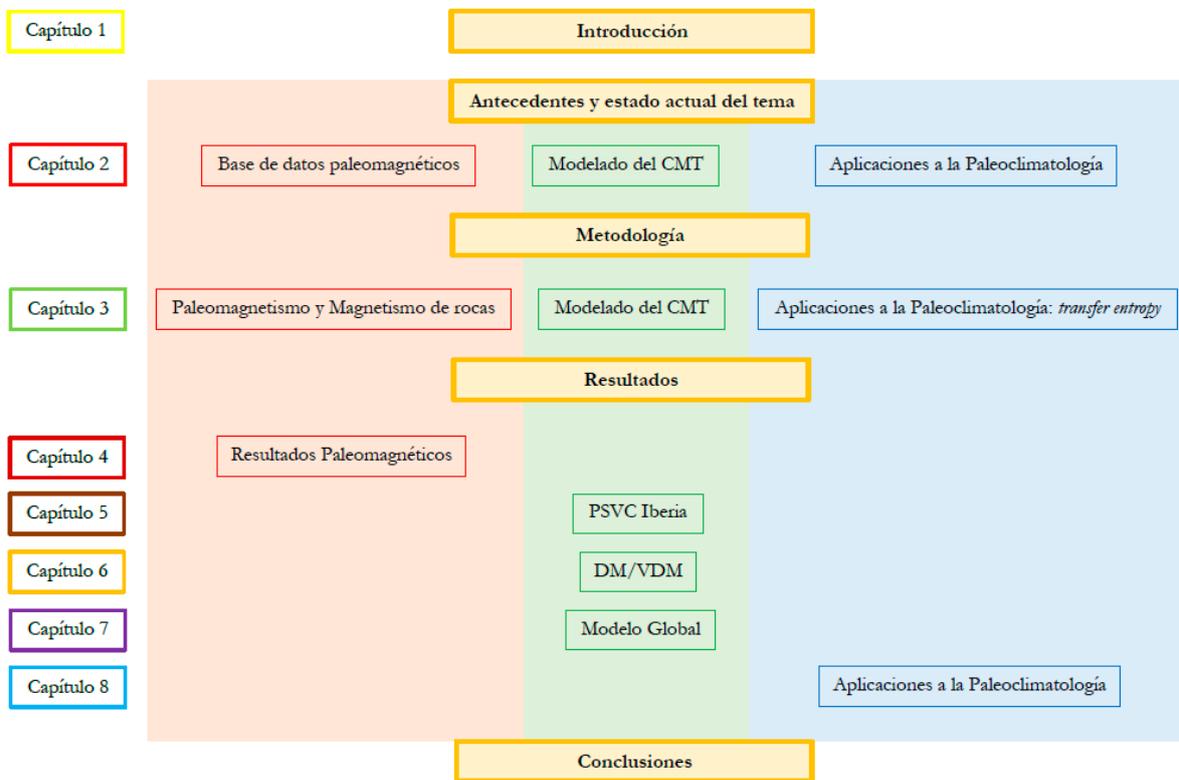


Figura 1.5. Esquema de la estructura de la tesis. Los distintos colores identifican los diferentes bloques temáticos.

Capítulo 2

Antecedentes y estado actual del tema

2.1. Bases de datos paleomagnéticos

Los elementos del vector magnético (declinación, inclinación e intensidad) nos proporcionan información del campo magnético de la Tierra sobre un punto de su superficie (Figura 2.1).

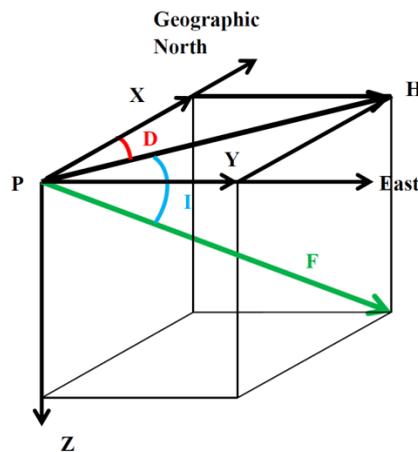


Figura 2.1. Elementos geomagnéticos: Declinación (D), Inclinación (I) e Intensidad (F). El punto sobre la superficie de la Tierra en el cual se observa el campo magnético se representa con la letra P; H es la proyección horizontal del vector campo magnético, siendo X y Y su descomposición en componentes Norte y Este, y Z la vertical hacia el centro de la Tierra.

De la Figura 2.1, es fácil establecer las relaciones entre los elementos geomagnéticos D , I , F y las componentes X , Y , Z

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad [2.1]$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad [2.2]$$

$$I = \operatorname{atan}\left(\frac{Z}{H}\right) \quad [2.3]$$

$$D = \operatorname{atan}\left(\frac{Y}{X}\right) \quad [2.4]$$

A través de estos elementos describiremos la evolución del CMT a lo largo del espacio y del tiempo.

2.1.1. Época instrumental e histórica

La red internacional de observatorios geomagnéticos en tierra (INTERMAGNET, <http://www.intermagnet.org/>) y los satélites lanzados en distintas misiones por diferentes instituciones desde la mitad de la década de los 60 (serie OGO-2-4-6, Magsat, Ørsted, CHAMP, SAC-C, Swarm), nos proporcionan los

datos necesarios para reconstruir el CMT en épocas recientes. Estos datos se caracterizan por aportar información de alta calidad y con una cobertura prácticamente global, tanto espacial como temporal.

Los datos instrumentales obtenidos desde el siglo XVI hasta principios del XX corresponden a la época histórica (1510-1930). Una recopilación de ellos puede encontrarse en Jonkers et al. (2003), con 151560 datos de declinaciones, 19525 inclinaciones, y 16219 intensidades. Los más antiguos provienen fundamentalmente de las campañas marítimas llevadas a cabo a partir del siglo XVI (Figuras 2.2-3).

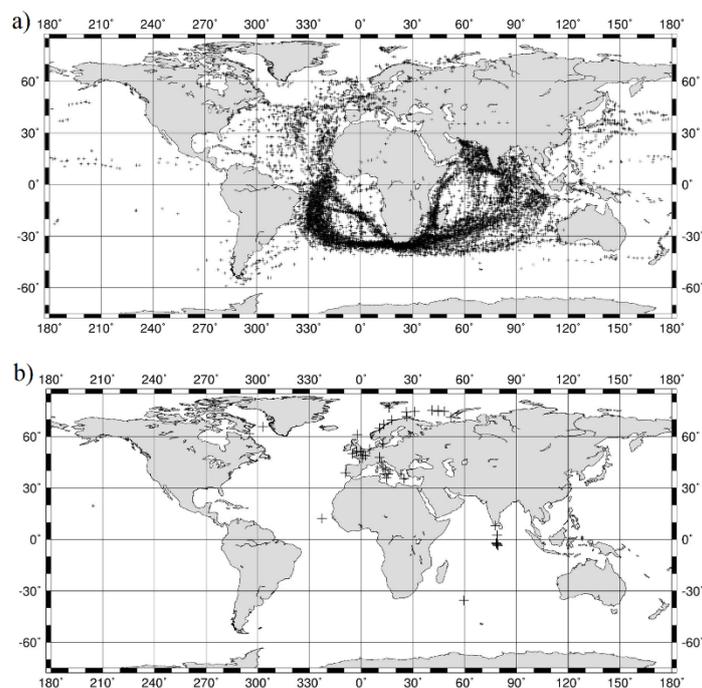


Figura 2.2. Distribución geográfica de las observaciones realizadas durante el período de 1590-1699 de a) declinación, b) inclinación. El número de datos es de 12001 para la declinación, 53 para la inclinación. La proyección es cilíndrica equidistante. De Jonkers et al. (2003).

La calidad de la medida geomagnética proporcionada por este tipo de datos es menor que la de los datos satelitales y de observatorios, y la cobertura, aunque global, sigue las rutas marítimas comerciales de aquella época (Figuras 2.2 - 2.3).

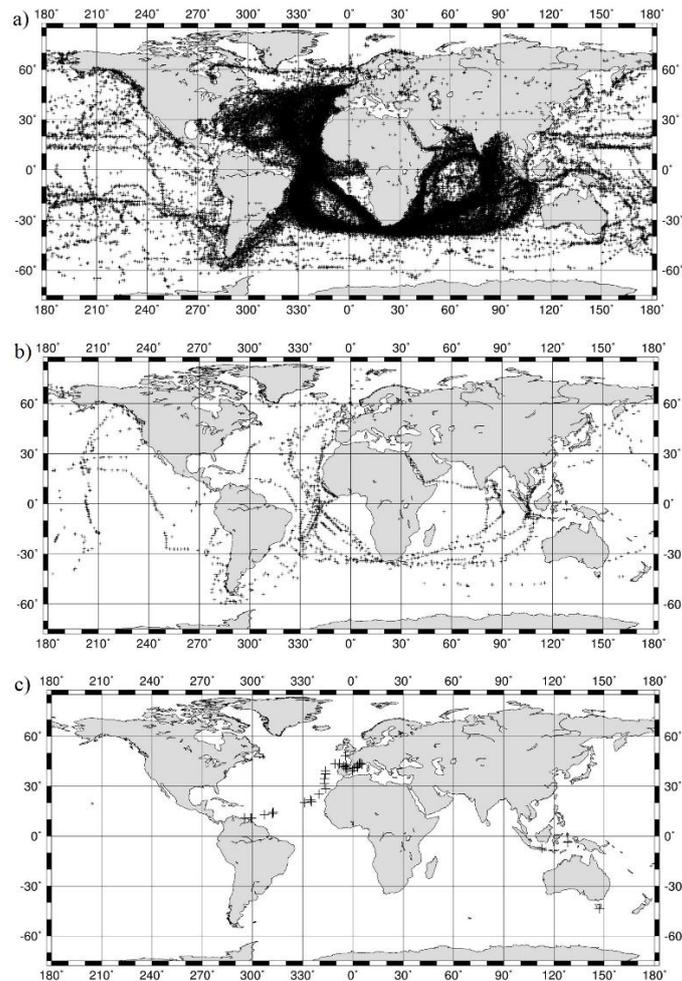


Figura 2.3. Distribución geográfica de las observaciones realizadas durante el período de 1700-1799 de a) declinación, b) inclinación, c) intensidades relativas. El número de datos es de 68076 para la declinación, 1747 para la inclinación, 36 para la intensidad. La proyección es cilíndrica equidistante. De Jonkers et al. (2003).

La mayor densidad de datos de esta época corresponde, fundamentalmente, a los datos de declinación, ya que era práctica habitual su medida en alta mar con objetivos de orientación. Con respecto a las medidas de intensidad, sus primeras observaciones se llevaron a cabo en un sentido relativo (a partir de 1790) comparando el “tiempo de balanceo” de una aguja en la localización donde se deseaba la medida, con el obtenido en un sitio de referencia. El aparato para su medida absoluta no se inventó hasta el año 1833 por C.F. Gauss, así que sólo disponemos de datos de intensidad absoluta a partir de esta fecha (Figura 2.4). Si queremos conocer la evolución del campo geomagnético en épocas más antiguas (más allá del siglo XVI) se necesita otro tipo de datos que serán detallados en las próximas secciones.

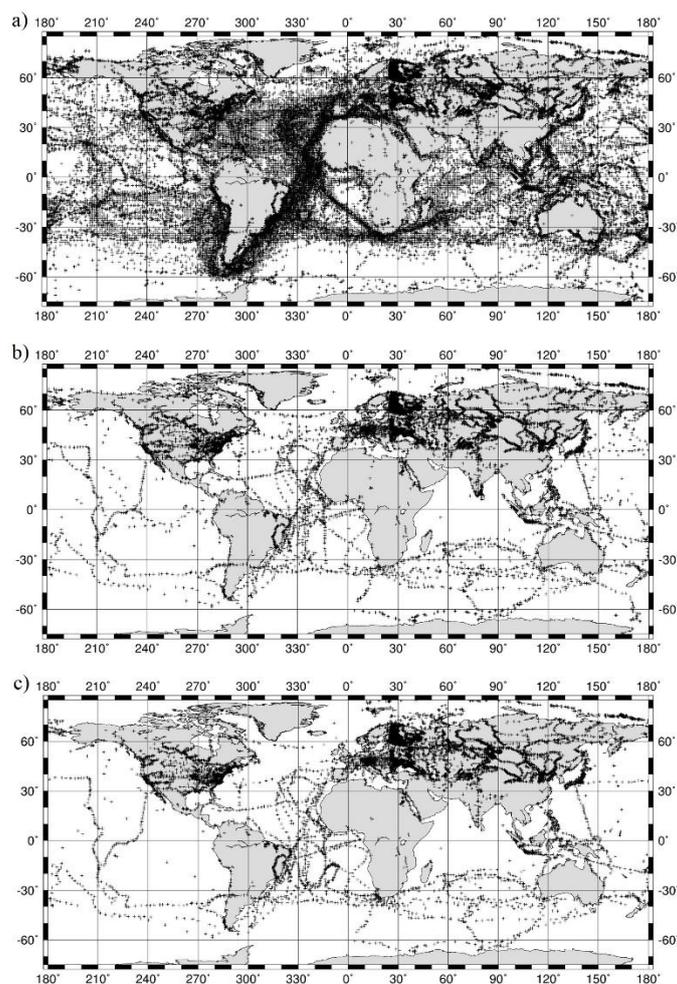


Figura 2.4. Distribución geográfica de las observaciones realizadas durante el período de 1800-1930 de a) declinación, b) inclinación, c) intensidades. El número de datos es de 71323 para la declinación, 17723 para la inclinación, 16183 para la intensidad. La proyección es cilíndrica equidistante. De Jonkers et al. (2003).

2.1.2. Época Arqueológica y Geológica

Se denomina arqueomagnetismo a la disciplina que se encarga del estudio del campo geomagnético en la época arqueológica, es decir, desde que existen restos materiales de sociedades humanas. La práctica del arqueomagnetismo consiste en el estudio del campo geomagnético retenido durante el último enfriamiento de estructuras arqueológicas calentadas a altas temperaturas, como pueden ser hornos, hogares, termas, suelos incendiados, cerámicas, ladrillos, murallas vitrificadas, etc.

El fenómeno por el cual la información del campo se queda retenida en estos materiales se denomina magnetización termorremanente (ver Butler, 1998 para más detalles) y se debe a la capacidad que poseen algunos minerales (ferromagnéticos) de adquirir una magnetización estable al estar sometido a un campo externo durante el proceso de enfriamiento después de un calentamiento a altas temperaturas.

La información que se puede obtener de estos trabajos depende en buena medida del material utilizado. Si el artefacto arqueológico se encuentra *in situ* (es decir, no ha sufrido movimientos ni basculamientos) en el momento del muestreo, entonces podríamos obtener, en principio, el vector completo de campo magnético (D , I , F). Si por el contrario el artefacto no se conserva exactamente en su posición original, entonces sólo podríamos obtener la parte no direccional del vector campo magnético, es decir, su módulo (F).

La precisión de estas medidas indirectas del campo geomagnético es menor que la proporcionada por los datos de épocas instrumental e histórica (medidas directas). Sin embargo, permiten un conocimiento del pasado del CMT necesario para establecer patrones de comportamiento en el presente y futuro del mismo. En muchas ocasiones se generaliza el término de dato arqueomagnético también considerando como tal las coladas volcánicas del Holoceno, puesto que sufren un proceso de adquisición de la remanencia análogo al de los artefactos arqueológicos (termorremanencia). Aunque el estudio de lavas se extiende mucho más atrás en el tiempo. El problema de las coladas volcánicas es que durante el tratamiento de laboratorio pueden alterarse, lo que produce (especialmente en estudios de paleointensidad) una tasa de éxito baja. Por otro lado, el control de la edad de los eventos volcánicos de los que proceden los materiales estudiados puede llegar a ser problemático y hay un debate abierto sobre algunos de estos datos (Lanza & Zanela, 2006 y referencias allí citadas).

Al contrario de las medidas directas, las indirectas poseen una distribución espacial y temporal muy heterogénea (Figura 2.5). En los últimos 14000 años el 83% del total de la base de datos arqueomagnéticos y volcánicos está concentrado en la época más reciente: los últimos 3000 años.

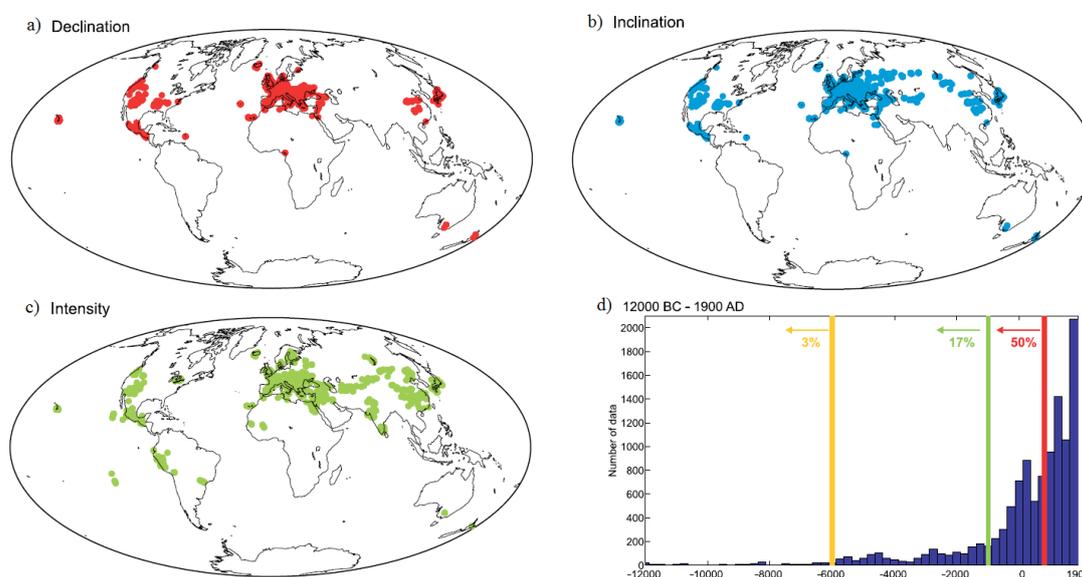


Figura 2.5. Distribución espacial (a-c) y temporal (d) de los datos arqueomagnéticos y de lavas de los últimos 14000 años. Adaptada de Pavón-Carrasco et al. (2014a).

Para estudiar épocas más antiguas que cubran todo el Holoceno, a menudo las bases de datos arqueomagnéticas y volcánicas son complementadas con datos procedentes de sedimentos. El proceso de adquisición de la remanencia de los materiales sedimentarios (deposicional, post-deposicional o química) es muy diferente al de la termorremanencia antes mencionado. Los granos ferromagnéticos que conforman el material sedimentario se alinean en la dirección del campo magnético actuante durante su deposición (deposicional) y/o se reorientan durante la consolidación del material (post-deposicional) o se produce una alteración durante la consolidación (química). En estos procesos, la adquisición de la magnetización remanente suele involucrar períodos de tiempo más largos que la termorremanencia y, además, se produce un retraso de la señal magnética (*lock-in*, debido a que la señal magnética tarda un tiempo en bloquearse) (ver Tauxe, 1993 para una revisión más detallada). El registro de la variación del campo geomagnético a partir de materiales sedimentarios es, por tanto, un registro más suavizado. Puede, además, presentar distorsiones como el efecto denominado *inclination shallowing* por el cual la inclinación registrada difiere de la inclinación del CMT existente en el momento de la adquisición y que es debido fundamentalmente a la fuerte anisotropía de los materiales durante el proceso de compactación

post-deposicional. A la problemática descrita anteriormente relacionada con los datos sedimentarios, se suma que éstos solo proporcionan valores de paleointensidad relativa, por lo que son necesarios datos arqueomagnéticos o volcánicos para su re-escalado a valores absolutos. Todas las limitaciones indicadas anteriormente hacen que los datos sedimentarios proporcionen un registro de la variación temporal del campo geomagnético de larga longitud de onda y baja amplitud. Este hecho puede ser visto en la Figura 2.6, donde se representa la intensidad en Madrid proporcionada por un modelo de CMT basado en datos arqueomagnéticos y volcánicos (línea amarilla) y otro modelo del CMT basado también en datos sedimentarios (línea roja). Para obtener un análisis de las variaciones del campo geomagnético de menor longitud de onda temporal y amplitudes más realistas es necesario contar con los datos arqueomagnéticos y volcánicos, ya que debido al mecanismo de adquisición de la remanencia proporcionan datos *casi* instantáneos con tiempos de registro que pueden durar días o incluso horas, en contraposición a los sedimentos cuyo registro puede ser promediado en decenios o centenares de años.

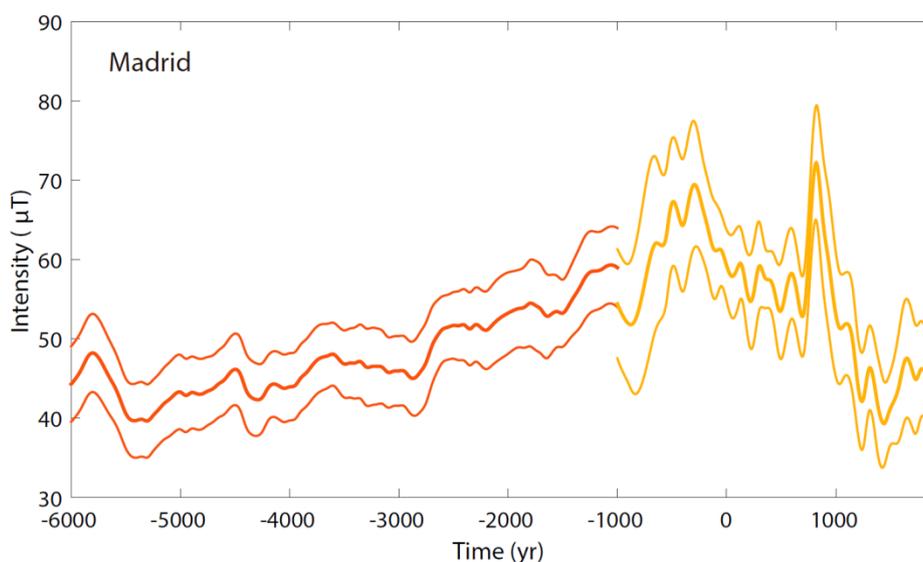


Figura 2.6. PSVC de la intensidad en Madrid: desde 6000 a.C. a 1000 a.C. usando el modelo regional SCHA.DIF.8k (Pavón-Carrasco et al., 2010), que está basado en datos arqueomagnéticos, volcánicos y sedimentarios (curva naranja oscura); desde el 1000 a.C. al 1900 d.C. usando el modelo regional SCHA.DIF.3k (Pavón-Carrasco et al., 2009), que está basado en datos arqueomagnéticos y volcánicos.

2.1.3. La base global de datos arqueomagnéticos y volcánicos para el Holoceno (últimos 14000 años)

Todos los datos paleomagnéticos (de origen termorremanente y sedimentario) se encuentran recogidos y continuamente actualizados en la base de datos GEOMAGIA50 (actualmente se cuenta con su versión 3, Brown et al., 2015a, b; <http://geomagia.gfz-potsdam.de/>). Esta base de datos es una colaboración internacional que proporciona un acceso fácil a la recopilación de todos los trabajos actualmente publicados de datos arqueomagnéticos, volcánicos y sedimentarios de los pasados 50000 años. En ella, se aporta, además, información sobre la metodología empleada en el laboratorio para obtenerlos, los *test* estadísticos desarrollados, el tipo de materiales estudiados, la referencia original del trabajo, la edad de los datos aportados, el tipo de metodología de datación empleada, entre otros datos adicionales.

Dentro de esta base de datos se incluye también la compilación de datos de intensidad arqueomagnéticos y volcánicos de los últimos 10 milenios desarrollada por Genevey et al. (2008) y llamada ArcheoInt. Esta compilación, que contiene 3648 datos (con información direccional en algunos casos), actualiza la que realizaron Korte et al. (2005) e incorpora, además, una detallada información sobre el proceso de obtención de cada uno de

los registros. Esta filosofía de incorporación de información metodológica, que ha sido posteriormente adoptada y actualizada en la base de datos de GEOMAGIA50v3, es de especial relevancia para evaluar la calidad de los datos, especialmente los de paleointensidad.

En esta tesis nosotros nos vamos a centrar en el estudio de medidas indirectas termorremanentes (datos arqueomagnéticos y volcánicos) durante la época arqueológica, más concretamente en los últimos 3000 años desde la época actual. Como se puede observar de la Figura 1.2, los datos de declinación, inclinación e intensidad no están uniformemente distribuidos en los últimos 3000 años. Especialmente destaca la heterogeneidad hemisférica, con el 93% de los datos localizados en el Hemisferio Norte. Dentro de cada uno de los Hemisferios también observamos diferencias. La región con más densidad de datos es Europa, con un 59% del total de datos del Hemisferio Norte y un 57% del total. En el Hemisferio Sur destaca la escasez de datos en el continente africano, con sólo un 4% del total del Hemisferio Sur. La mayor parte de los datos de este Hemisferio se encuentran en América del Sur (59% del total hemisférico).

Temporalmente (Figura 2.5d) también observamos que la mayor parte de los datos en los últimos 3000 años se encuentran distribuidos en los últimos 2000 años, mientras que sólo el 18% de los mismos se encuentran en el primer milenio a.C. Veremos más adelante que estas heterogeneidades espaciales y temporales afectan al proceso de reconstrucción del campo magnético terrestre, teniendo que aplicar regularizaciones temporales y espaciales en el proceso de modelado (para más detalles ver Capítulo 3, sección 3.2.1).

2.1.4. La base de datos arqueomagnéticos y volcánicos para Iberia y Canarias

El primer estudio arqueomagnético de la Península Ibérica se publicó en 1981 (Thellier, 1981). En este estudio Thellier, pionero en la realización de estudios arqueomagnéticos, obtuvo el primer dato direccional de Iberia a partir del estudio de un horno de Ampurias (Cataluña) datado entre los años 200 a.C. y 100 d.C. En 1992, Parés et al. (1993) estudiaron un horno de cerámica romano en La Maja (La Rioja), cuyo abandono databa, según consideraciones arqueológicas, del primer siglo d.C. Posteriormente Oyamburu et al. (1996) estudiaron dos hornos romanos en Villa del Pañuelo (Madrid) cuya edad oscilaba entre el siglo I y el IV d.C.

Los estudios de arqueomagnetismo en Iberia no comenzaron a desarrollarse de forma sistemática hasta 1998, con la tesina y la posterior tesis doctoral de J.I. Núñez (Núñez, 2005), con un retraso de unos cincuenta años si nos comparamos con los países de nuestro entorno, como Francia o Reino Unido. Posteriormente, gracias al proyecto AARCH (*Archaeomagnetic Applications for the Rescue of Cultural Heritage*, Contrato de la Unión Europea No. HPRN-CT-2002-00219) el arqueomagnetismo en España y en Iberia recibió un impulso importante y en 2006 se publicó el primer catálogo de datos para la Península Ibérica (Gómez-Paccard et al., 2006a) que contó con 63 datos direccionales (declinación e inclinación) y que permitió elaborar la primera curva de Variación Paleosecular direccional de Iberia (Gómez-Paccard et al., 2006b) y establecer la técnica de datación arqueomagnética en España (Catanzariti et al., 2007). A pesar de este impulso tan notable, la PSVC direccional de Iberia tuvo que ser construida incorporando datos del sur de Francia y del norte de Marruecos, ya que había importantes deficiencias en la cobertura temporal de la base de datos, especialmente durante el primer milenio antes de Cristo y entre los siglos VI a XI d.C. (Figura 2.7).

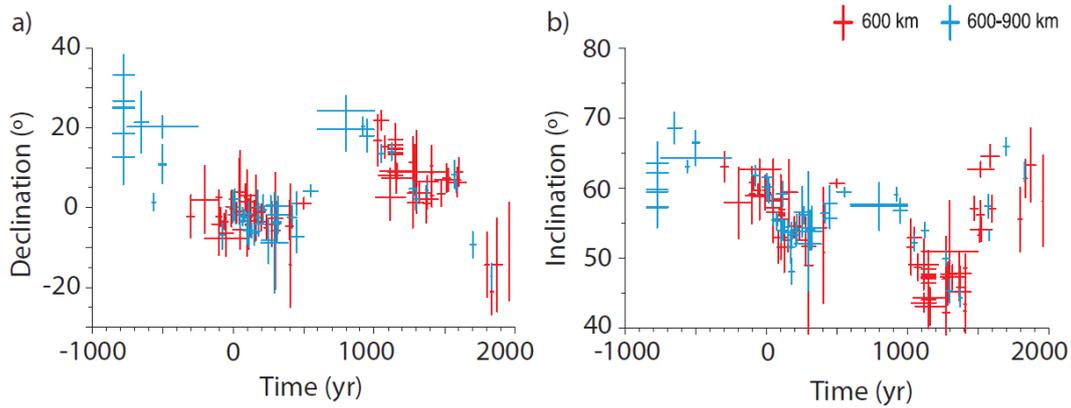


Figura 2.7. Declinación e inclinación de las direcciones arqueomagnéticas disponibles a 600 km (rojo) y a 900 km (azul) de Madrid. Todos los datos han sido relocalizados a las coordenadas de Madrid (40.4° N, 3.7° O). Adaptada de Gómez-Paccard et al. (2006b).

A partir del 2006 los esfuerzos se centraron en mejorar la cobertura temporal de la base de datos direccional en Iberia, en la aportación de datos de paleointensidad y en extender la información arqueomagnética al Neolítico.

A pesar de dichos esfuerzos, la escasez de datos direccionales en estructuras prerromanas en Iberia es aún notable. En la última década sólo se han publicado ocasionalmente algunos trabajos del primer milenio a.C. (Ruíz-Martínez et al., 2008; Catanzariti et al., 2012), razón por la cual algunos de los resultados de esta tesis se han centrado en completar la base de datos durante este periodo de tiempo (Osete et al., 2016; Osete et al., *in press*; Palencia-Ortas et al., *in prep*). Estos resultados se presentan en el Capítulo 4.

Respecto a los estudios de paleointensidad, el trabajo de Gómez-Paccard et al. (2008) fue el primero realizado en yacimientos españoles. Este primer trabajo se centró en el estudio de 14 estructuras de combustión islámicas del sureste peninsular junto con un horno de producción de cerámica romano. Desde entonces la base de datos direccional y de arqueointensidad de Iberia y del norte de África de los últimos dos milenios ha aumentado notablemente (Hartmann et al., 2009; Catanzariti et al., 2012; Gómez-Paccard et al., 2012a, b, 2013, 2016; Molina-Cardín, 2014; Molina-Cardín et al., 2015; Carmona et al., 2015; Pérez-Fuentes et al., 2016; Rivero et al., 2016). Como veremos en el Capítulo 4, en la actualidad se dispone de una cobertura de datos direccionales y de paleointensidad relativamente buena para los dos últimos milenios. En la Figura 2.8 se muestra la curva de variación de la paleointensidad en Europa Occidental recientemente publicada (Gómez-Paccard et al., 2016). La característica más notable de la paleointensidad en este periodo es el doble pico de paleointensidad observado entre los años 600 y 800 d.C. (Gómez-Paccard et al., 2012a) que según Gómez-Paccard et al. (2016) está relacionado con el campo no dipolar.

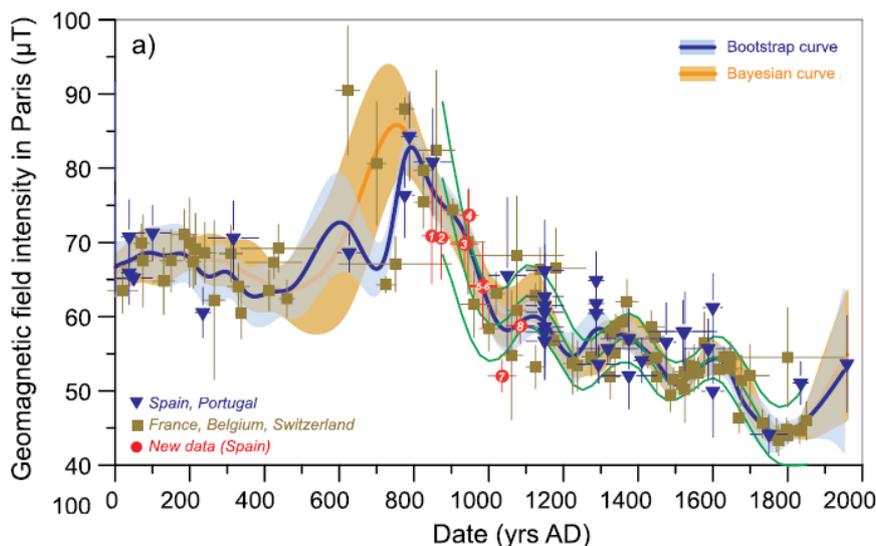


Figura 2.8. Datos de intensidad en Iberia (triángulos azules) y de Francia, Bélgica y Suiza (cuadrados marrones) para los últimos 2000 años relocalizados a las coordenadas de París (48.9° N, 2.3° E). Los datos rojos indican los estudiados en Gómez-Paccard et al. (2016), y las curvas son las PSVC calculadas en ese estudio. De Gómez-Paccard et al. (2016).

Para épocas anteriores al cambio de Era existe un conjunto apreciable de datos de arqueointensidad obtenidos a partir del estudio de cerámicas portuguesas y españolas por Burakov et al. (2005), Nachasova et al., (2002, 2007a, b) y Nachasova & Burakov (2009). En estos trabajos, los datos de paleointensidad están basados en muy pocos especímenes (en algunos casos un único espécimen) que no están corregidos ni por el tensor de la anisotropía de la termorremanencia ni por el ritmo de enfriamiento. La ausencia de este tipo de experimentos, junto con el pequeño número de especímenes estudiados, hacen que estos datos no puedan ser calificados de alta calidad (Genevey et al., 2008; Pavón-Carrasco et al., 2014b). Explicaremos con mayor detalle todos estos criterios en las secciones sucesivas.

La base de datos direccional para edades entre el 5500 – 2000 a.C., está formada por los estudios arqueomagnéticos llevados a cabo por Carrancho et al. (2013) sobre *fumiers* (palabra francesa que denota los residuos quemados procedentes de la estabulación del ganado) en tres cuevas situadas en el norte de España (dos de ellas en Burgos y la restante en Ramales de la Victoria, en Cantabria). Estos datos posibilitaron la construcción de la primera PSVC direccional europea para el Neolítico que está representada en la Figura 2.9 (Carrancho et al., 2013).

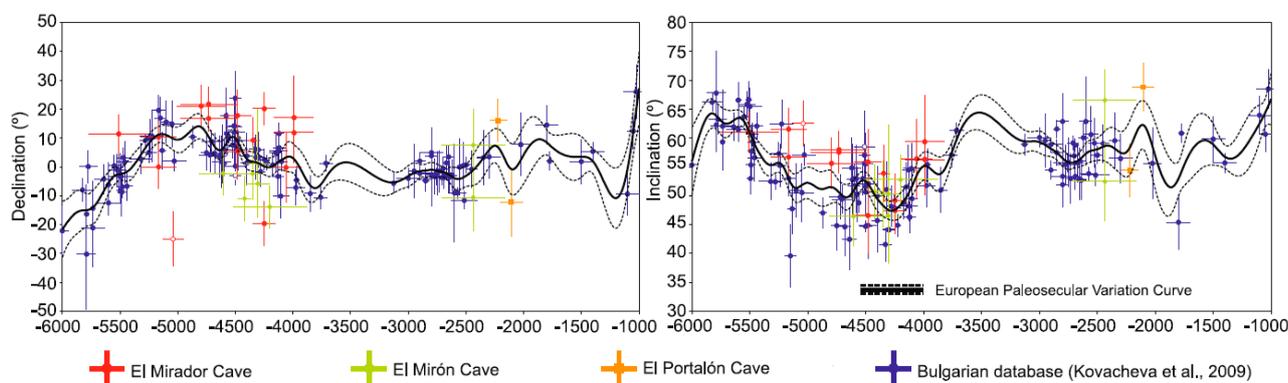


Figura 2.9. Datos de declinación (derecha) e inclinación (izquierda) obtenidos del estudio de Carrancho et al. (2013) (puntos rojos, verdes y naranjas), junto con los datos de la base de datos búlgara (Kovacheva et al., 2009) (puntos azules) usados como

datos de entrada para calcular la PSVC direccional mostrada con una línea continua negra, junto con su banda de error. Adaptada de Carrancho et al. (2013).

En las Islas Canarias la base de datos paleomagnéticos de los últimos tres milenios incluye exclusivamente datos volcánicos. No existiendo hasta la presente tesis ningún estudio arqueomagnético en la zona. Soler et al. (1984), Sherwood (1991) y Tulloch (1992) proporcionaron los primeros datos paleomagnéticos de las Islas Canarias de los últimos 500 años. Ferk et al. (2011) proporcionó un dato direccional en el año 115 ± 17 a.C. y, recientemente, Kissel et al. (2015) y De Groot et al. (2015) aumentaron la base de datos direccional estudiando coladas volcánicas que cubren todo el Holoceno (ver Figura 2.10).

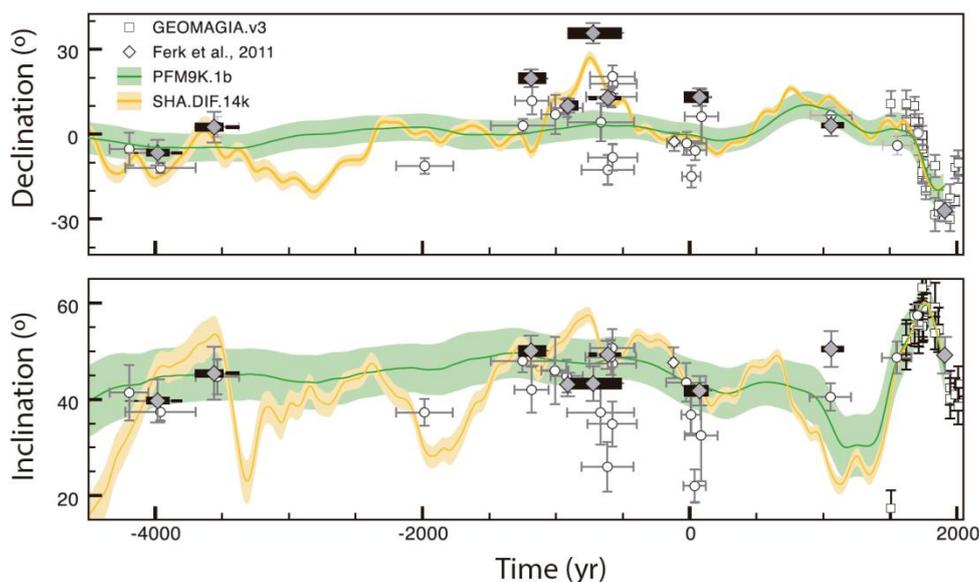


Figura 2.10. Datos de declinación e inclinación para los últimos 6000 años en las Islas Canarias, junto con las predicciones de los modelos globales pfm9k1.b (línea verde) y SHA.DIF.14k (línea amarilla), con sus respectivas bandas de error a una desviación estándar (la parte sombreada). Los datos de declinación de De Groot et al. (2015) se muestran con diamantes grises, los datos de Kissel et al. (2015) con círculos abiertos, los datos de Ferk et al. (2011) con diamantes abiertos y los datos proporcionados por la base de datos de GEOMAGIAv3 con cuadrados abiertos. Adaptada de De Groot et al. (2015).

Los estudios de paleointensidad en las lavas de las Islas Canarias se concentran fundamentalmente en la época pre-holocena con el objetivo de estudiar las características más relevantes del CMT, como las inversiones y las excursiones (e.g. Quidelleur, 1996; Széreméta et al., 1999; Valet et al., 1999; Leonhardt et al., 2000; Leonhardt, 2002; Ferk et al., 2011 y Kissel et al., 2011). Los estudios de las lavas holocenas son, por tanto, bastante escasos (Sherwood, 1991 y Tulloch, 1992) y sólo se habían desarrollado para lavas recientes, del 1435 d.C. en adelante. En el año 2011, Ferk et al. (2011) publicaron un dato de paleointensidad volcánica que databa del año 115 ± 17 a.C., pero no fue hasta el año 2015 cuando De Groot et al. (2015) desarrollaron los primeros estudios sistemáticos de paleointensidad sobre flujos de lava del Holoceno abarcando los últimos 6000 años, probando, además, diferentes técnicas de medida de la paleointensidad (ver Figura 2.11), y obteniendo resultados concordantes con las predicciones de los modelos globales del CMT que cubren el Holoceno en esa zona, como son el pfm9k.1b (Nilsson et al., 2014) y SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014a) (ver Capítulo 2, sección 2.2.1 para más detalles sobre estos modelos).

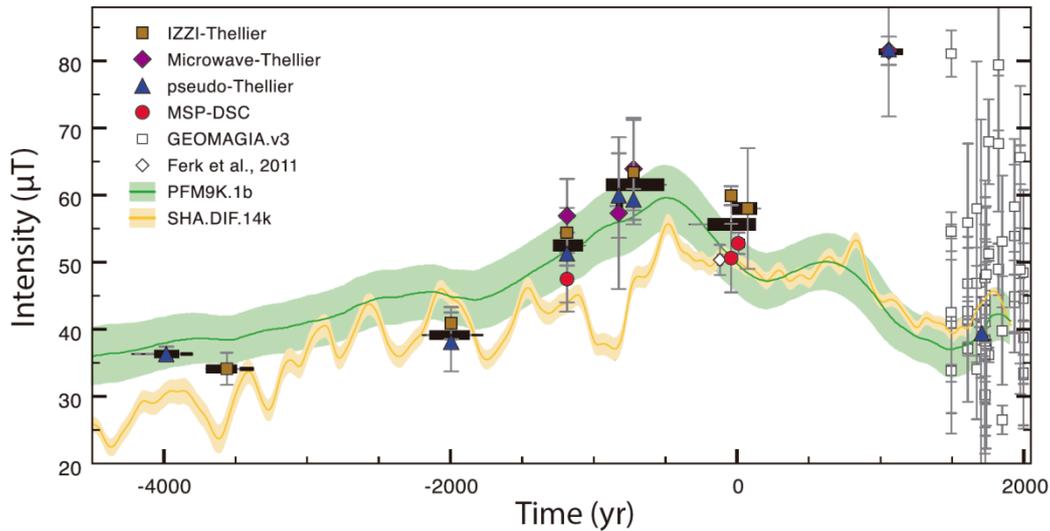


Figura 2.11. Resultados de intensidad para el archipiélago canario para los últimos 6000 años. Se muestran con cuadrados verdes, rombos morados, triángulos azules y círculos rojos los resultados de paleointensidad obtenidos con diferentes metodologías del estudio de De Groot et al. (2015). Con cuadrados y rombos vacíos se muestran los datos de la base de datos de GEOMAGIA50.v3 y Ferk et al. (2011). Se comparan todos los datos con el modelo pfm9k.1b (Nilsson et al., 2014) y SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014a), junto con sus bandas de error a una desviación estándar. Adaptada de De Groot et al. (2015).

2.1.5. Problemática de las bases de datos arqueomagnéticas y volcánicas

Ya hemos visto con anterioridad que uno de los principales problemas de la actual base de datos paleomagnéticas para el Holoceno es su falta de homogeneidad temporal y espacial. Sin embargo, existen otros problemas asociados al propio dato paleomagnético, como son el error en la datación, el número de especímenes investigados en cada sitio, o si el protocolo utilizado en el laboratorio es suficientemente fiable (es decir, si se han realizado experimentos de control adecuados y están apoyados en una base teórica sólida y reproducible). Este último aspecto es especialmente relevante en estudios de paleointensidad, como veremos después.

La bondad del dato paleomagnético viene dada, por tanto, en función del error asociado a la determinación del vector magnético, del error asociado a su edad, y, además, del protocolo de medida empleado en el laboratorio, del que hablaremos más adelante.

El error de la edad (denotado a partir de ahora como σ_T) depende mucho de la técnica de datación usada: ^{14}C , termoluminiscencia, información basada en la tipología de las cerámicas, documentos históricos u otras consideraciones arqueológicas, etc. Aquí no entraremos en profundidad a debatir el problema de la datación arqueológica. Consideraremos, para los últimos 3000 años, datos de calidad aquellos cuya edad no posea un error mayor a 250 años (un criterio que fue también usado por Pavón-Carrasco et al., 2014a, en el desarrollo del modelo geomagnético global SHA.DIF.14k).

En lo que se refiere a las incertidumbres del dato arqueomagnético, éste viene representado para la parte direccional por el parámetro que corresponde al semiángulo de confianza al 95% de probabilidad alrededor de la dirección media. Dicho parámetro resulta al aplicar la estadística de Fisher (Fisher, 1953) a las direcciones arqueomagnéticas permitiendo obtener su valor medio y su error. Se trata por tanto de una medida angular y depende del número de muestras usadas para el cálculo estadístico (N) y de la dispersión de las mismas (que viene cuantificada por el parámetro k).

$$\alpha_{95} \approx \frac{140^\circ}{\sqrt{kN}} \quad [2.5]$$

A partir del α_{95} podemos conocer la incertidumbre de cada elemento geomagnético de declinación e inclinación como sigue (ver Butler, 1998)

$$\sigma_D = \frac{\alpha_{95}}{\cos I}, \quad [2.6]$$

$$\sigma_I = \alpha_{95}. \quad [2.7]$$

En la medida de la intensidad su error viene dado por la desviación estándar (1σ) resultante de las intensidades obtenidas para los diferentes especímenes que conforman el sitio estudiado. Dado que el problema de la calidad del dato de intensidad es mucho más complejo que el direccional, le dedicaremos la siguiente sección completa.

2.1.5.1. Problemas de calidad asociado al protocolo de laboratorio para la obtención de arqueointensidades

A lo largo de las últimas décadas se han desarrollado diferentes técnicas y métodos de medida de la paleointensidad desde que los pioneros Thellier & Thellier (1959) propusieron un protocolo de medida en laboratorio de acuerdo a las bases físicas de Néel (1955). Es el método más ampliamente utilizado en este tipo de trabajos, junto con sus derivados. El método original Thellier & Thellier (1959) consiste en un doble ciclo de calentamiento-enfriamiento desarrollado bajo un campo magnético externo aplicado en sentidos opuestos (ver Capítulo 3 para una descripción más detallada de la metodología). Existen nuevas versiones modificadas de este método, como por ejemplo la de Coe (1967), que es una de las más usadas, que utiliza un ciclo de calentamiento-enfriamiento a campo cero, seguido de un segundo ciclo donde se aplica campo, o el método IZZI (Yu et al., 2004). Más recientemente se ha propuesto el método multiespecimen, introducido por Dekkers & Böhnell (2006), y su versión modificada para corregir el efecto multidominio (Fabian & Leonhardt, 2010). Una de las limitaciones más importantes de este tipo de análisis es que todos ellos se basan en la teoría de Néel, que es válida sólo para granos monodominio. No existe una teoría física suficientemente desarrollada para granos multidominio (ver por ejemplo los trabajos de Fabian, 2001; Leonhardt et al., 2004; Paterson, 2011).

Pero también hay que mencionar que existen en la literatura otros métodos que no implican calentamiento de las muestras, como el método de Shaw (Shaw, 1974), basado en desimanación por campos alternos (ver también Van Zijl et al., 1962) o bien calentamientos producidos por microondas (método *microwave*, Walton, 1991; Shaw et al., 1996). La mayor parte de estos métodos intentan que las muestras no sufran alteraciones por calentamiento. Pero la validez de los datos obtenidos no está, aún, suficientemente contrastada.

Cada método fue desarrollado para solventar diversos problemas asociados al clásico de Thellier & Thellier, llegando actualmente a un número variado de técnicas de medida. A la diversidad de estas técnicas se le suma que no todos los datos de arqueointensidad han sido obtenidos siguiendo un protocolo de laboratorio estándar. Quizás como consecuencia de esta diversidad metodológica y de las limitaciones teóricas, la base de datos de arqueointensidad presenta una alta dispersión a escala regional para datos coetáneos, sugiriendo la posibilidad de que alguno de estos datos no sean fiables.

Como ya mencionamos en una sección previa, Genevey et al. (2008) realizaron una compilación de datos de intensidad arqueomagnéticos y volcánicos para los últimos 10000 años que denominaron ArcheoInt y que

incluye información sobre el tipo de material, la edad, el protocolo de laboratorio usado, el número de muestras sobre el que se calculó el valor final de la intensidad, entre otros parámetros. De acuerdo con ArcheoInt la mayor parte de los datos de intensidad (aproximadamente el 90%) han sido obtenidos siguiendo la metodología clásica de Thellier & Thellier (1959) o Wilson (1961), es decir, basada en una desimantación térmica de la magnetización natural remanente de la muestra (NRM por sus siglas en inglés, *Natural Remanent Magnetization*) registrada durante su último enfriamiento.

Los experimentos basados en la propuesta de Thellier incluyen sucesivos calentamientos-enfriamientos que pueden alterar la mineralogía magnética de las muestras. Un parámetro crítico, que no se ha estudiado sistemáticamente en todos los trabajos, es el control de la alteración de la mineralogía magnética durante el desarrollo del experimento. Los *pTRM-check* (ver más información en el Capítulo 3) fueron introducidos por Thellier & Thellier (1959) y dan una estimación de la estabilidad de la adquisición de la TRM durante el experimento en el laboratorio. Hoy en día son considerados como uno de los métodos más eficientes para detectar la alteración magnética durante el tratamiento térmico y son generalmente necesarios para poder considerar un dato de intensidad como de calidad.

Otro parámetro clave en los estudios de intensidad está relacionado con el grado de anisotropía de la magnetización termorremanente (ATRM por sus siglas en inglés, *Anisotropy of Thermoremanet Magnetization*). Este efecto puede ser particularmente importante en muestras de cerámicas o tejas, alcanzando factores de corrección mayores al 70% de la intensidad calculada (Chauvin et al., 2000; Genevey et al., 2008; Gómez-Paccard et al., 2012a; Osete et al., 2016). El efecto de la ATRM en el cálculo de las paleointensidades no fue tenido en cuenta en los primeros estudios de paleointensidad. Sólo en las dos últimas décadas se ha resaltado la fuerte influencia que puede tener esta corrección en los datos paleomagnéticos. Incluso hemos observado recientemente el importante efecto que tiene también en los estudios direccionales (Osete et al., *in press*; Palencia-Ortas et al., *in prep*).

Existen varios procedimientos para estimar el efecto de la anisotropía de la remanencia en la determinación de la paleointensidad. El más utilizado consiste en obtener el tensor de anisotropía de la termorremanencia a nivel de espécimen, para poder corregir directamente la paleointensidad. Sin embargo, hay otros métodos para tener en cuenta este efecto. Por ejemplo, se puede aplicar el campo externo impuesto en el laboratorio en la dirección del paleocampo (Le Goff & Gallet, 2004; Gallet et al., 2006), ajustando su dirección para producir una TRM que sea casi paralela a la NRM; o bien se puede determinar la corrección calculando otros tensores de anisotropía como el de la magnetización anhisterética (ARM por sus siglas en inglés, *Anhyseretic Magnetization*) (e.g., Selkin et al., 2000; Ben-Yosef et al., 2008) o el de la susceptibilidad magnética (AMS por sus siglas en inglés, *Magnetic Susceptibility*), entre otros. Sin embargo, se ha demostrado (ver Kovacheva et al., 2009) que derivar la corrección del efecto de la anisotropía a partir del estudio de otras magnitudes diferentes al tensor de anisotropía de la TRM puede llevar a correcciones erróneas.

Existe un tercer parámetro que también afecta la estimación de la intensidad y que en las últimas décadas ha empezado a ser investigado en estudios de paleointensidad: la corrección por el ritmo de enfriamiento (CR, por sus siglas en inglés, *Cooling Rate*). Este efecto es predicho por la teoría de Néel (Néel, 1955) para conjuntos de granos monodominio (Dobson & McClelland-Brown, 1980; Halgedahl et al., 1980) y es debido a que el enfriamiento de las muestras en el laboratorio (45-60 minutos) es típicamente más rápido que el enfriamiento original en el momento en el que adquirió la TRM (del orden de días). Por tanto, en un experimento de paleointensidad la intensidad del campo en el pasado podría ser sobreestimada, en algunas ocasiones en más de un 10% (e.g. Genevey & Gallet, 2002). Según se puede apreciar en la base de datos de ArcheoInt, este efecto no está evaluado en casi el 80% de los datos (Genevey et al., 2008).

También es necesario que el número de especímenes sobre el que se lleva a cabo el estudio sea estadísticamente significativo. Hay que señalar aquí que gran parte de las estimaciones de la paleointensidad realizadas en la segunda mitad del pasado siglo se basaron en uno o muy pocos especímenes.

Finalmente conviene tener en cuenta que el porcentaje de éxito de los experimentos de paleointensidad es menor del 50%, y que el tiempo necesario para completar una experiencia es del orden de meses. Esta es, quizás, una de las principales razones por las cuales la base de datos de paleointensidad está tan pobremente distribuida, tanto espacial como temporalmente.

2.1.5.2. Criterios de calidad direccional

A pesar de que los datos direccionales presentan muchos menos problemas que los de intensidad, a nivel de medida en el laboratorio y coherencia en las bases de datos, Tarling & Dobson en 1995 realizaron el estudio más completo sobre el análisis y efecto del error de los datos arqueomagnéticos direccionales usando la base de datos direccional Británica (Tarling & Dobson, 1995). Estos autores propusieron una clasificación de calidad de los datos direccionales en cinco grados, en función del número de muestras usado para determinar el valor medio final, el error en la edad y el valor del α_{95} (ver Tabla 2.1). Esta clasificación difiere de la de Aitken & Hawley (1971) que estaba completamente basada en características magnéticas. Por el contrario, en Tarling & Dobson (1995) los autores consideraron como parte de la calidad del dato direccional el error en su edad. El grado 1 correspondía a los valores direccionales con menor calidad de la base de datos, mientras que el grado 5 se asignaba a las direcciones más fiables.

Tabla 2.1. Los grados de clasificación de los datos arqueomagnéticos de acuerdo con la clasificación propuesta por Tarling & Dobson (1995). Adaptada de Tarling & Dobson (1995).

Grado	Error de la edad	α_{95} (°)	Número de muestras
1	$\geq \pm 100$	> 15	> 1
2	$\geq \pm 75$	> 9	> 1
3	$\geq \pm 50$	> 5	≥ 2
4	$\geq \pm 25$	> 3	≥ 5
5	$< \pm 25$	≤ 3	≥ 7

Más recientemente, Nuñez (2005) simplificó la clasificación dada por Tarling & Dobson (1995) y estableció tres requisitos para determinar si un dato direccional era o no suficientemente fiable:

1. El número de muestras investigadas debía ser mayor a 7.
2. El semiángulo de confianza α_{95} debía ser menor a 4°.
3. Los errores cronológicos no debían ser mayores de ± 75 años.

Lo que equivalía a una combinación de las categorías definidas previamente por Tarling & Dobson (1995).

2.1.5.3. Criterios de calidad de intensidad

Durante los últimos años, en un esfuerzo por obtener descripciones de alta resolución de la intensidad del CMT en el pasado, y dado los problemas asociados con esta variable en las bases de datos (ver sección 2.1.5.1), diversos autores han aplicado diferentes criterios para estimar la fiabilidad de los datos de intensidad actualmente disponibles en las bases de datos (Chauvin et al., 2000; De Marco et al., 2008; Genevey et al., 2009, 2013; Gómez-Paccard et al., 2008, 2012a; Tema et al., 2012; Hervé et al., 2013b). En algunos de estos

trabajos, incluso se ha llegado a considerar la posibilidad de eliminar algunos datos por no ser fiables para interpretar las variaciones del CMT (Gómez-Paccard et al., 2008, 2012a, 2016; Genevey et al., 2009, 2013; Hervé et al., 2013b). Esto puede ser, quizás, un punto de vista muy extremo, pero muestra una necesidad que se ha ido gestando en los últimos años de crear unos criterios de calidad robustos para evaluar la fiabilidad de los datos de intensidad actualmente disponibles previamente a su uso en las reconstrucciones del CMT.

Un estudio reciente de Pavón-Carrasco et al. (2014b) analizó la consistencia de la base de datos de arqueointensidad de Europa para los últimos 3000 años mediante técnicas de modelado regional sobre cuatro grupos de datos de entrada de diferentes calidades. Estos autores realizaron una clasificación según el protocolo de laboratorio usado para medir la intensidad, así como el número de especímenes utilizado en el cálculo de su valor medio, dividiendo los datos en cuatro categorías:

Categoría A (los datos más fiables). Esta categoría incluye las arqueointensidades medias derivadas de al menos 5 especímenes y obtenidos a partir de ciertos protocolos de laboratorio, que son los considerados más fiables por la mayor parte de la comunidad paleomagnética. Esto es, basados en el método original de Thellier-Thellier o algunos de sus derivados, incluyendo la realización de pTRM-*checks* y la corrección por anisotropía a través de la determinación del tensor de anisotropía de la TRM, cualquiera que sea el material analizado. Las arqueointensidades determinadas a partir del método Triaxial también pertenecen a esta categoría ya que la TRM adquirida en el laboratorio es paralela a la NRM (Le Goff & Gallet, 2004). Los datos derivados de escorias se incluyen en esta categoría si, además, se ha investigado y corregido adecuadamente el efecto de linealidad de la TRM (Shaar et al., 2010, 2011).

Categoría B. La categoría B incluye arqueointensidades medias derivadas de al menos 4 especímenes y obtenidas a partir del método original Thellier-Thellier o por alguno de sus derivados, con pTRM-*checks* pero sin corrección por anisotropía de la TRM en objetos poco anisótropos (como hornos, hogares, suelos quemados y ladrillos). Los datos contenidos en esta categoría son también altamente fiables ya que el efecto de la anisotropía de la TRM en estos materiales es generalmente menor del 5% (Kovacheva et al., 2009). Los datos que corresponden a la categoría A pero derivados de 4 especímenes están incluidos en la categoría B.

Categoría C. Esta categoría incluye datos obtenidos por el método original de Thellier-Thellier o derivados, con pTRM-*checks* pero sin corrección por anisotropía de la TRM y obtenidos de objetos generalmente altamente anisótropos (fragmentos de cerámica, tejas, o pequeños artefactos arqueológicos horneados). Los datos obtenidos con los protocolos descritos en las categorías A y B pero derivados de tres especímenes son incluidos en la categoría C. Shaar et al. (2010) indicó que la adquisición no lineal de la TRM debía ser controlada durante los experimentos de paleointensidad de escorias. Por tanto, se consideran los datos derivados de escorias sin este protocolo como datos menos fiables y se incluyen también en la categoría C (Gram-Jensen et al., 2000; Ben-Yosef et al., 2008, 2009).

Categoría D (los datos menos fiables). La categoría D incluye todos los datos de intensidad obtenidos a partir de otros protocolos (e.g. el método de Games para los ladrillos de adobe, Games, 1977; el método de microondas; los métodos basados en el de Shaw, Shaw, 1974; ver Genevey et al. (2008) para una revisión completa), o los datos derivados de (sólo) uno o dos especímenes. La comunidad paleomagnética generalmente acepta que estos métodos de paleointensidad se encuentran peor constreñidos que los métodos derivados de Thellier-Thellier, para los cuales la teoría física de la adquisición de la TRM está bien establecida (Néel, 1955; Thellier & Thellier, 1959). Los datos obtenidos de los métodos derivados de Thellier-Thellier que no incluyen pTRM-*checks* o están basados en menos de tres especímenes están también incluidos en esta categoría. La categoría D puede por tanto ser considerada como la menos fiable desde el punto de vista metodológico.

En la Figura 2.12 se puede comprobar cómo, según el criterio de calidad establecido, varía la cantidad de datos, la dispersión de los mismos y los modelos de intensidad (Pavón-Carrasco et al., 2014b) en una de las localizaciones más sensibles a estos cambios: Tesalónica (Grecia, 40.6° N, 23.0°E). Se puede ver así la importancia que tiene la base de datos de entrada en las reconstrucciones proporcionadas por los modelos de CMT. Cuando la base de datos contiene todos los datos de arqueointensidad, es decir, no consideramos ningún criterio de calidad para preseleccionar los datos, la dispersión observada de los mismos es mayor, y la intensidad reconstruida (modelo D) presenta una dispersión mayor (menor precisión) que cuando se emplea una base de datos altamente fiable (modelo A).

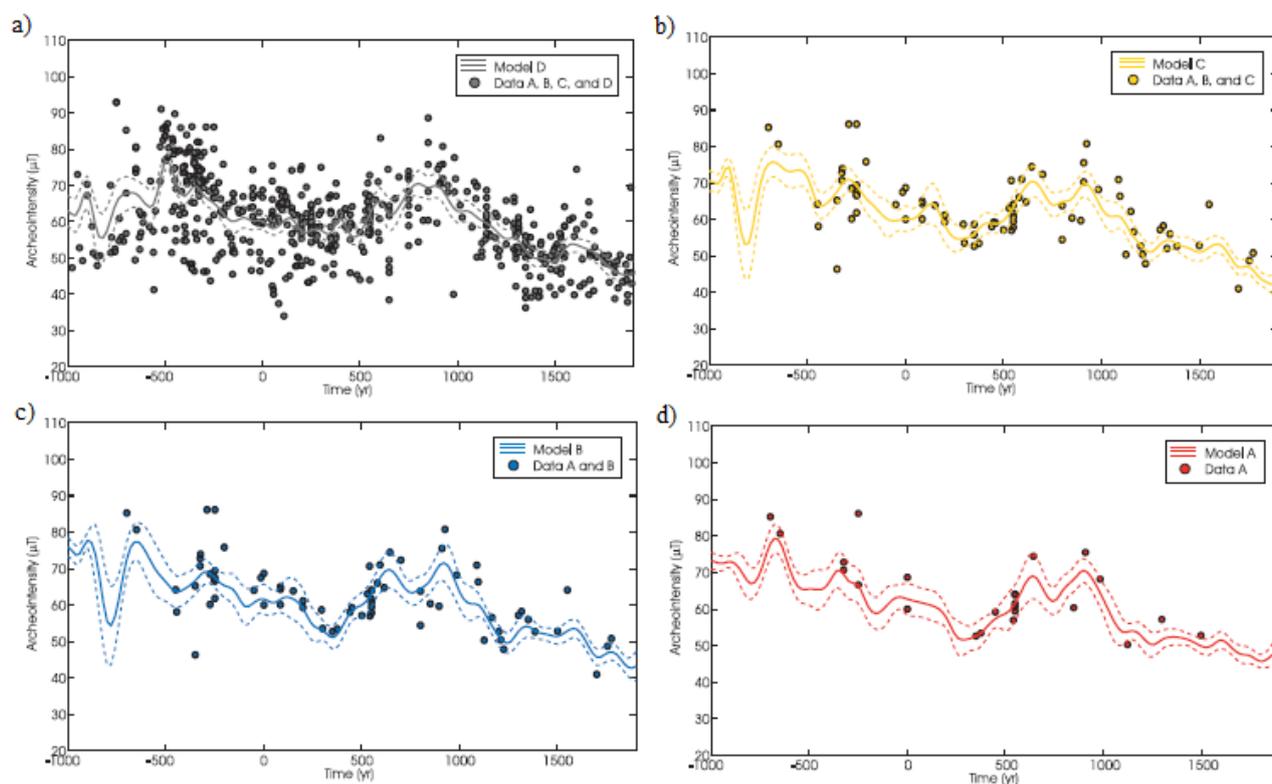


Figura 2.12. Modelos de intensidad en Tesalónica (Grecia) obtenidos por Pavón-Carrasco et al. (2014b) junto con los datos de intensidad correspondientes a cada una de las categorías de calidad descritas en detalle en el texto. Todos los datos han sido relocalizados a las coordenadas de Tesalónica (40.6° N, 23.0°E). Adaptada de Pavón-Carrasco et al. (2014b).

2.2. Modelado del campo magnético terrestre

2.2.1. Modelado Global

A partir de las medidas directas o indirectas del campo geomagnético podemos conocer su evolución ya sea a escala regional o global. Para esta última, la técnica del análisis armónico sobre la esfera (SHA, por sus siglas en inglés) ha sido la más usada desde que fue propuesta por C.F. Gauss en 1839. Dicha técnica ha evolucionado desde este primer trabajo dando lugar a modelos del campo geomagnético globales.

A partir de los datos proporcionados por observatorios y satélites (medidas directas instrumentales) se han desarrollado numerosos modelos a lo largo de las últimas décadas. Los más conocidos y usados por la comunidad científica son los modelos de referencia del campo geomagnético (IGRF, por sus siglas en inglés *International Geomagnetic Reference Field*) desarrollados cada 5 años por la *International Association of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA) *Working Group V-8* y que actualmente se encuentra en su versión duodécima (IGRF-12, Thébault et al., 2015). Estos modelos describen el campo principal y su variación secular cada 5 años desde 1900 hasta la actualidad. Si extendemos el periodo temporal a épocas anteriores al siglo XX (medidas directas históricas), Bloxham & Jackson (1992) construyeron un modelo continuo en el tiempo que iba desde el comienzo de las medidas del vector magnético en 1840 (modelo UFM1). Jackson et al. (2000) completaron estos datos con medidas históricas de la declinación e inclinación (Jonkers et al., 2003) llegando hasta el siglo XVI, desarrollando así un modelo global continuo para los últimos 400 años desde 1590 (modelo GUFM1). Dado que la medida de la intensidad absoluta del campo geomagnético sólo se conoce a partir del año 1837, el primer coeficiente de Gauss (g_1^0) del modelo, que es directamente proporcional a esta medida, no estaba bien determinado para años anteriores. Para poder solventar este problema, los autores extrapolaron linealmente el valor del coeficiente en 1840 asumiendo un ritmo constante de evolución temporal de 15 nT/año, que corresponde al promedio de la derivada temporal del coeficiente g_1^0 entre los años 1850 y 1990. Años más tarde, Gubbins et al. (2006) recalculó el primer coeficiente del modelo a partir de los datos arqueomagnéticos proporcionados por la base de datos de Korte et al. (2005). Más recientemente, Finlay (2008) construyó un modelo histórico como el GUFM1 utilizando diferentes técnicas estadísticas, obteniendo que el valor más probable del primer coeficiente de Gauss a partir de la base de datos paleomagnéticos actual era una constante para los años anteriores a 1840.

Retomando las medidas indirectas (datos paleomagnéticos), fue en el año 1998 (Hongre et al., 1998) cuando se aplica por primera vez la técnica SHA al modelado del campo geomagnético a partir de medidas indirectas (paleomagnéticas) compiladas por Daly & Goff (1996). Estos autores modelaron el campo geomagnético en ventanas temporales fijas, obteniendo imágenes de su evolución en tiempos concretos, pero sin proporcionar una continuidad temporal. Para conseguirlo se probaron diversas metodologías, como las ventanas móviles solapadas, que permiten definir una evolución del campo geomagnético más continua en el tiempo. En el mismo año Johnson & Constable (1998) derivaron un modelo promediado en el tiempo, llamado ALS3k, a partir de la base de datos paleomagnética PSVMOD1.0, donde se combinan datos arqueomagnéticos y de sedimentos lacustres para los últimos 3000 años. Posteriormente, Constable et al. (2000) modeló instantáneas del campo cada 100 años basados en la misma base de datos anterior. Los modelos anteriores proporcionan imágenes discretas del campo geomagnético en el tiempo y no ofrecen una continuidad temporal.

Fueron Korte & Constable (2003) las que desarrollaron el primer modelo global geomagnético continuo en el tiempo abarcando los últimos 3000 años, usando datos arqueomagnéticos y sedimentarios (modelo CALS3k.1). Para ello implementaron en la parte temporal del proceso de modelado una base de *B-splines* cúbicos de tercer orden, ortogonales y normalizados en la que se expresaron los coeficientes de Gauss. Dicha técnica ha sido la más extendida desde su primer uso. Estos autores han ido actualizando los modelos gracias a la actualización de datos paleomagnéticos del Holoceno y la mejora de la técnica de modelado (Korte & Constable, 2005a, 2011; Korte et al., 2009, 2011). Entre los modelos presentados se destaca el modelo ARCH3k.1 (Korte et

al., 2009) donde fueron usados de forma exclusiva datos arqueomagnéticos y volcánicos, excluyendo los sedimentarios.

Años más tarde, Licht et al. (2013) publicaron tres conjuntos de modelos basados en diferentes bases de datos (A_dat: datos arqueomagnéticos y volcánicos; ASD_dat: datos arqueomagnéticos, volcánicos y sedimentarios direccionales; ASDI_dat: datos arqueomagnéticos, volcánicos y sedimentarios incluyendo intensidad), en el que obtenían como producto: a) un modelo que usaba la base de datos original, b) 1000 modelos diferentes obtenidos perturbando ligeramente esa base de datos siguiendo el procedimiento descrito por Korte et al. (2009, 2011) y c) un tercer producto que era la media de esos 1000 modelos. Su objetivo era proporcionar al usuario todo el conjunto de modelos generados para tener la posibilidad de producir estadísticas relevantes para cualquier cantidad de interés.

Por otra parte, Nilsson et al. (2014) se centraron en el problema de los datos sedimentarios para los últimos 9000 años (ver secciones anteriores para más detalles) y crearon un conjunto de tres modelos (pfm9k.1, pfm9k.1a, pfm9k.1b) basados en datos arqueomagnéticos, volcánicos y sedimentarios donde, en estos últimos, no sólo calculaban la paleointensidad relativa sino también la declinación relativa, mediante un ajuste iterativo comparando con un modelo de campo dipolar obtenido a partir de radionúclidos cosmogénicos combinado con una reconstrucción de la inclinación dipolar DE_{FNBKE} de Nilsson et al. (2011), basada en datos sedimentarios seleccionados. La diferencia entre cada uno de estos modelos se encuentra en los pesos dados a diferentes fuentes y tipos de datos usados durante el proceso de modelado, así como una manera nueva de tratar las incertidumbres cronológicas a como se había hecho hasta la fecha.

El modelo global que abarca más período temporal es el modelo SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014a), cubriendo los últimos 14000 años (todo el Holoceno) y usando datos arqueomagnéticos y volcánicos publicados hasta el año 2014. La Tabla 2.2 resume los modelos globales del campo geomagnético actualmente disponibles.

Tabla 2.2. Resumen de los principales modelos geomagnéticos globales variables en el tiempo para los últimos milenios. Se utiliza la siguiente notación para el tipo de dato de entrada usado en cada uno de los modelos: Arch. para datos arqueomagnéticos, Volc. con datos volcánicos y Sed. cuando son datos sedimentarios.

Modelo	Validez temporal	Tipo de dato	Referencia
ALS3k	1000 a.C. - 1800 d.C.	Arch. Sed. Lacustres	Johnson & Constable (1998)
CALS3k.1	1000 a.C. - 1950 d.C.	Arch./Vol. Sed. Lacustres	Korte & Constable (2003)
CALS3k.2	1000 a.C. - 1950 d.C.	Arch./Vol. Sed. Lacustres	Korte & Constable (2005a)
CALS3k.3	1000 a.C. - 1990 d.C.	Arch./Vol. Sed. Lacustres	Korte et al. (2009)
CALS3k.4	1000 a.C. - 1990 d.C.	Arch./Vol. Sed. Lacustres	Korte & Constable (2011)
CALS3k.4b	1000 a.C. - 1990 d.C.	Arch./Vol. Sed. Lacustres	Korte & Constable (2011)
CALS7k.2	5000 a.C. - 1950 d.C.	Arch./Vol. Sed. Lacustres	Korte & Constable (2005a)
CALS10k.1b	8000a.C. - 1990 d.C.	Arch./Vol. Sed. Lacustres	Korte et al. (2011)
ARCH3k.1	1000 a.C. - 1990 d.C.	Arch./Vol.	Korte et al. (2009)
SED3k.1	1000 a.C. - 1990 d.C.	Sed. Lacustres	Korte et al. (2009)
A_FM	1000 a.C. - 2000 d.C.	Arch./Volc.	Licht et al. (2013)

ASD_FM	1000 a.C. - 2000 d.C.	Arch./Vol. Sed.	Licht et al. (2013)
ASDI_FM	1000 a.C. - 2000 d.C.	Arch./Volc. Sed.	Licht et al. (2013)
pfm9k.1/1a/1b	7000 a.C. - 1900 d.C.	Arch./Volc. Sed.	Nilsson et al. (2014)
SHA.DIF.14k	12000 a.C. - 1900 d.C.	Arch./Volc.	Pavón-Carrasco et al. (2014a)

2.2.2. Modelado Local: Curvas de Variación Paleosecular

Cuando se dispone de una alta densidad de datos arqueomagnéticos bien datados distribuidos homogéneamente en un cierto intervalo temporal y región, entonces se puede construir un modelo unidimensional que describa la evolución temporal del campo geomagnético para dicha región. Estos modelos, clásicamente llamados curvas de variación paleosecular (PSVC por sus siglas en inglés, *Palaeosecular Variation Curve*), proporcionan información continua de los elementos del campo geomagnético (D, I, F).

El primer paso para generar estas curvas es trasladar los datos del yacimiento arqueológico original donde las muestras fueron recogidas a un punto común (la localización de referencia) usando el método de conversión vía polo (Nöel & Batt, 1990). En el Capítulo 3, sección 3.2.2, explicaremos en más detalle en qué consiste este método y cómo se realiza.

Es importante remarcar que el proceso de relocalización introduce un error, el error de relocalización, que se incrementa con la distancia del yacimiento arqueológico al punto de referencia elegido. Casas & Incoronato (2007) estimaron el error de relocalización a partir de datos direccionales e intensidad de dos modelos de campo geomagnético instrumentales e históricos que cubren diferentes intervalos temporales: el IGRF-9 para el último siglo (IAGA, 2003) y el GUFM1 para los últimos 400 años (Jackson et al., 2000). Su trabajo cuantificó el error de relocalización en diferentes regiones. Como se esperaba, los errores máximos se correlacionaban en el espacio con regiones que presentaban contribuciones no dipolares más altas, es decir, regiones donde la hipótesis de un campo dipolar ideal es más difícil de sostener. Los errores máximos se encontraron en áreas cercanas a la Anomalía del Atlántico Sur (SAA por sus siglas en inglés, *South Atlantic Anomaly*), con valores de $1.2^\circ/100$ km y $0.6 \mu\text{T}/100$ km para direcciones e intensidades, respectivamente. En Europa, la zona con más amplia densidad de datos arqueomagnéticos mundial, el error de relocalización varía a razón de $0.25^\circ/100$ km y $0.1-0.2 \mu\text{T}/100$ km. El error de relocalización debería ser investigado antes de la construcción de una PSVC, pero generalmente se asume que para regiones relativamente pequeñas (no más grandes de 10^6 km²) el error de relocalización se encuentra dentro de la incertidumbre del dato paleomagnético (α_{95} para direcciones y σ_F para intensidades) y no se realiza un cálculo de propagación de errores (Tarling, 1983).

Un ejemplo del error de relocalización se muestra en la Figura 2.13, donde se ha usado el modelo IGRF-11 (Finlay et al., 2010) para generar datos sintéticos en una región dada (sudoeste de Europa) para la época 2010.0. El error de relocalización direccional para cualquier localización está dado por la diferencia angular entre la dirección dada por el modelo IGRF-11 en esta localización y la obtenida al relocalizar el dato desde el punto de referencia (Madrid, España, en este caso) asumiendo un campo geomagnético dipolar inclinado. El mismo procedimiento se lleva a cabo usando el dato de intensidad. Como se puede observar, el error de relocalización presenta valores más bajos que las incertidumbres clásicas del dato arqueomagnético cuando los datos se encuentran dentro de un casquete esférico de radio 800 km centrado en las coordenadas de Madrid. Sin embargo, se debe hacer hincapié en el hecho de que el error de relocalización depende del tiempo de una manera desconocida, es decir, en una región dada el error de relocalización cambia con el tiempo porque depende de la contribución no dipolar del campo que, a su vez, varía temporalmente.

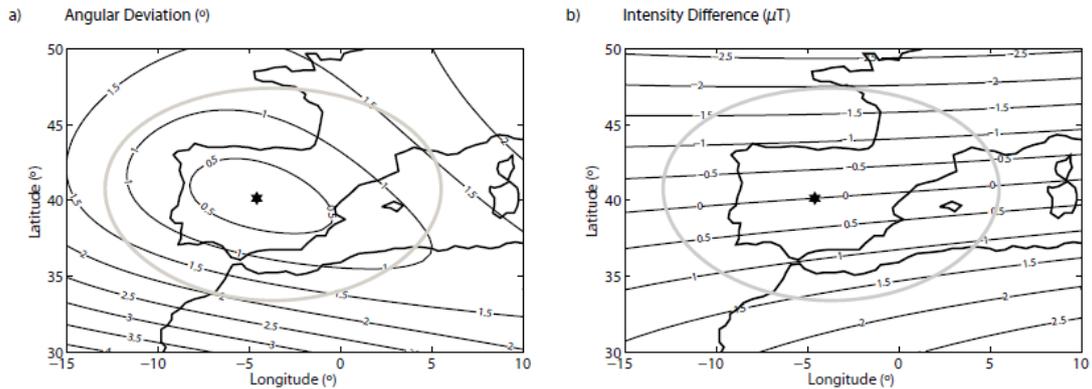


Figura 2.13. Mapas de error de relocalización. a) Diferencias angulares entre los datos direccionales dados por el IGRF-11 y la dirección trasladada desde el punto de referencia (Madrid) al punto considerado en el área seleccionada. b) Diferencias de intensidad entre la intensidad en cada punto de la región y la esperada a través del proceso de relocalización de los datos al punto de referencia. El círculo gris muestra un casquete esférico centrado en Madrid con 800 km de radio. De Pavón-Carrasco et al. (2015).

Las primeras PSVCs se desarrollaron en los años 80 (e.g. Thellier, 1981). Durante esa década, se implementaron diferentes métodos de construcción de las PSVCs, basados en análisis estadísticos como el promediado en ventanas móviles temporales (e.g. Aitken, 1970; Clark & Thompson, 1978; Sternberg & McGuire, 1990). La aproximación más usada durante estos años fue el método de la estadística bivariada estratificada de Le Goff (1990) y Le Goff et al. (1992, 2002), la cual introduce un esquema de pesado en el cálculo de las direcciones medias proporcionando un intervalo de error para una época determinada. Este análisis estadístico se lleva a cabo en una ventana temporal cuya anchura se adapta al número de datos arqueomagnéticos disponibles. Usando ventanas superpuestas, el método proporciona una PSVC suave que ajusta a los datos arqueomagnéticos direccionales. Este método clásico continúa siendo usado en la actualidad (e.g. Tema & Kondopoulou, 2011).

A comienzos del siglo XXI, Lanos (2004) introdujo la estadística Bayesiana en la computación de las PSVCs. Él usó el modelado estocástico Bayesiano penalizado. Contrariamente a la técnica de las ventanas móviles, donde la selección del tamaño de la ventana no es obvia y depende en buena medida de la distribución temporal de datos, aquí todos los datos arqueomagnéticos son tratados conjuntamente usando *splines* temporales con puntos fijos en el intervalo temporal completo. La penalización consiste en condicionar la segunda derivada temporal de la curva a partir de un parámetro de amortiguamiento que controla la suavidad de la PSVC. La principal ventaja de esta aproximación es que los datos pueden ser movidos dentro de su intervalo de error temporal describiendo una función de densidad de probabilidad en el tiempo. Esta función individual para cada dato proporciona *a posteriori* una nueva datación del dato original. Como resultado, se determina una PSVC suavizada con una banda de error al 95% de nivel de confianza.

Una mejora de esta aproximación (Lanos et al., 2005) permite modelar la estratificación de todas las incertidumbres de las medidas y ajustarlas conjuntamente, tanto la declinación como la inclinación, a una función tipo *spline* temporal basada en una penalización a los datos con estadística bivariada. Este procedimiento usa un esquema jerárquico de tratamiento de los datos arqueomagnéticos y aplica la estadística Bayesiana para corregir la perturbación debida a la variabilidad en el número de especímenes tomados de cada muestra o sitio (Lanos et al., 2005).

Aunque la mayor parte de las PSVCs Bayesianas son direccionales (Gómez-Paccard et al., 2006b; Schnepf & Lanos, 2005, 2006; De Marco et al., 2014), el reciente esfuerzo hecho para obtener una base de datos de intensidad más densa y revisada ha conducido, recientemente, a la creación de las primeras PSVCs Bayesianas para la intensidad (Gómez-Paccard et al., 2012b, 2016; Hervé et al., 2013b; Kovacheva et al., 2014).

Más recientemente se han desarrollado otras aproximaciones para la construcción de las PSVCs, centradas en la eliminación de posibles *outliers*. Este es el caso del método *bootstrap* propuesto por Thébault & Gallet (2010). Ellos aplican un método de mínimos cuadrados repesado iterativamente, combinado con un algoritmo tipo *bootstrap* para detectar y eliminar posibles *outliers*. El objetivo es generar un conjunto de curvas de acuerdo tanto a las incertidumbres de las medidas como a las de la edad de los datos arqueomagnéticos, proporcionando una curva maestra final y una banda de error de densidad de probabilidad. Un procedimiento similar ha sido desarrollado por Hellio et al. (2014) pero desde el punto de vista de la estadística Bayesiana, usando información *a priori* sobre la evolución temporal del campo geomagnético obtenido de datos geomagnéticos históricos. Su método está basado en el proceso de regresión Gaussiano con una combinación de un procedimiento Monte Carlo con cadenas de Markov, seleccionando de una manera aleatoria las fechas de los datos arqueomagnéticos con más altas probabilidades.

En la Tabla 2.3 se muestran las últimas PSVCs publicadas, junto con la región/país y el intervalo de edad de validez, la localización de referencia y el tipo de aproximación usada en la construcción. Europa es el continente con más PSVCs publicadas (un total de 13 curvas direccionales y 13 de intensidad). Hay que notar que no todas las curvas fueron generadas usando exclusivamente datos arqueomagnéticos, i.e. registros de restos arqueológicos. Algunas PSVCs se construyeron usando también datos paleomagnéticos procedentes de materiales volcánicos (Italia, Tema et al., 2006; y Norte América, Hastrum & Blinman, 2010). La baja densidad de datos arqueomagnéticos en estas regiones no permitía obtener los elementos del campo geomagnético con suficiente precisión. Por esta razón, los datos volcánicos bien datados (basados en una TRM) fueron usados para completar la base de datos.

Tabla 2.3. Curvas de Variación Paleosecular publicadas y los métodos aplicados para su construcción. Tipo, D: curva direccional, I: curva de intensidad; Mét. (Método), 1: estadística bivariada estratificada (Le Goff et al., 2002, y referencias en adelante), 2: estadística Bayesiana (Lanos, 2004; Lanos et al., 2005), 3: método de mínimos cuadrados repesados con bootstrap (Thébault & Gallet, 2010), 4: estadística Bayesiana estocástica (Hellio et al., 2014). *La curva basada en los datos publicados en los trabajos de Bucur (1994), Chauvin et al. (2000) y Gallet et al. (2002) no ha sido publicada, pero puede encontrarse en el software de datación arqueomagnética Rendata (Lanos, 2004).

Regiones/Países	Validez temporal	Localización de referencia	Tipo	Mét.	Referencias
Austria	840 a.C. - 1850 d.C.	Radstadt (47.38°N, 13.45°E)	D	2	Schnepf & Lanos (2006)
Francia	950 a.C. - 1830 d.C.	Paris (48.9°N, 2.3°E)	D	2	*Bucur (1994), Chauvin et al. (2000), Gallet et al. (2002)
	1500 a.C. - 200 d.C.		D	2	Hervé et al. (2013a)
	100 a.C. - 1975 d.C.		I	2	Gómez-Paccard et al. (2008)
	900 d.C. - 1825 d.C.		I	3	Genevey et al. (2013)
	800 a.C. - 200 d.C.		I	1	Hervé et al. (2013b)
	200 d.C. - 1400 d.C.		I	2	Gómez-Paccard et al. (2012a)
	1 d.C. - 2000 d.C.		D, I	4	Hellio et al. (2014)
	1 d.C. - 1900 d.C.		I	2, 3	Gómez-Paccard et al. (2016)
Alemania	625 a.C. - 1900 d.C.	Göttingen (51.53°N, 9.93°E)	D	2	Schnepf & Lanos (2005)
	1300 d.C. - 1750 d.C.	Lübeck (53.8°N, 10.8°E)	I	2	Schnepf et al. (2009)
Iberia	815 a.C. -1959 d.C.	Madrid (40.4°N, 3.7°O)	D	2	Gómez-Paccard et al. (2006b)
Italia	1160 a.C. - 1630 d.C.	Viterbo	D	2	Tema et al. (2006)

		(42.45°N, 12.03°E)			
Reino Unido	1890 a.C. - 1990 d.C.	Meriden (52.43°N, 1.64°O)	D	2	Zananiri et al. (2007)
Grecia	2400 a.C. - 1500 d.C.	Atenas (38.0°N, 23.7°E)	D	2	De Marco et al. (2014)
	5700 a.C. - 1900 d.C.		I	2	De Marco et al. (2008)
Bulgaria	6000 a.C. - 1900 d.C.	Sofia (43.0 °N, 25.0°E)	D, I	2	Kovacheva et al. (2014)
	200 d.C. - 1400 d.C.		I	2	Gómez-Paccard et al. (2012a)
Hungría	300 a.C. - 1750 d.C.	Budapest (47.5°N, 19.1°E)	D	2	Márton et al. (2010)
Región de los Balcanes	6000 a.C. - 1900 d.C.	Tesalónica (40.6°N, 230°E)	D, I	1	Tema & Kondopoulou (2011)
Europa Central Sur	6000 a.C. - 1000 a.C.	43.0°N, 11.0°E	D	3	Carrancho et al. (2013)
Oriente Medio	3800 a.C. - 250 a.C.	Mari/Tell Hariri (34.5°N, 40.9°E)	I	3	Thébault & Gallet (2010)
	4000 a.C. - 1 d.C.		I	4	Hellio et al. (2014)
América Noroccidental	1590 a.C. - 1975 d.C.	Gallup/ Nuevo Méjico (35.5°N, 108.5°O)	D	1	Hagstrum & Blinman (2010)

La construcción de una PSVC adecuada depende de dos aspectos diferentes: por una parte, de la distribución temporal de los datos en el intervalo temporal seleccionado y, por otra, de la calidad de los datos arqueomagnéticos en términos de las incertidumbres (de las medidas, α_{95} , σ_F , y de la edad, σ_T). Una distribución temporal homogénea es fundamental para obtener una PSVC bien determinada a través de todo el intervalo temporal definido por la curva. En algunos casos es difícil encontrar materiales arqueológicos con potencial arqueomagnético en determinados períodos históricos. Esto depende fuertemente de las condiciones históricas locales y del desarrollo cultural de la región considerada. Este es el caso de la Edad Oscura Europea (entre el siglo V y X d.C., dependiendo del país) y el período pre-Romano (antes del siglo I a.C.), donde se aprecia una clara falta de datos arqueomagnéticos que reduce la fiabilidad de las PSVCs. Los últimos estudios llevados a cabo en Europa Occidental (Catanzariti et al., 2012; Gómez-Paccard et al., 2012a, b; Hervé et al., 2013a, b; Osete et al., 2016; Palencia et al., *in prep*; Molina-Cardín, 2014; Molina-Cardín et al., 2015; Carmona et al., 2015; Pérez-Fuentes et al., 2016; Rivero et al., 2016) están intentando mitigar esta baja densidad de datos durante estos intervalos, mejorando nuestro conocimiento del campo geomagnético en estos periodos "oscuros".

La base de datos más completa a nivel espacial y temporal es la de Bulgaria (Kovacheva et al., 2009), la cual da información para los últimos 7000 años de los tres elementos del campo geomagnético. Recientemente, esta base de datos ha sido actualizada y revisada (Kovacheva et al., 2014), construyendo una PSVC suavizada usando el método Bayesiano de Lanos (2004).

Las PSVCs direccionales se generan habitualmente usando todos los datos disponibles. Sin embargo, algunos autores (e.g. Schnepf & Lanos, 2005) introdujeron una gradación en la base de datos direccional siguiendo la clasificación de Tarling & Dobson (1995) antes del proceso de modelado. Para la compilación de la intensidad, las publicaciones europeas más recientes aplican un criterio de eliminación o pesado de calidad que considera el protocolo de laboratorio seguido para estimar la paleointensidad, las correcciones aplicadas para obtener el paleocampo (tales como la corrección por anisotropía de la termorremanencia, ATRM), el efecto del ritmo de enfriamiento, etc) y el número de especímenes usados en el cálculo de la intensidad media (Gómez-Paccard et al., 2012a, b, 2016; Genevey et al., 2013, 2016; Hervé et al., 2013b).

La Figura 2.14 muestra algunas de las PSVCs direccionales de la región europea construidas siguiendo el método de Lanos (2004) y Lanos et al. (2005). Las diferencias entre estas curvas son mayormente debidas a las características de la base de datos arqueomagnéticos usada en la construcción de la PSVC.

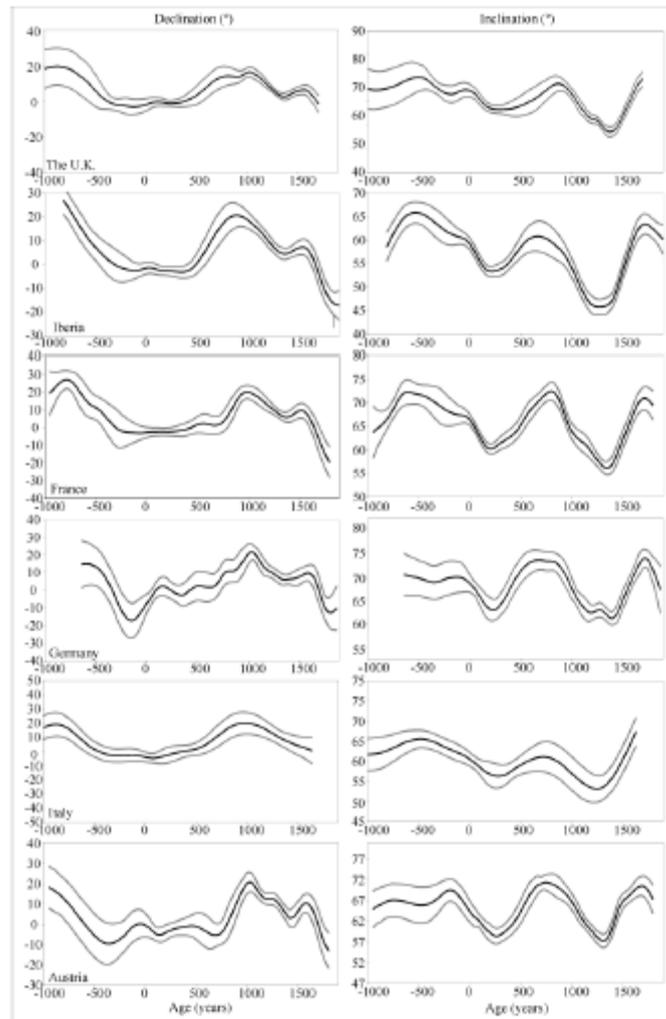


Figura 2.14. PSVCs direccionales de diferentes países/regiones de Europa construidas siguiendo el método de Lanos (2004) para los últimos 3000 años. De Pavón-Carrasco et al. (2015).

2.2.2.1. PSVC de Iberia

Para la región peninsular, los primeros intentos de plantear una PSVC fueron llevados a cabo por Núñez et al. (2000) y Núñez (2005), a partir de los estudios arqueomagnéticos sistemáticos que comenzaron a realizarse en la Península Ibérica a partir de 1998 (Núñez, 1998, 2005; Catanzariti, 2005; Gómez-Paccard, 2006). Estos datos, junto con la escasa información previa disponible, fueron compilados en la primera base de datos para Iberia (Gómez-Paccard et al., 2006a). Basado en este catálogo, Gómez-Paccard et al. (2006b) construyeron una PSVC siguiendo el método de la estadística Bayesiana (Lanos, 2004; Lanos et al., 2005) y centrada en Madrid (40.4°N, 3.7°O). Esta curva, que describe el comportamiento direccional del CMT en Iberia durante los últimos 3000 años, contiene 62 datos direccionales arqueomagnéticos españoles, 63 datos franceses y 9 marroquíes. La inclusión de los datos de los países vecinos fue necesaria debido a la ausencia de datos ibéricos entre los siglos VI y XI d.C. y durante el primer milenio a.C., ampliando el radio óptimo de 600 km a 900 km de Madrid. La PSVC de Iberia resultante es, por tanto, una mezcla de datos franceses, marroquíes e ibéricos.

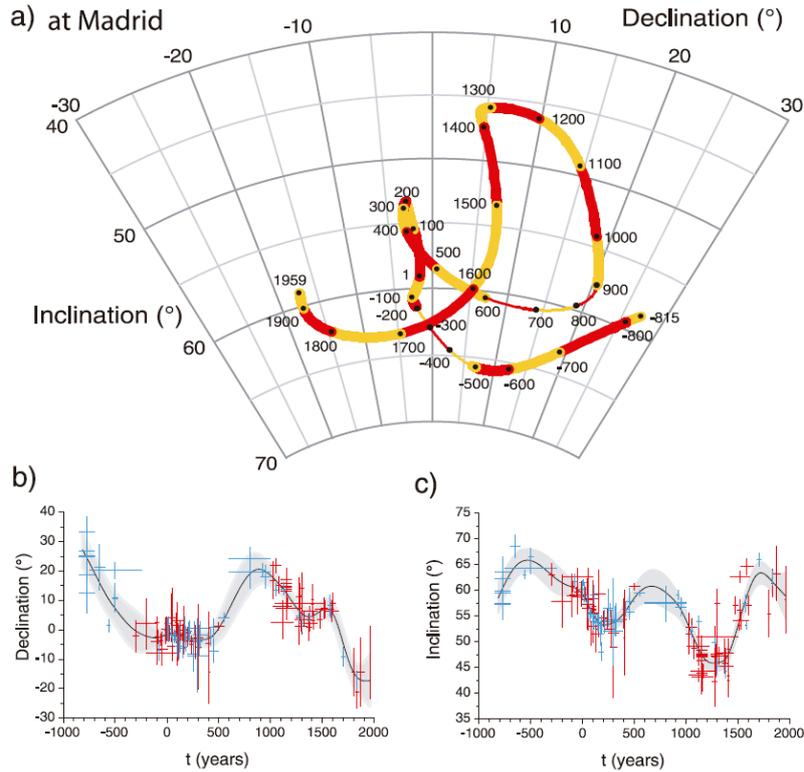


Figura 2.15. Primera curva de variación Paleosecular de Iberia para los últimos 3000 años usando modelado Bayesiano para el conjunto de datos arqueomagnéticos dentro de un radio de 900 km desde Madrid. Se muestra (a) el diagrama estereográfico de la variación de la declinación y la inclinación, donde el naranja y el rojo indican escala de tiempos de siglos (las partes más delgadas indican las zonas donde la curva está construida sobre un menor número de datos), (b) declinación frente al tiempo y (c) inclinación frente al tiempo. En estas dos últimas figuras se representan en rojo los datos procedentes de una distancia menor o igual a 600 km de Madrid, y el azul aquellos datos que distan de 600 a 900 km de la localización de referencia. De Gómez-Paccard et al. (2006b).

Con el fin de cubrir las lagunas de datos en la Península Ibérica de los últimos dos milenios, en los últimos años se han llevado a cabo numerosos estudios direccionales y de paleointensidad (Gómez-Paccard et al., 2006c, 2008, 2012a, 2016; Catanzariti et al., 2008a, 2012; Ruiz-Martínez et al. 2008; Hartmann et al. 2009; Molina-Cardín, 2014; Molina-Cardín et al., 2015; Carmona et al., 2015; Pérez-Fuentes et al., 2016; Rivero et al., 2016). Sin embargo, el primer milenio a.C. permanece aún muy limitado por la falta de datos direccionales (Figura 2.7 y 2.15) y la baja calidad de los estudios de paleointensidad realizados (ver apartado 2.1.4). Es por ello que los esfuerzos recientes (Osete et al., 2016; Ortas et al. (*in prep.*)), entre los cuales se incluyen los resultados que se presentan en el Capítulo 4 de esta tesis, se han orientado a aportar datos del primer milenio a.C. y a construir una nueva curva de variación paleosecular de Iberia (Capítulo 5) basada en una nueva compilación de datos.

2.3 Aplicaciones a la Paleoclimatología

Hasta ahora nos hemos centrado fundamentalmente en cómo se encuentra la investigación de la evolución del CMT en los últimos 3000 años a escala local y global, pero debemos recordar que uno de los objetivos de esta tesis es la aplicación (o aplicaciones) que los estudios del CMT tienen en la Paleoclimatología. En esta sección vamos a detallar cuáles han sido los principales trabajos que se han desarrollado en esta dirección, i.e. la relación entre clima y geomagnetismo.

2.3.1. El campo geomagnético y el clima terrestre

2.3.1.1. Antecedentes

Los primeros trabajos que exploraron la existencia de una posible relación entre el CMT y el clima surgieron durante la década de los 70, llevados a cabo por Wollin et al. (1971) y Bucha (1976, 1978).

Wollin et al. (1971) mostraron la existencia de correlaciones entre las variaciones en la intensidad del campo magnético de la Tierra, las fluctuaciones en la actividad de radiocarbono atmosférico, y cambios climáticos en la superficie terrestre y en el océano durante los últimos 7000 años. Asimismo, también encontraron correlaciones entre las variaciones en la intensidad e inclinación magnética, y los cambios climáticos registrados en núcleos de sedimentos marinos durante los últimos 470000 años (ver Figura 2.16). Según estos autores, los bajos valores de la intensidad del campo geomagnético parecen estar relacionados con un clima cálido; una situación análoga a la que vivimos actualmente. De acuerdo con estos hallazgos, estos autores postularon que el magnetismo terrestre podría modular el clima.

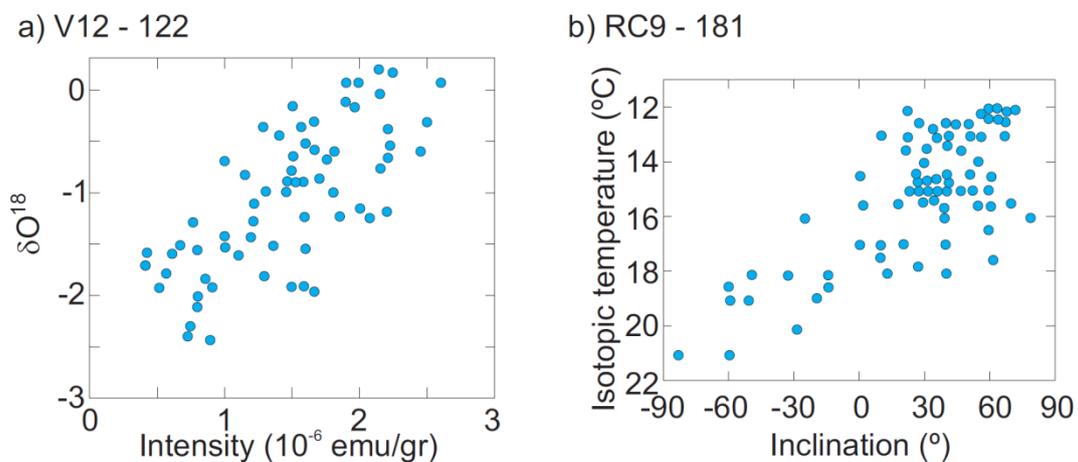


Figura 2.16. Gráficas de dispersión que indican la correlación a) entre variaciones en la intensidad magnética y los cambios climáticos basados en medidas de isótopos de oxígeno de *Globigerinoides rubra* (Van Donk, 1970) del núcleo marino V12-122, y b) entre variaciones de la inclinación magnética en el núcleo RC9-181 y temperaturas isotópicas (Emiliani, 1955) en el núcleo ALB-189. El núcleo V12-122 procede del Mar Caribe y los núcleos RC9-181 y ALB-189 del Mediterráneo. Adaptada de Wollin et al. (1971).

Por otra parte, Bucha (1976) planteó la posibilidad de que las derivas de los polos geomagnéticos pudieran ser las responsables de desplazamientos de amplias regiones de baja presión atmosférica asociadas con un incremento en la actividad ciclónica y repentinos cambios climáticos (Bucha, 1978).

A partir de estos trabajos, muchos otros autores exploraron la posibilidad de que el geomagnetismo y el clima estuviesen conectados de alguna manera, y en 2007 Courtillot et al. (2007) hicieron una revisión completa

sobre los principales trabajos que, hasta el momento de la publicación, se habían desarrollado en esta línea, clasificándolos según las diferentes escalas temporales en las que se había estudiado el fenómeno. Esta revisión no estuvo libre de polémica (Bard & Delaygue, 2008; Courtillot et al., 2008). En este capítulo, siguiendo a Courtillot et al. (2007), vamos a resumir los principales trabajos que nos han motivado a investigar la posible relación del campo geomagnético con el clima terrestre en función de la escala temporal en que se ha estudiado.

2.3.1.2. Época instrumental e histórica (10 - 100 años)

Le Mouël et al. (2005) centraron su estudio en la escala decenal y descubrieron una correlación entre lo que ellos denominaron la “tendencia magnética total” y la variabilidad solar (Figura 2.17). Esta “tendencia magnética total” fue obtenida tras aplicar diversos filtros a series temporales de índices construidos a partir de las variaciones de alta frecuencia del campo geomagnético, unidas a las corrientes externas de la ionosfera y la magnetosfera, forzadas por el viento solar y las radiaciones electromagnéticas. Estos índices se definen como el rango (máximo menos mínimo) de los valores medios horarios de cada componente del vector geomagnético medido durante un día completo. Se puede también calcular un índice alternativo como la suma de los cuadrados de las diferencias de sucesivos valores horarios durante un día completo. Los resultados aportados por uno u otro conjunto de índices son análogos. Estos autores postularon que si la actividad solar se correlacionaba con el clima en escalas históricas y la correlación observada por Le Mouël et al. (2005) era cierta, entonces esta “tendencia magnética total” también estaría correlacionada con la evolución de la temperatura global, lo cual, si observamos la Figura 2.17, ocurre sólo hasta mediados de los 80. Desde luego, la relación estudiada por estos autores no implicaría una conexión del magnetismo terrestre al clima, sino más bien en este caso la relación causal estaría dada desde el Sol al clima y a los cambios magnéticos.

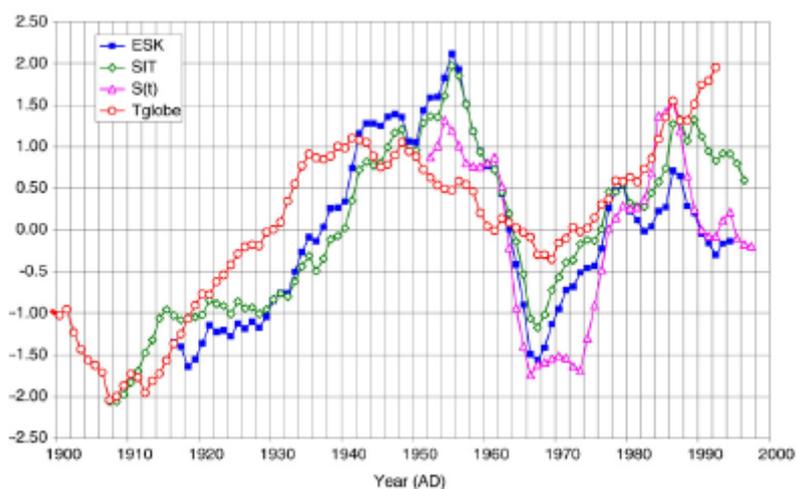


Figura 2.17. Evolución temporal durante el siglo XX de los promedios cada 11 años de índices geomagnéticos basados en el módulo del campo geomagnético en los observatorios de Eskdalemuir (ESK) y Sitka (SIT) comparados con la irradiancia solar $S(t)$ y la temperatura media global T sobre el globo. Los índices magnéticos son de Le Mouël et al. (2005), y su definición está explicada en el texto. Las temperaturas son de Jones et al. (1999). La irradiancia procede de Solanki (2002). Todas las curvas se encuentran normalizadas mediante la eliminación de su media y su división por la raíz cuadrada de su amplitud sobre el intervalo temporal completo. El eje vertical es por tanto adimensional y permite comparar directamente todas las curvas. De Courtillot et al. (2007).

En 2006, Vieira & da Silva (2006) discutieron la posibilidad de que las variaciones en la cubierta de nubes en el sur del Océano Pacífico estuvieran relacionadas con la presencia de la Anomalía del Atlántico Sur (SAA), y que el mecanismo causal involucrara una interacción rayos cósmicos-nubes, más fuerte en la región del campo más baja.

La SAA (Figura 2.18) es un rasgo de gran escala del campo geomagnético que se caracteriza por la presencia de valores de intensidad anómalamente bajos comparados con los esperados en las latitudes geomagnéticas en las que se encuentra. Se trata de la mayor anomalía que se observa en el campo geomagnético actualmente. Si delimitamos la SAA por la isolínea de intensidad magnética de 32000 nT (ver Figura 2.18), se puede observar que ocupa la mayor parte del Atlántico Sur, Sudamérica, la parte suroriental del Océano Pacífico y la costa occidental africana, y su crecimiento se lleva produciendo durante los últimos 400 años (Pavón-Carrasco & De Santis, 2016). Fue descubierta por primera vez en 1958 (Van Allen & Frank, 1959) y desde entonces ha sido estudiada intensamente. Es a menudo atribuida a la inclinación del dipolo excéntrico con respecto al centro de la Tierra (Fraser-Smith, 1987; Pinto et al., 1992), y recientes trabajos (Hulot et al., 2002; Olson & Amit, 2006; Gubbins et al., 2006; De Santis & Qamili, 2010, Pavón-Carrasco & De Santis, 2016) vinculan su aparición a un lóbulo de flujo inverso sobre la frontera entre el manto y el núcleo externo terrestre que causa un significativo decrecimiento del campo geomagnético en las latitudes donde se observa la SAA.

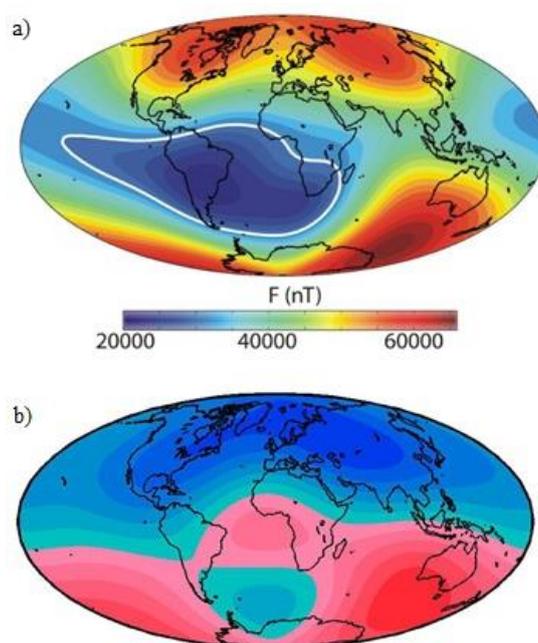


Figura 2.18. Mapa de a) intensidad del campo geomagnético y b) componente radial del campo geomagnético en la frontera manto-núcleo (CMB, por sus siglas en inglés, *Core-Mantle Boundary*) calculada teniendo en cuenta la suma de la contribución dipolar, cuadrupolar y octupolar, en 2015.0. Con línea blanca se ha marcado el contorno de la Anomalía del Atlántico Sur, considerada como la línea de contorno de 32000 nT. Adaptada de Pavón-Carrasco & De Santis (2016).

En 2012, De Santis y colaboradores correlacionaron el aumento del área de la SAA sobre la superficie terrestre con el aumento del nivel global del mar (GSL por sus siglas en inglés, *Global Sea Level*) y las anomalías de temperatura global media durante los últimos 300 años. En este trabajo se observó que las tres variables presentaban una tendencia similar desde el año 1700 hasta la actualidad (Figura 2.19) y propusieron tres posibles mecanismos físicos para explicarlo:

- 1) Un aumento en el área de la SAA facilitaría la entrada de partículas cargadas desde el espacio, lo cual implicaría un calentamiento de la atmósfera y un consecuente deshielo de las principales capas de hielo del planeta (la Antártida y Groenlandia) que finalmente causaría un aumento en el nivel global del mar.

- 2) Una posible disminución de la capa de ozono en la estratosfera superior sobre la región del Atlántico Sur podría modificar el flujo radiativo en la parte alta de la atmósfera, desencadenando cambios meteorológicos y también efectos en determinados patrones climáticos.
- 3) Un mecanismo interno donde las variaciones del campo geomagnético y el nivel global del mar compartirían un origen común. Una fuerza convectiva en el núcleo externo sería la causa tanto de una variación del campo geomagnético como de una deformación elástica en la superficie de la Tierra (Greff-Lefftz et al., 2004).

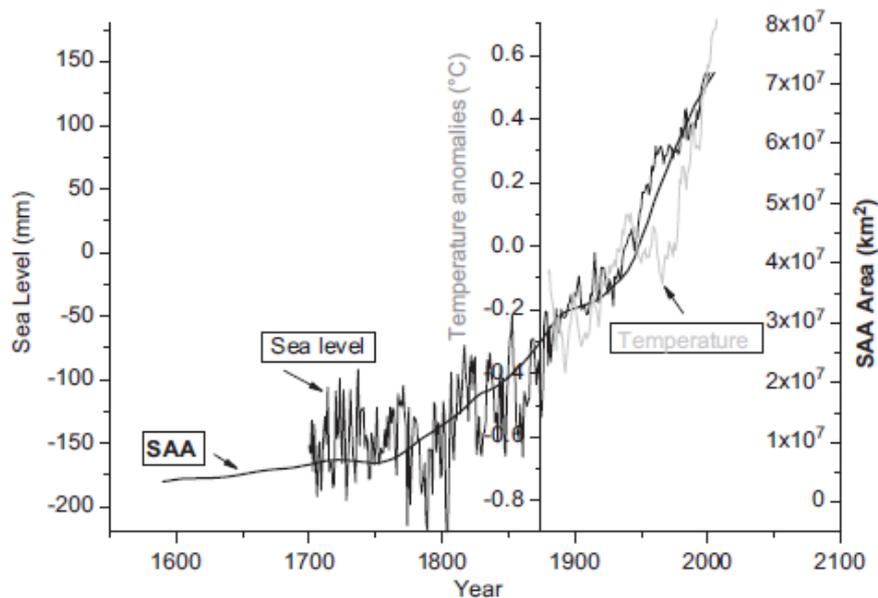


Figura 2.19. Área de la Anomalia del Atlántico Sur (SAA, línea negra delgada), nivel global del mar (GSL, línea negra gruesa) y anomalía de la temperatura global media (línea gris). De De Santis et al. (2012).

2.3.1.3. Época arqueológica (10^3 - 10^4 años)

En escalas de tiempo arqueológico (i.e. los últimos milenios), Gallet et al. (2005) compararon el avance y retroceso de glaciares alpinos (Holzhauser et al., 2005) durante los últimos 3000 años con las variaciones en la intensidad del campo magnético terrestre en París estimado a partir de datos arqueomagnéticos. Estos autores observaron que períodos fríos parecían corresponder con aumentos en la intensidad del CMT (Figura 2.20), y propusieron un posible mecanismo conductor de cambios climáticos a escala centenal que involucraría lo que ellos llamaron jerks arqueomagnéticos (Gallet et al., 2003): cambios bruscos en la dirección del campo geomagnético asociados con máximos de intensidad. El mecanismo que proponen considera que las partículas cargadas que penetran en la atmósfera desde el espacio son desviadas hacia los polos, donde el bajo nivel de humedad debido a las bajas temperaturas limita la formación de nubes. Si los jerks arqueomagnéticos corresponden a periodos con un dipolo fuertemente inclinado, entonces las partículas cargadas que penetren en la atmósfera se desviarían a latitudes más bajas e interactuarían con ambientes más húmedos, lo que conduciría a un aumento en la producción de nubes y a un enfriamiento (Dergachev et al., 2004).

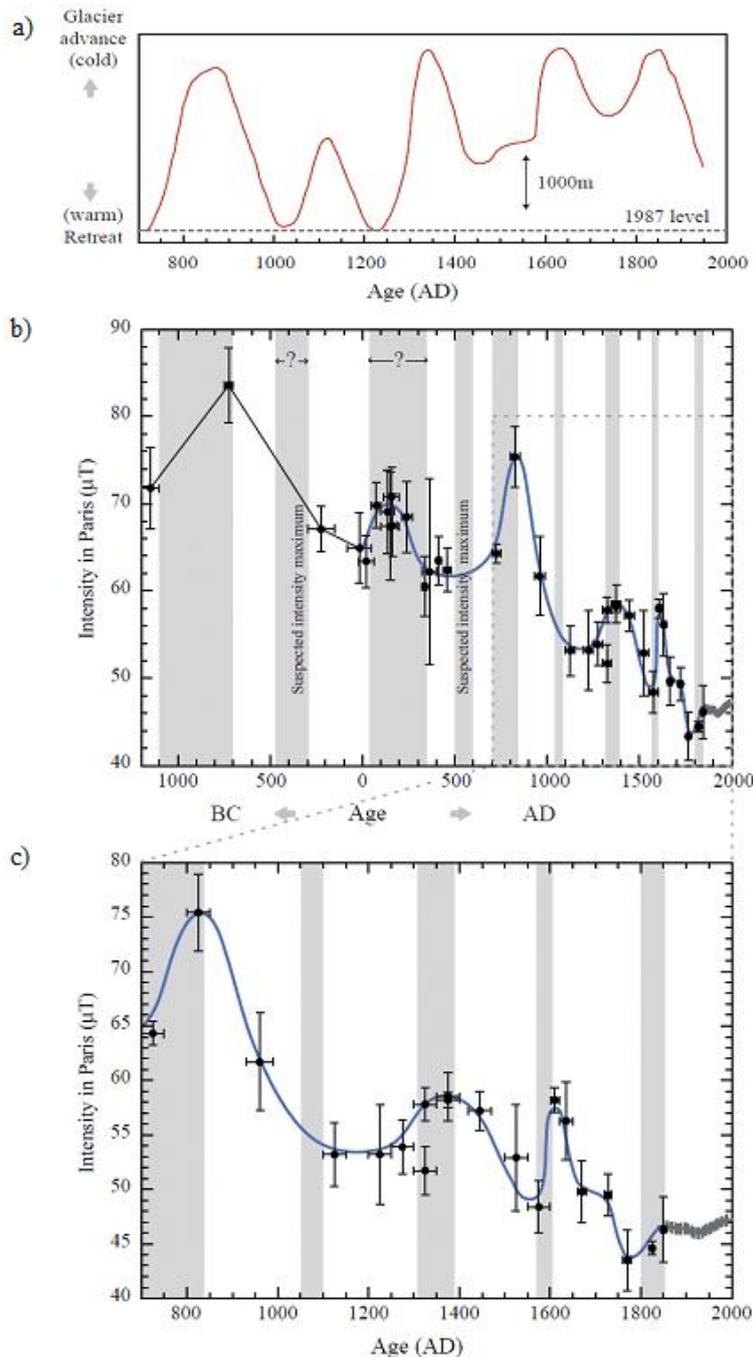


Figura 2.20. (a) Curva del avance y retroceso de glaciares desde el año 700 al 2000 d.C. (b) Intensidad del CMT en París durante los últimos 3000 años y (c) desde el año 700 al 2000 d.C. Los puntos negros corresponden a los datos de intensidad cuyos criterios de calidad son aceptables, junto con sus respectivas barras de error, tanto en tiempo como en intensidad. En azul se muestra el ajuste a los datos seleccionados. Las bandas oscuras representan épocas frías correspondientes a avance de glaciares, mientras que las bandas claras están asociadas a épocas cálidas, vinculadas a retroceso de glaciares. Adaptada de Gallet et al. (2005).

La hipótesis propuesta en el trabajo de Gallet et al. (2005) fue examinada por Pavón-Carrasco et al. (2008) usando la base de datos de arqueointensidad para Europa Occidental más completa existente hasta la fecha. Los autores presentaron un modelo regional para los últimos 2000 años de la paleointensidad en Europa y, de nuevo, compararon el avance y retroceso de los glaciares alpinos (Holzhauser et al., 2005) con la intensidad en París del modelo regional generado, obteniendo resultados similares a los de Gallet et al. (2005) (Figura 2.21).

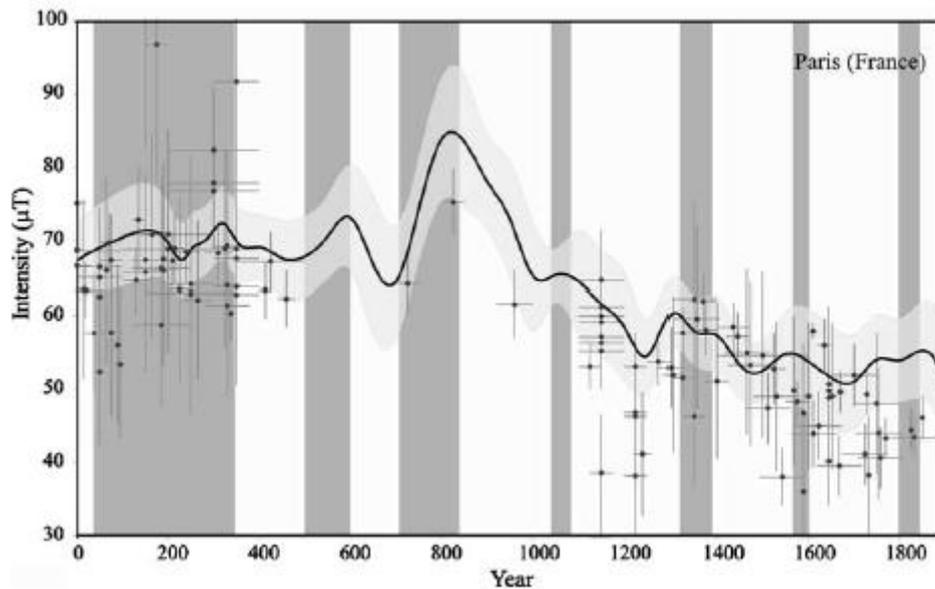


Figura 2.21. Curva de intensidad en París (Francia), junto con su respectiva banda de error, generada por el modelo SCH.A.DI.00-F (Pavón-Carrasco et al., 2008). Los datos de intensidad de Europa Occidental (Korte et al., 2005; Gallet et al., 2005; Gómez-Paccard et al., 2006a) fueron relocalizados en París. Las variaciones climáticas (bandas blancas y grises) corresponden al avance y retroceso de glaciares Alpinos como en Gallet et al. (2005) donde los periodos fríos corresponden a las bandas grises. De Pavón-Carrasco et al. (2008).

Gallet et al. (2006) extendieron la base de datos al 3000 a.C. en Oriente Medio, y encontraron una nueva correspondencia entre jerks arqueomagnéticos y eventos fríos detectados en el Atlántico Norte a partir de trazadores petrológicos de núcleos sedimentarios marinos de hielo a la deriva (Bond et al., 2001).

2.3.1.4. Época Geológica (> 10⁴ años)

En escalas de tiempo más amplias, Rampino (1979) y Worm (1997) observaron una relación entre el paleoclima y la ocurrencia de inversiones de polaridad geomagnética y excursiones. Propusieron que los cambios en el momento de inercia de la Tierra causados por los cambios en el volumen de hielo inducidos paleoclimáticamente podrían afectar a la geodinamo a través de una interacción núcleo-manto.

Por otra parte, Yamazaki & Oda (2002) estudiaron la periodicidad de un registro continuo de inclinación e intensidad del CMT obtenido de un núcleo sedimentario marino que abarcaba los últimos 2.25 Ma (donde 1 Ma corresponde a 1000000 años). Los autores observaron la presencia de una señal de 100 kyr (donde 1kyr es igual a 1000 años) tanto en el registro de inclinación como en el de intensidad. Esta periodicidad está asociada con el parámetro orbital de la excentricidad lo que sugeriría que el campo magnético estaría modulado por este parámetro. Dado que esta periodicidad se observa incluso cuando los cambios paleoclimáticos se encuentran gobernados por el período de 40 kyr (asociado con la oblicuidad terrestre), y no por el de 100 kyr, estos autores sugieren que las variaciones seculares de larga duración del CMT no son el resultado de cambios en el volumen de hielo, una conclusión que entra en conflicto con la propuesta establecida en los trabajos de Rampino (1979) y Worm (1997).

Adicionalmente, Thouveny et al. (2004) y Kitaba et al. (2013) observaron una relación entre la intensidad del campo geomagnético y el clima en escalas de tiempo glaciares-interglaciares. Esto es, las bajadas del momento dipolar (relacionadas con excursiones geomagnéticas) parecían ocurrir justo antes del desencadenamiento de

intervalos relativamente fríos, sugiriendo una conexión entre la disminución de la intensidad del campo geomagnético y el enfriamiento climático (Figura 2.22). Estos autores proponen un mecanismo por el cual la modulación del flujo de rayos cósmicos galácticos (GCR, por sus siglas en inglés, *Galactic Cosmic Rays*) por la intensidad del CMT afecta al clima terrestre, observando un rápido calentamiento sincrónico a la recuperación de intensidad del CMT y el decrecimiento de rayos cósmicos con energía suficiente como para penetrar en la atmósfera terrestre. Sin embargo los autores advierten que la conexión podría ser circunstancial debido a que las variaciones en la intensidad del campo geomagnético podrían estar moduladas por las variaciones de los parámetros orbitales (Thouveny et al., 2008), siendo estas variaciones, por otra parte, el principal factor controlador del clima en el Pleistoceno (Hays et al., 1976). Es decir, las variaciones en los parámetros orbitales terrestres modularían tanto la intensidad del campo geomagnético como el clima. Como se puede observar, esta es una conclusión análoga a la planteada por Yamazaki & Oda (2002).

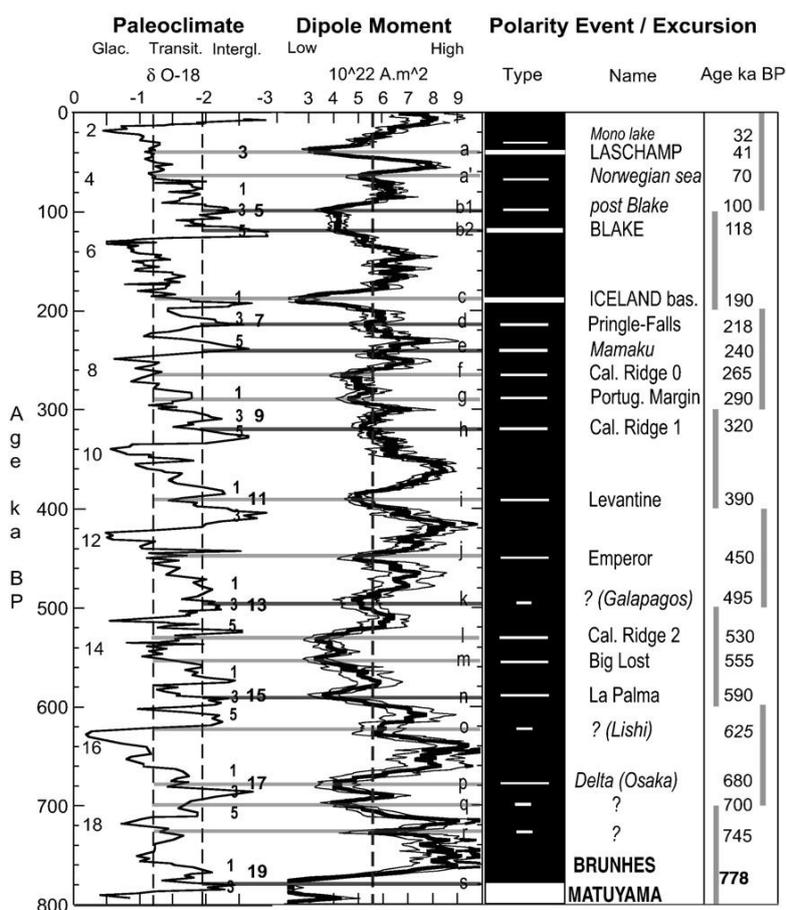


Figura 2.22. Las inestabilidades geomagnéticas de la época Brunhes (columna derecha) son definidas a partir del directorio de eventos datados y excursiones (ver Thouveny et al., 2008 para más detalles), establecidas con las series de bajadas dipolares geomagnéticas (GDL por sus siglas en inglés, *Geomagnetic Dipole Low*) expuestas con letras a lo largo de la curva Sint-800 (columna central). Consiste de 1) inversiones transitorias registradas en lugares distribuidos a nivel mundial (barras blancas), 2) excursiones registradas en pocos sitios (barras blancas cortas), 3) GDL no unidos firmemente a excursiones (guiones blancos) denotados por "?", asociados con un nombre de sitio provisional. El registro de $\delta^{18}O$ del Océano Índico del núcleo MD90-0963 de Bassinot et al. (1994) (columna izquierda) representa la alternancia entre eventos glaciares (dígitos pares) e interglaciares (dígitos impares). Los guiones discriminan entre modos glacial, interglacial y transiciones. De Thouveny et al. (2008).

Rossi et al. (2014), en el estudio de una estalagmita (procedente de la cueva del Cobre, sierra de Peña Labra, norte de España) donde quedó registrada la excursión Blake, observan una relación entre las variaciones en la paleointensidad relativa (RPI en sus siglas en inglés, *Relative Palaeointensity*) del campo geomagnético y las

variaciones en el registro isotópico. Concluyendo que la disminución del campo geomagnético parece preceder a épocas de enfriamiento. De hecho, la excursión mencionada, Blake (que ocurrió hace 116-112 ka, Osete et al. 2013), tuvo lugar durante MIS 5d, la etapa que precede al comienzo del Último Período Glacial. En particular, la excursión Blake tuvo lugar en un periodo cálido durante una época de enfriamiento global que culminó con un evento de enfriamiento drástico durante el final del MIS 5d. Hay que señalar que las excursiones, como el evento Blake, se producen cuando la intensidad del momento dipolar es muy baja, por lo que el apantallamiento de los GCR se ve fuertemente reducido.

Como se puede comprobar la relación propuesta entre el campo magnético y el clima terrestres a escala de decenas/centenas de milenios es la opuesta a la planteada a escala secular. Es decir, Gallet et al (2005) asocian aumentos en la intensidad (escala decenios-siglos) con periodos fríos, mientras que a escala milenaria lo que se observaría sería un calentamiento. Pero hay que mencionar que las variaciones en la intensidad de las que estamos hablando en ambas escalas no son comparables.

2.3.1.5. Principales mecanismos físicos propuestos

Es probable que el mecanismo más importante propuesto hasta la fecha para explicar la conexión entre el CMT y el clima sea la influencia de la intensidad del CMT como regulador de la penetración de los rayos cósmicos galácticos (GCRs) a la atmósfera terrestre, que a su vez afecta al ritmo de producción de radionúclidos cosmogénicos (PRC) en la atmósfera. La relación entre los GCRs, que transportan partículas altamente energéticas por el espacio hasta la parte alta de la atmósfera terrestre, y el clima no es nada nuevo. El primero en proponerla fue Ney en 1959 (Ney, 1959). Para explicar esta relación es preciso conocer, en primer lugar, los factores que afectan a los GCRs. Los GCRs están modulados por la actividad magnética solar (Sharma, 2002), los posibles cambios en sus fuentes de generación (Shaviv, 2002) y los cambios en el campo magnético terrestre (Snowball & Muscheler, 2007). Cualquier cambio en cualquiera de estos tres factores produciría a su vez cambios en la cantidad de GCRs que consiguen penetrar en la atmósfera terrestre y, por tanto, en el clima de la Tierra, según esta hipótesis.

Pero, ¿cómo podrían actuar los GCRs sobre el clima? Esto puede ocurrir de tres maneras distintas: 1) produciendo cambios en la concentración de núcleos de condensación de nubes, 2) iniciando la electrificación de tormentas, 3) induciendo la formación de hielo en ciclones. Generalmente, se considera el primero de ellos como el mecanismo más probable. Los campos magnéticos solar y terrestre se comportarían como "escudos" frente a la entrada de GCRs, siendo más o menos efectivos según sus intensidades crezcan o disminuyan. Una intensidad menor del campo magnético solar facilitaría la entrada de GCRs en el Sistema Solar, posibilitando a su vez que, si la intensidad del CMT es baja, penetren a la parte alta de la atmósfera terrestre con mayor facilidad, dando lugar a interacciones y colisiones de partículas que producirían los llamados radionúclidos cosmogénicos (Masarik & Beer, 1999, 2009). Es fácil a partir de aquí entender que la producción de estos radionúclidos cosmogénicos dependerá a su vez de la intensidad de los campos magnéticos terrestre y solar. La hipótesis es que la generación de radionúclidos en la atmósfera aumenta la cantidad de núcleos de condensación existentes, potenciando la generación de nubes. Este mecanismo implicaría que una bajada de intensidad produciría una subida en el ritmo de producción de isótopos cosmogénicos (por una mayor entrada de GCRs), lo que a su vez facilitaría la formación de nubes bajas (Svensmark & Friis-Christensen, 1997; Svensmark, 1998; Usoskin et al., 2004; Usoskin & Kovaltsov, 2008; Knudsen & Riisager, 2009) o produciría una mayor cobertura de nubes global, lo que daría lugar a un mayor albedo y la temperatura superficial descendería. Esta es la correlación que se observaría a escala geológica (Thouveny et al., 2008; Kitaba et al., 2013; Rossi et al., 2014), que es contraria a la invocada en los trabajos de Gallet et al. (2005, 2006) y Pavón-Carrasco et al. (2008), donde los eventos fríos están relacionados con subidas de intensidad.

Los primeros en proponer la relación que podría existir entre la formación de nubes y la entrada de GCRs fueron Svensmark & Friis-Christensen (1997) a lo largo de un ciclo solar. Christl et al. (2004) amplió el estudio para los últimos 200000 años. Usoskin et al. (2004) usaron un modelo numérico global de producción de iones para estudiar la relación entre la ionización de los rayos cósmicos y la cubierta de nubes bajas para los años 1984 - 2000, y comprobaron que existía una correlación significativa, más alta del 90%, principalmente sobre los océanos (en particular sobre el Atlántico Norte), y una correlación nula en bajas latitudes, como era esperable. Más recientemente, Svensmark et al. (2006) encontraron que los electrones liberados promovían la formación rápida y eficiente de bloques constructores para núcleos de condensación de nubes.

Sin embargo, la correlación entre el flujo de GCRs y la formación de nubes ha sido también criticada. Sun & Bradley (2002) no encontraron evidencias de este fenómeno a escala global para periodos más largos de 1950 a 1995. Laut (2003) notó inconsistencias en el trabajo de Svensmark & Friis-Christiansen (1997) y consideró que sobreestimaban la relación entre la actividad solar y el clima de la Tierra (ver también el trabajo de Gray et al., 2005, donde se desarrolla una extensa discusión de los resultados mostrados por Svensmark & Friis-Christiansen, 1997). Bard & Frank (2006) apuntaron que los mecanismos exactos por los cuales la radiación cósmica podría afectar a la formación de nubes todavía se encuentran pobremente entendidos y requiere importantes esfuerzos futuros. En aras de ello, actualmente se está llevando a cabo el experimento CLOUD (<http://cloud.web.cern.ch/>) por el cual se intenta determinar si esta relación es verdaderamente significativa (Duplissy et al., 2010; Kirkby et al., 2011). La principal meta de este experimento es entender la influencia de los GCRs sobre los aerosoles y las nubes, y sus implicaciones sobre el clima. CLOUD es el primer experimento que se realiza con el suficiente desarrollo tecnológico y los bajos niveles de contaminantes necesarios para ser capaz de medir la nucleación por aerosoles y su crecimiento bajo condiciones controladas de laboratorio.

En otra dirección pero con el mismo objetivo, Wagner et al. (2001) estudió la relación entre el flujo de GCRs y el clima para comprobar la validez de la hipótesis. Se centraron en el periodo entre 20 y 50 kyr BP (*Before Present*, por sus siglas en inglés) y usaron los registros de isótopos cosmogénicos del ^{10}Be y el ^{36}Cl como *proxies* de los GCRs. Carcaillet et al. (2004) realizaron un estudio similar basado en el ^{10}Be abarcando los últimos 300 ka, evaluando las relaciones existentes entre el ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, las variaciones del momento dipolar geomagnético, y la variación de isótopos de ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}$), un *proxy* climático (no cosmogénico) que proporciona información sobre la temperatura. Los autores observaron una sobreproducción de radionúclidos cosmogénicos durante el final de los periodos interglaciares, apoyando la hipótesis de la ocurrencia preferente de excursiones geomagnéticas durante interglaciares (Channel, 1999), o durante transiciones interglacial-glacial.

Un mecanismo alternativo para explicar la conexión entre el CMT y el clima fue propuesta por Pazur & Winklhofer (2008). Los autores realizaron un experimento con el objetivo de estudiar el efecto de la intensidad del campo geomagnético en la solubilidad del CO_2 . Observaron que bajos valores de intensidad geomagnética reducían la solubilidad del CO_2 en el océano, desplazando más CO_2 a la atmósfera e incrementando la temperatura. No obstante, este resultado fue criticado por Köhler et al. (2009) debido al procedimiento llevado a cabo en el laboratorio.

2.3.2. La actividad solar, el clima terrestre y el CMT

Hay dos causas principales de la actividad registrada en el Sol: la primera es debida a la propia evolución de nuestra estrella, conducida por las condiciones que se dan en su núcleo; la segunda es el campo magnético solar, entendido como el campo localizado en la zona de convección (la parte externa del interior del Sol) y la atmósfera solar (Solanki, 2002). A lo largo de las últimas décadas, los registros del magnetismo solar, como los registros de manchas solares u otros *proxies* (a menudo más indirectos), han invitado a la comparación con registros climáticos, encontrándose, en muchas ocasiones, una correlación significativa entre ambos. Las

formas de actividad solar que pueden ser relevantes para el clima son: a) la irradiancia total y espectral (es decir, el espectro de flujo solar visto desde la Tierra), y b) la intensidad del campo magnético abierto del Sol.

Carslaw et al. (2002) propusieron tres mecanismos por los cuales la actividad solar podría estar relacionada con el clima: 1) los cambios en la irradiancia solar podrían conducir a cambios en la entrada de calor en la atmósfera más baja, 2) la radiación UV del Sol acoplada a cambios en la concentración de ozono podrían dar lugar a calentamientos estratosféricos, 3) la influencia de la intensidad del campo magnético solar podría afectar a la cantidad de rayos cósmicos galácticos (GCRs) que logran penetrar en el Sistema Solar y, por tanto, aquellos que son capaces de llegar a la Tierra.

Como hemos mencionado en la sección anterior, la intensidad de los campos magnéticos solar y terrestre actúa como “escudos” en la entrada de los GCRs al Sistema Solar y a la atmósfera terrestre. Al conseguir penetrar en la atmósfera, estas partículas de alta energía chocan con las partículas atmosféricas, generando colisiones en cascada que producen radionúclidos (o isótopos) cosmogénicos. Una vez generados en la atmósfera, los radionúclidos cosmogénicos permanecen allí un tiempo (por ejemplo, el tiempo de permanencia del ^{10}Be es de un año) y acaban precipitando y depositándose en la superficie terrestre. Estos isótopos nos proporcionan un registro de cómo ha sido la actividad solar y el CMT a lo largo del tiempo (si despreciamos posibles cambios asociados a otras fuentes, como pueden ser las de generación de los GCRs).

Dado que el CMT se conoce a partir de las reconstrucciones basadas en datos paleomagnéticos, corregir estos registros por el efecto del CMT nos ofrecerá una reconstrucción de la actividad solar en el pasado. Asumiendo una relación lineal entre la actividad solar y la irradiancia (siguiendo los trabajos de Lean et al., 1992; Zhang et al., 1994; Solanki & Fligge, 1998), se puede calcular también la Irradiancia Solar Total (TSI, por sus siglas en inglés, *Total Solar Irradiance*).

Siguiendo a Masarik & Beer (1999, 2009), esta corrección puede establecerse calculando la rigidez de corte, un parámetro que mide la profundidad a la que puede penetrar una partícula dentro de la atmósfera según su energía y la intensidad del CMT en el momento de su entrada. Con esta información se puede llegar a modelar la cantidad de radionúclidos cosmogénicos que se crearán teóricamente, teniendo en cuenta el CMT y la actividad solar (ver Figura 2.23). Si se conocen las series reales de producción de radionúclidos cosmogénicos y el momento dipolar (proporcional a la intensidad del CMT) dado por un modelo global del CMT o un VADM reconstruido, se puede llegar a obtener el parámetro de modulación solar, i.e. la actividad solar.

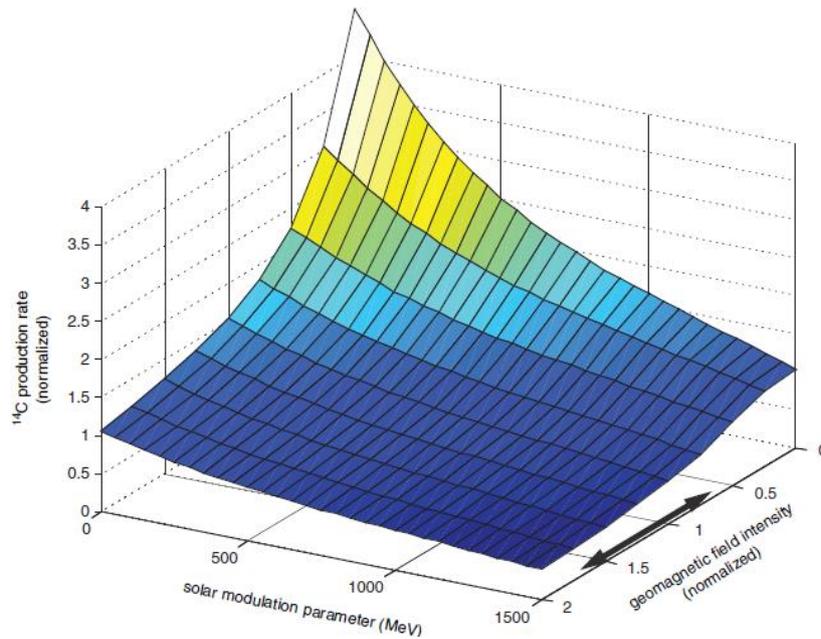


Figura 2.23. Ritmo de producción de radiocarbono ^{14}C , en función de la modulación del campo magnético solar (MeV) y de la intensidad del campo geomagnético. El campo magnético solar está parametrizado por el parámetro de modulación solar (Φ), que alcanza el cero cuando el campo magnético solar no contribuye al escudo de los rayos cósmicos galácticos. La intensidad del campo dipolar geomagnético está normalizada por el valor presente de $7.9 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ y el rango de valores dado por los datos arqueomagnéticos que ha abarcado durante el Holoceno (con 1σ de error) viene dado por la flecha negra. De Snowball & Muscheler, 2007.

Como ya hemos mencionado, para conocer la intensidad del CMT se necesita o bien una reconstrucción global del VADM, o bien un modelo de campo geomagnético a escala global. Dependiendo del modelo o reconstrucción elegida, las fluctuaciones del CMT variarán (ver Figura 2.24), lo que podría llegar a afectar a la corrección del ritmo de PRC y, consecuentemente, a las reconstrucciones de actividad solar que se están llevando a cabo actualmente.

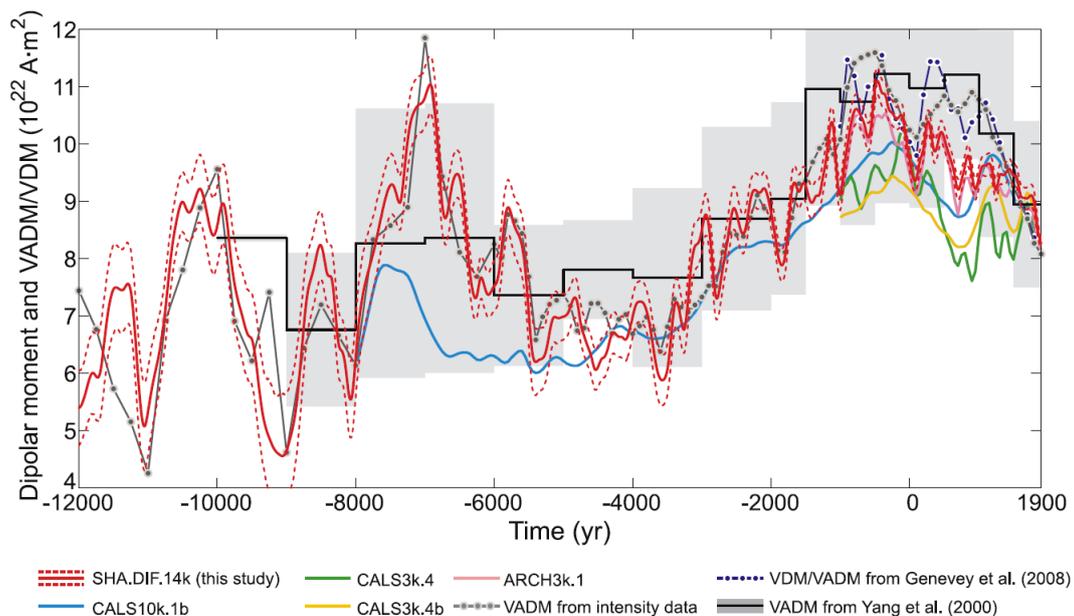


Figura 2.24. Momento dipolar de varios modelos globales del campo geomagnético (ver leyenda para más detalles): SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014a), CALS10k.1b (Korte et al., 2011), CALS3k.4, CALS3k.4b (Korte & Constable, 2011) y ARCH3k.1 (Korte et al., 2009). Se comparan con los promedios de VADM/VDM obtenidos a partir de compilaciones de datos paleomagnéticos (Yang et al., 2000; Genevey et al., 2008). El VADM/VDM obtenido a partir de los datos de intensidad usados en la generación del modelo SHA.DIF.14k se representa con puntos grises. De Pavón-Carrasco et al. (2014a).

Sin embargo, esta no es la única manera que se tiene para corregir los registros de radionúclidos cosmogénicos por el CMT. Existe la creencia entre la comunidad solar de que el CMT no es capaz de variar en escalas de tiempo rápidas, y que la alta frecuencia en los registros de radionúclidos cosmogénicos siempre está asociada a la componente solar (Carslaw et al., 2002). Así, filtrando la baja frecuencia de las series, se obtendría una reconstrucción sin influencia del CMT. No obstante, si observamos la evolución del DM de los modelos geomagnéticos globales basados en datos arqueomagnéticos y volcánicos (modelos SHA.DIF.14k y ARCH3k.1 en la Figura 2.24) comprobamos fácilmente que el CMT es capaz de variar también en escalas de tiempo de unas décadas (50-100 años).

La tercera opción para reconstruir la actividad solar es independiente del CMT, ya que se obtiene a partir del registro de manchas solares reconstruyendo el flujo magnético solar y, a partir de ahí, los cambios de irradiancia (ver por ejemplo Solanki et al., 2002; Krivova et al., 2007). El registro de manchas solares sólo se posee a partir del año 1610, cuando Galileo Galilei inventó el telescopio, por lo que las reconstrucciones basadas en este tipo de registro son relativamente cortas.

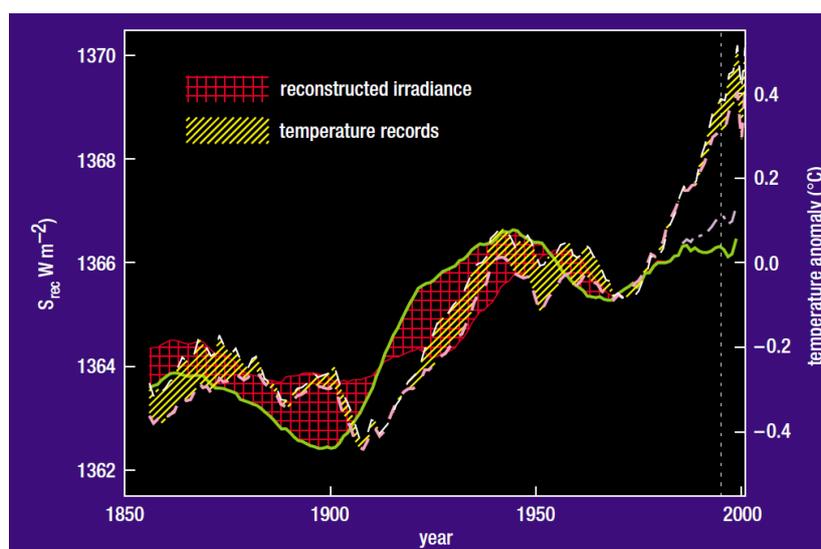


Figura 2.24. Medias a lo largo de 11 años de dos reconstrucciones de TSI combinadas con medidas (sombreado en rojo) y dos registros climáticos (sombreado en amarillo) durante los últimos 150 años. Todas las curvas han sido suavizadas usando medias cada 11 años (i.e. la duración del ciclo solar). De Solanki (2002).

A partir de las reconstrucciones de la actividad solar o de la TSI, se comenzaron a estudiar posibles conexiones entre éstas y el clima. Solanki (2002) muestra que la irradiancia reconstruida para los últimos 150 años y la temperatura de la Tierra podrían estar relacionadas para tiempos anteriores al año 1980 (ver Figura 2.24). La parte de la figura sombreada en rojo representa la incertidumbre de la reconstrucción de la irradiancia, obtenida a partir de dos reconstrucciones de TSI basadas en asunciones ligeramente distintas; mientras que la parte sombreada en amarillo corresponde a la diferencia entre la temperatura global y la temperatura del hemisferio norte. Antes de 1980, la irradiancia solar evoluciona paralelamente a la temperatura de la Tierra, incluso ligeramente por delante. Esto sería consistente con una relación causal entre las dos series y apoyaría (aunque no

demonstraría) la visión de que el Sol tiene un importante papel en el clima del pasado. Después de 1980, sin embargo, la temperatura de la Tierra se eleva significativamente, mientras que la irradiancia solar muestra una tendencia secular débil. Esto significa que el Sol no es una fuente relevante del incremento de temperatura observado en las últimas décadas, siendo probablemente los gases de efecto invernadero de procedencia humana el factor dominante (Solanki, 2002).

Por su parte, Usoskin et al. (2005) realizaron un cuidadoso análisis de la correlación entre la actividad solar, los GCRs y la temperatura de la Tierra durante el último milenio y encontraron que períodos de mayor actividad solar y menor flujo de GCRs tendían a estar asociados a un clima más cálido, y *viceversa*. También demostraron que el flujo de GCRs se correlacionaba con la temperatura mejor que con el número de manchas solares y que una correlación positiva entre el momento dipolar geomagnético y la temperatura apoyaba el papel modulador del clima por parte del flujo de GCRs.

Capítulo 3

Metodología

En esta tesis se han desarrollado diversas metodologías para afrontar cada uno de los objetivos propuestos en el Capítulo 1. En esta sección se describen detalladamente cada una de ellas, dividiéndolas en los tres bloques principales de esta tesis (Figura 1.5).

3.1. Paleomagnetismo y magnetismo de rocas

Se ha colaborado en varias campañas de extracción de muestras y se han realizado dos tipos de análisis paleomagnéticos: obtención de los ciclos de histéresis en muestras cerámicas de dos yacimientos arqueológicos del norte de España (Soria), Numancia y Ciadueña, de los siglos III - I a.C; y un estudio preliminar de arqueointensidad sobre 32 especímenes. Para este último análisis se seleccionaron muestras de 9 hornos y hogares procedentes de dos yacimientos arqueológicos del Norte de Portugal (Mogadouro), Castelinho y Crestelos, correspondientes a los siglos XII – I a.C., y muestras de cerámicas de las Islas Canarias, correspondientes a los siglos I a.C. – XV d.C. Este último representa el primer estudio arqueomagnético realizado en el archipiélago canario (ver Capítulo 4 para más detalles acerca de las muestras sometidas a estudio).

3.1.1. Fundamentos de Paleomagnetismo

La capacidad que tiene algunos materiales de adquirir una imanación remanente se debe a la presencia de minerales ferromagnéticos en su interior, como es el caso de ciertos artefactos arqueológicos. Para que esta información pueda ser utilizada con el fin de conocer el CMT en el pasado, la imanación registrada debe ser estable y haberse conservado desde la formación de la roca. En esta sección explicaremos los mecanismos de adquisición y “conservación” de esta imanación. Introduciremos para ello las nociones de tiempo de relajación y la teoría física de la imanación termorremanente.

Sin la presencia de un campo magnético, un material ferromagnético formado por partículas monodominio sin interacción, con una imanación resultante M_0 , sufrirá una pérdida de imanación debido a la agitación térmica transcurrido un tiempo t que puede expresarse como:

$$M = M_0 \exp\left(\frac{-t}{\tau}\right), \quad [3.1]$$

donde t es el tiempo y τ es el tiempo de relajación dado por

$$\tau = \left(\frac{1}{C}\right) \exp\left(\frac{KV}{kT}\right). \quad [3.2]$$

Este tiempo de relajación es el tiempo necesario para que la imanación decrezca hasta M_0/e , k es la constante de Boltzmann, K , es la constante de anisotropía por unidad de volumen, T es la temperatura y V es el volumen de la partícula. El valor de τ se determina por la competición entre la energía magnética (KV) y la energía térmica (kT). La constante C de esta ecuación es una frecuencia que da la probabilidad de superar la barrera de potencial (KV) gracias a la energía térmica (kT). Esta constante es del orden de 10^8 s^{-1} . Un aspecto importante de esta ecuación es que el tiempo de relajación varía fuertemente con V/T , lo cual es esencial para la comprensión de

procesos de adquisición de imanación termorremanente (TRM). La ecuación 3.2 es la base de la teoría de Néel (Néel, 1955).

A temperatura ambiente, los granos más pequeños que forman el material sometido a estudio se comportan de manera inestable debido a la agitación térmica y alcanzan el equilibrio rápidamente si existe un pequeño campo magnético presente (como el CMT, por ejemplo). En esta situación si el campo desaparece, la remanencia adquirida por estos granos desaparecerá. Este comportamiento se denomina superparamagnetismo. Para los granos más grandes la imanación es más estable y tienen un momento magnético bloqueado. Supongamos que el cociente V/T de la ec. [3.2] dobla su valor. Esto dará lugar a un aumento del tiempo de relajación de 10^8 , lo cual hace que la transición entre el estado superparamagnético y el bloqueo del momento sea muy brusca. Se llama temperatura de bloqueo T_B a la temperatura a la cual el tiempo de relajación es del orden de una experiencia de laboratorio. Es decir, para $T > T_B$ el comportamiento es superparamagnético y para $T < T_B$ el momento magnético se bloquea.

Como ya hemos mencionado en capítulos anteriores, se llama imanación termorremanente (TRM) a la imanación adquirida por una roca en el momento de su enfriamiento desde la temperatura de Curie, T_C , hasta la temperatura ambiente en presencia de un campo magnético. Durante el enfriamiento en presencia de un campo magnético los momentos tienden a alinearse con la dirección de ese campo y, cuando pasan la temperatura de bloqueo T_B , esta imanación se bloquea y los momentos magnéticos pasan a estar todos alineados en la misma dirección que el campo magnético externo. Dado que la temperatura ha disminuido, el tiempo de relajación aumenta rápidamente (ver ec. 3.2), por lo que la imanación es estable y perdurará en el tiempo aunque el campo magnético externo cambie (siempre y cuando la temperatura se mantenga por debajo de la T_B , ya que la barrera energética entre diferentes estados de imanación es demasiado grande en comparación con la energía térmica disponible).

Néel (1955) estableció las bases teóricas para comprender cómo la TRM puede permanecer estable en las muestras durante escalas de tiempo geológicas. Demostró que para un instante dado t , la imanación total de un conjunto de granos monodominio sin interacción y en presencia de un campo magnético H_0 está controlado por las transiciones entre dos estados: o los momentos de los granos son paralelos a H_0 , o son antiparalelos. La evolución de la imanación total frente al equilibrio viene dado por

$$M = M_0 \exp\left(\frac{-t}{\tau}\right) + M_{eq}(1 - e^{-t/\tau}), \quad [3.3]$$

donde M_{eq} es la imanación de equilibrio

$$M_{eq} = M_s \tanh \alpha, \quad [3.4]$$

donde M_s es la imanación de saturación, y

$$\alpha = \frac{\mu_0 V M_s H_0}{kT}, \quad [3.5]$$

donde μ_0 es la permeabilidad magnética del vacío ($\mu_0 = 4\pi 10^{-7} Tm/A$).

El tiempo de relajación viene dado por

$$\tau^{-1} = \tau_0^{-1} \exp\left[-\left(\frac{KV}{kT}\right)\left(1 - \frac{H_0}{H_k}\right)^2\right], \quad [3.6]$$

donde τ_0 es del orden de 10^{-9} segundos y H_k es la fuerza coercitiva que actúa a nivel microscópico en la muestra.

De la ecuación [3.3] se obtiene que la imanación total será igual a la de equilibrio M_{eq} después de un tiempo t igual al tiempo de relajación τ . Podemos ver también que cambios pequeños de temperatura producirán grandes efectos en los tiempos de relajación. Cuando los granos se enfrían por debajo de su T_B , la M_{eq} permanece bloqueada. A esta imanación se la denomina imanación termorremanente (TRM) y sigue la expresión dada por la ec. [3.4]. Para campos débiles como el terrestre,

$$\tanh \alpha \approx \alpha \quad [3.7]$$

De [3.4] y [3.5] se obtiene que la TRM es proporcional a H_0 y relativamente intensa

$$TRM = M_{eq} = M_s \frac{\mu_0 V M_s H_0}{kT} \quad [3.8]$$

La TRM puede ser desimanada solamente calentando a temperaturas mayores a la temperatura de desbloqueo (similar a la T_B original, de acuerdo con la ec. [3.6] cuando $H_0 \ll H_k$). Como ya mencionamos, esta TRM es estable en la muestra durante escalas de tiempo geológicas y representa la base de los estudios de paleomagnetismo y arqueomagnetismo.

Asimismo, la TRM total se puede dividir en porciones adquiridas en diferentes intervalos de temperatura. Por ejemplo, la TRM de una muestra arqueomagnética que contenga magnetita como el mineral ferromagnético dominante, puede dividirse en partes adquiridas dentro de ventanas de temperaturas de bloqueo desde la $T_C = 580^\circ\text{C}$ hasta la temperatura ambiente (20°C). La parte de TRM bloqueada en una ventana particular de T_B se denomina TRM parcial y es a menudo abreviada como pTRM. Cada pTRM es un vector, siendo la TRM total el vector suma de todas las contribuciones de los pTRMs de cada una de las ventanas de temperatura de bloqueo estudiadas:

$$TRM = \sum_n pTRM(T_{Bn}) \quad [3.9]$$

Los pTRM individuales dependen únicamente del campo magnético actuante durante el enfriamiento en su respectiva ventana de T_B y no está afectado por los campos magnéticos aplicados durante el enfriamiento a temperaturas de bloqueo inferiores. A esto se le denomina **ley de aditividad de la pTRM**, y es fundamental en los estudios arqueomagnéticos que se llevarán a cabo en esta tesis.

Direcciones paleomagnéticas

Gracias a los conceptos teóricos explicados anteriormente se pueden investigar las variaciones de la dirección del CMT en el pasado, registrado en materiales con imanaciones estables. En esta tesis nos centraremos en el estudio del arqueomagnetismo exclusivamente, pero se emplea una metodología análoga a los estudios paleomagnéticos (ver Tauxe et al., 2014; Butler, 1998).

Los estudios arqueomagnéticos se realizan sobre estructuras arqueológicas que han sufrido un calentamiento, como pueden ser hornos, hogares, cerámicas, etc. Es decir, el campo magnético registrado es el que actuó durante su último enfriamiento, que puede ser su último uso en el caso de un horno o un hogar, o el momento de su manufactura, en el caso de las cerámicas. Lo primero que se debe hacer para obtener el vector campo magnético que ha quedado almacenado es determinar la NRM del material. Para ello se utilizan equipos de

alta sensibilidad como magnetómetros superconductores (SQUID) o rotatorios, de uso común en los laboratorios paleomagnéticos. Una vez determinada la NRM, se desimanan las muestras seleccionadas de dos maneras distintas: o bien utilizando campos alternos decrecientes, o bien un “lavado” térmico, empleando pasos de temperatura cada vez más alta. Ambos métodos se encuentran ampliamente explicados en textos de paleomagnetismo clásico como puede ser el Butler (1998), por lo que no se detallarán en esta tesis.

Los resultados de estas desimanaciones se suelen representar en los denominados diagramas de Zijderveld (Zijderveld, 1967) y, en los casos más favorables, es posible aislar una componente estable llamada magnetización remanente característica (ChRM por sus siglas en inglés, *Characteristic Remanent Magnetization*) que, en algunos casos como en la mayor parte de los materiales arqueológicos, corresponde a la magnetización termorremanente adquirida durante su último uso. Para calcular y analizar esta ChRM se suele emplear normalmente un análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980). De este procedimiento se obtiene tanto la dirección que mejor ajuste como su dispersión (el máximo ángulo de desviación, MAD por sus siglas en inglés, *Maximum Angular Deviation*). Estas direcciones pueden variar de un espécimen a otro por varias razones (errores de orientación al muestrear, errores de medida, etc). Esto hace necesario el análisis estadístico de los resultados para encontrar una dirección promedio de la estructura analizada. Si las direcciones ChRM individuales siguen una distribución normal, entonces se puede aplicar la estadística de Fisher (Fisher, 1953), que es la metodología habitual empleada en los trabajos de paleomagnetismo y arqueomagnetismo.

3.1.2. Magnetismo de rocas

En esta sección nos vamos a centrar en el análisis de los minerales magnéticos presentes en los materiales arqueológicos, así como las diferentes metodologías que existen (y que hemos aplicado en esta tesis, ver Capítulo 4) para estudiarlos.

3.1.2.1. Minerales magnéticos en materiales arqueológicos

Los minerales magnéticos presentes en los materiales arqueológicos pueden ser de tres tipos: aquellos presentes en el material original, los formados durante cualquier calentamiento que el material haya podido sufrir durante su uso en el pasado y los adquiridos después del abandono del yacimiento arqueológico. Las fases magnéticas de los primeros dos tipos son responsables de la magnetización estable que se explora en los estudios arqueomagnéticos, mientras que los minerales asociados con los procesos ocurridos tras el abandono son una fuente de magnetización indeseable e inestabilidad térmica. Por tanto, las metas principales de los análisis de mineralogía magnética son: a) identificar los minerales magnéticos presentes en el material y determinar si llevan una magnetización útil o no, y b) establecer la estabilidad térmica de los minerales magnéticos, así como de los materiales en sí mismos, con el fin de identificar fuentes potenciales de magnetización indeseable.

Los minerales magnéticos presentes en el material original dependerán de la fuente y origen de su litología: las arcillas usadas en la fabricación de ladrillos y cerámicas, los bloques de piedra empleados en la construcción de edificaciones, etc. Los minerales magnéticos que los forman incluyen al conjunto de minerales encontrado más comúnmente en los estudios paleomagnéticos, como son los óxidos de hierro-titanio (FeTi) como la titanomagnetita ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$) y la hemoilmenita ($\text{Fe}_{2-x}\text{Ti}_x\text{O}_3$), si bien algunos sulfuros e hidróxidos de hierro u óxidos metaestables como la maghemita también pueden contribuir a la magnetización de los materiales investigados en arqueomagnetismo.

Todos estos minerales pueden llevar una magnetización estable asociada a su formación. La mayor parte de los materiales estudiados en arqueomagnetismo han sufrido calentamientos en algún momento de su historia, lo que imparte una TRM que sobreimprime, total o parcialmente, la remanencia original de los minerales magnéticos presentes.

Este calentamiento puede producir también cambios químicos que dan lugar a la formación de nuevas fases magnéticas que pueden contribuir a la señal arqueomagnética. Esto es especialmente importante en cerámicas, arcillas horneadas y sedimentos de cuevas quemados. El efecto de estos procesos es, en la mayoría de los casos, un incremento en la magnetización del material, especialmente pronunciado cuanto más cerca se encuentre de la fuente de calor.

Estos minerales, formados durante el proceso de calentamiento, serán portadores de una TRM asociada a este momento, al igual que los minerales originales presentes en el material, la cual podrá ser utilizada con el fin de obtener la dirección e intensidad del CMT en el momento del último calentamiento del material. Es importante también que los nuevos minerales generados en el proceso de calentamiento presenten temperaturas de Curie más bajas que la temperatura alcanzada por el material en el calentamiento, o que se produzcan antes del último calentamiento de la estructura. Si esto no es así, podría ocurrir que la magnetización final registrada fuese una mezcla de una remanencia química (CRM por sus siglas en inglés, *Chemical Remanent Magnetization*) y una TRM. Aunque este hecho podría no causar un impacto sobre la dirección de la magnetización, sí podría comprometer los resultados de paleointensidad.

Después del abandono de las estructuras, la mayor parte de los yacimientos arqueológicos quedan enterrados bajo sedimentos, que forman la base para la formación de un nuevo suelo. Esto puede dar lugar a la formación de nuevos minerales magnéticos que no están asociados con la estructura arqueológica original y que pueden actuar como una fuente espúrea de magnetización y podrían generar inestabilidades térmicas.

3.1.2.2. Identificación de minerales magnéticos

Las técnicas de mineralogía magnética dependen típicamente de una combinación de medidas dependientes del campo y de la temperatura con el fin de identificar los minerales magnéticos presentes en el material estudiado, y los métodos usados son los mismos que los empleados en paleomagnetismo. Hay dos fuentes de datos que pueden explotarse: la desmagnetización de la NRM y experimentos magnéticos adicionales en muestras hermanas.

Desmagnetización de la NRM

Un estudio arqueomagnético involucra desmagnetizaciones de la NRM a partir de campos alternos decrecientes y/o térmicamente. Además de proporcionar información sobre la dirección y la intensidad del CMT en el momento de adquisición de la remanencia puede ser indicativo de los minerales magnéticos portadores de la remanencia.

La desimación por campos alternos puede diferenciar entre minerales de baja coercitividad (fáciles de desimantar) y de alta coercitividad (difíciles de desimantar). Por ejemplo, las (titano)magnetitas y la maghemita tienen bajas coercitividades y se desmagnetizan casi completamente bajo campos de 100-120 mT, mientras que la hematita y la goethita tienen altas coercitividades y retienen una significativa proporción de su remanencia en campos superiores a 100 mT (los campos máximos a los que se desimanan habitualmente las muestras en el laboratorio). Sin embargo, estas curvas no permiten distinguir entre minerales con coercitividades similares.

Esta información puede complementarse con las curvas de desmagnetización térmica, obtenidas de muestras hermanas, que describen las temperaturas de desbloqueo de la remanencia. Los minerales magnéticos se desbloquean a temperaturas cercanas o inferiores a su temperatura de Curie o Néel. Observando los espectros de temperatura de desbloqueo y las máximas temperaturas de desbloqueo nos podemos hacer una idea de la mineralogía magnética contenida en la muestra.

Técnicas de magnetismo de rocas

La inspección visual de las curvas de desmagnetización de la NRM produce resultados indicativos pero no definitivos sobre la mineralogía magnética de la muestra estudiada. Para poder obtener resultados más robustos se emplean una serie de técnicas que pueden determinar la composición mineral, estimar el tamaño de grano y la estabilidad térmica (estas dos últimas son especialmente importantes en estudios de paleointensidad). Algunas de las medidas más comunes, empleadas en esta tesis, se describen a continuación.

Susceptibilidad magnética de bajo campo

Es la medida más rápida y fácil que se puede hacer. En ella el espécimen es expuesto a un campo magnético alterno débil y se mide la magnetización inducida por él. La susceptibilidad magnética se define como el *ratio* entre la magnetización inducida y el campo aplicado y se puede expresar en unidades de volumen específico (χ , adimensional – normalmente denotado SI) o masa específica (χ , m³/kg). A su vez, la susceptibilidad puede medirse bajo diferentes frecuencias de campo magnético alterno. Su dependencia de la frecuencia está relacionada con la distribución de tamaños de los granos magnéticos cerca del umbral superparamagnético – granos ultrafinos demasiado pequeños como para funcionar como portadores de una magnetización estable.

Las medidas de la susceptibilidad magnética proporcionan una rápida información sobre el contenido magnético del espécimen. Las variaciones de susceptibilidad con respecto a la localización del espécimen en la muestra pueden ser útiles para identificar el material que muestre mayor aumento del contenido magnético, potencialmente relacionado con temperaturas de calentamiento más elevadas. Medir la susceptibilidad magnética en función del calentamiento también puede dar una idea de la estabilidad térmica durante calentamientos en el laboratorio. Sin embargo, este tipo de experimentos de susceptibilidad no son capaces de distinguir completamente el mineral o minerales magnéticos presentes en el espécimen.

Curvas de histéresis magnética

Para investigar la mineralogía magnética así como el estado magnético de los minerales magnéticos presentes en las muestras se suelen obtener ciclos de histéresis de fragmentos representativos del material estudiado. Los parámetros magnéticos que proporcionan estos ciclos son: la magnetización de saturación (M_s), si el material la alcanza, la fuerza coercitiva o coercitividad (H_c) y la magnetización remanente (M_r). La forma de la curva es un indicativo del tamaño de grano y el tipo de material presente en el espécimen.

La magnetita y maghemita tienen altos M_s y bajos H_c , por lo que tienden a producir curvas altas y relativamente estrechas (Figura 3.1a). La hematites y goethita tienen bajos M_s y altos H_c , lo que da lugar a curvas más bajas y anchas que a menudo no alcanzan la saturación en los campos máximos aplicados disponibles en la mayoría de laboratorios de arqueomagnetismo. Con respecto a los minerales magnéticos que se pueden generar tras el abandono de las estructuras arqueológicas, a temperatura ambiente la ferrihidrita es superparamagnética y la lepidocrocita es paramagnética, pero la goethita es, como hemos visto, ferromagnética.

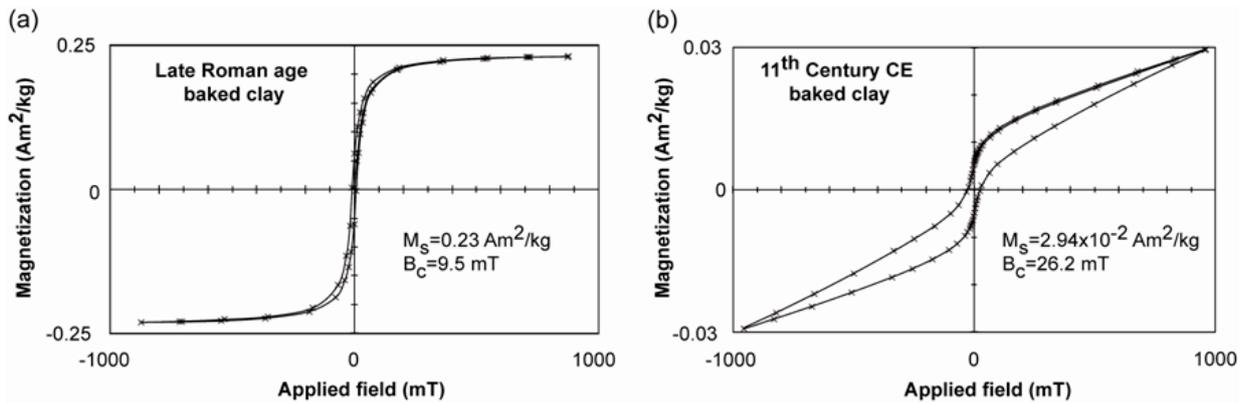


Figura 3.1. Ejemplos de curvas de histéresis a) simple y b) con cintura de avispa. En b) se puede apreciar el efecto de un mineral de alta coercitividad en la muestra. De Pavón-Carrasco et al. (2015).

Si un único mineral magnético domina las propiedades magnéticas del material estudiado entonces las curvas de histéresis pueden emplearse para estimar el tamaño de grano (Day, 1977). Lamentablemente, en muchas ocasiones los materiales arqueomagnéticos contienen más de un mineral magnético y las curvas de histéresis son más difíciles de interpretar. La mezcla de fases de diferente coercitividad puede producir lo que se denomina como curvas de histéresis de cintura de avispa (*wasp-waisted* en inglés) (e.g. Figura 3.1b).

Ciclos de imanación remanente isoterma

Las curvas de adquisición de la imanación remanente isoterma (IRM por sus siglas en inglés, *Isothermal Remanent Magnetization*) se obtienen aplicando un campo magnético externo creciente al espécimen y, tras anular el campo, midiendo la imanación remanente de la muestra. El campo externo se incrementará hasta que se sature la remanencia o hasta el límite experimental del instrumento utilizado. A continuación se realizará el mismo proceso pero aplicando el campo en sentido contrario, de nuevo hasta alcanzar la saturación (*back field*).

De estos experimentos se obtiene la magnetización remanente de saturación (M_{rs}), y la coercitividad de la remanencia (H_{cr}). Estos parámetros, junto con los parámetros que proporciona el ciclo de histéresis, se relacionan con la mineralogía y el estado magnético del espécimen analizado (ver por ejemplo Dunlop & Özdemir, 1997; Tauxe, 2010).

Los ciclos de histéresis y las curvas de adquisición y desimanación de la IRM de los materiales seleccionados se estudiaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad Complutense de Madrid. Gracias a estos ciclos se obtuvieron los valores de coercitividad (H_c), magnetización de saturación (M_s), remanencia de saturación (M_{rs}) y coercitividad de la remanencia (H_{cr}). Para su medida se ha utilizado el equipo *Coercivity Spectrometer*, desarrollado por investigadores de la Universidad de Kazan (Jasonov et al., 1998). El máximo campo aplicado fue de 500 mT.

Diagramas de Day

En 1977, Day y colaboradores propusieron un diagrama, el llamado diagrama de Day, para estudiar el estado de dominios magnéticos de una muestra (monodominio, SD, cuando en el material solo hay un dominio magnético y multidominio, MD, cuando hay varios dominios). Este diagrama representa el cociente M_{rs}/M_s frente a H_{cr}/H_c . Day et al. (1977) calcularon los valores típicos de estos cocientes para los distintos estados magnéticos en muestras de magnetita, consiguiendo subdividir el espacio del diagrama en regiones, correspondiendo cada región a uno de estos estados magnéticos. Para un mismo material el estado de dominios depende del tamaño del

grano. En el caso (MD) la coercitividad e imanación remanente disminuyen de forma considerable, mientras que en el estado (SD) los valores son mayores. Si el rango de tamaños se encuentra muy cercano al umbral crítico, entonces sólo parte del material se divide en dominios, y decimos que se encuentra en estado pseudomonodominio (PSD). Cuando el tamaño de las partículas es muy pequeño aparece el superparamagnetismo (SPM), presentando valores de coercitividad cercanos a cero y siendo dependiente de la temperatura.

Años más tarde, Dunlop (2002) llevó a cabo un trabajo similar al efectuado por Day et al. (1977) para la magnetita pero empleando cálculos más realistas, lo que llevó a una ligera modificación de las regiones del diagrama de Day. Además, Dunlop (2002) estimó los cocientes típicos para muestras de magnetita con mezclas de SD y MD (Figura 3.2a).

Aunque es cierto que, en principio, los límites entre las regiones y curvas de mezcla del diagrama de Day sólo son válidos para muestras de magnetita, sirven también de referencia para las titanomagnetitas pero no para otros minerales como la goethita, hematites, etc. No obstante, Peters & Dekkers (2003) establecieron empíricamente las zonas del diagrama de Day en las que podemos esperar encontrar los especímenes dominados por distintos minerales ferromagnéticos (Figura 3.2b).

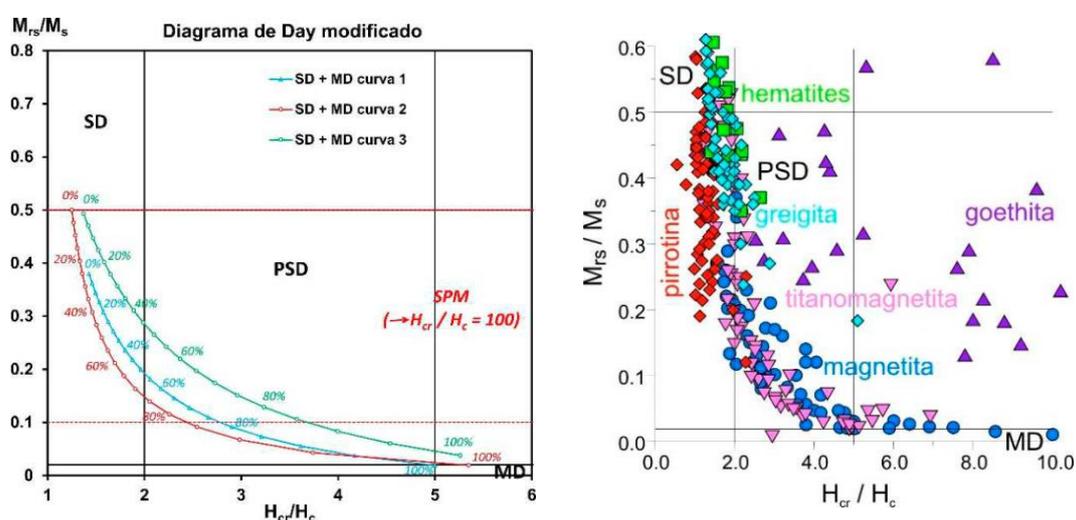


Figura 3.2. a) Diagrama de Day modificado por Dunlop (2002). Para las curvas de mezcla SD+MD se ha representado un punto por cada incremento del 5% en el contenido en la fracción MD. b) Posiciones en el diagrama de Day de muestras dominadas por diferentes minerales magnéticos (modificado de Peters y Dekkers, 2003). Los límites entre regiones son los recalculados por Dunlop (2002). Adaptadas de Villasante-Marcos (2015).

Curvas termomagnéticas

Las propiedades magnéticas dependen fuertemente de la temperatura y la temperatura a la cual los minerales magnéticos dejan de ser ferromagnéticos se denomina temperatura de Curie o de Néel. Estas temperaturas dependen de la composición del mineral pero no de su concentración o tamaños de grano, por lo que representan una poderosa herramienta de diagnóstico, especialmente cuando las combinamos con la información proporcionada por los ciclos de histéresis. Estas temperaturas pueden estimarse a partir de una curva termomagnética, que mide la magnetización inducida bajo la acción de un campo magnético fuerte cuando se calienta y enfría un espécimen desde la temperatura ambiente hasta 700°C. La intensidad de la magnetización asociada con el ferromagnetismo del mineral cae gradualmente con el calentamiento y desaparece al alcanzar la temperatura de Curie o Néel, produciendo un cambio en la pendiente de la curva de magnetización cuya temperatura puede estimarse.

Dado que las curvas termomagnéticas se miden sometiendo al espécimen a un calentamiento y un enfriamiento, se pueden utilizar para estimar la estabilidad térmica del material. Cuando las curvas de enfriamiento y calentamiento son reversibles indican estabilidad térmica, y las curvas irreversibles indican inestabilidad (e.g. Figura 3.3). Es posible estudiar la temperatura a la cual tiene lugar la alteración realizando el ciclo de calentamiento y enfriamiento en pasos sucesivos de temperatura cada vez más alta.

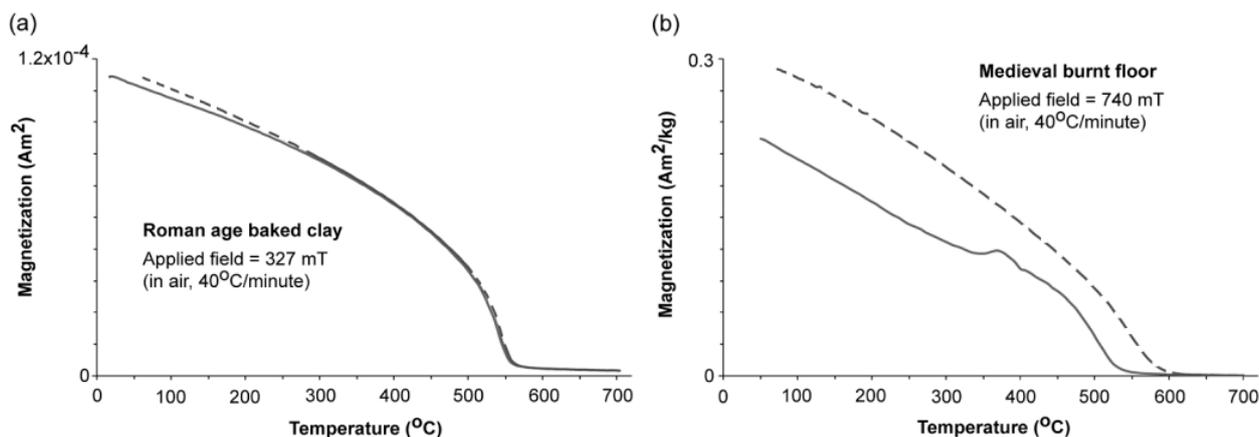


Figura 3.3. Ejemplo de curvas termomagnéticas a) reversible y b) irreversible. En a) se observa una única temperatura de Curie a 550°C. En b) los cambios de pendiente durante el calentamiento (línea continua) y el enfriamiento (línea discontinua) ocurren a distintas temperaturas. De Pavón-Carrasco et al. (2015).

3.1.3. Paleointensidad

Ya vimos en el Capítulo 2 que actualmente existen una gran variedad de metodologías para calcular la paleointensidad. La más utilizada se basa en la desimación térmica de la NRM registrada por los materiales durante su último enfriamiento, siguiendo el método original de Thellier & Thellier (1959) o Wilson (1961), y sus variaciones (e.g. Coe, 1967; Aitken et al., 1984; Yu et al., 2004, entre otros).

El método original de Thellier & Thellier (1959) consiste en un doble ciclo de calentamiento-enfriamiento desarrollado bajo la presencia de un campo de laboratorio conocido. Dicho procedimiento depende de la relación lineal existente entre el campo magnético aplicado durante el experimento en el laboratorio y el campo remanente adquirido en el pasado, algo que se ha demostrado válido para campos magnéticos débiles como es el CMT (Day et al., 1977; Shcherbakov et al., 1993), y se basa en el cumplimiento de dos leyes fundamentales: la ley de aditividad de la pTRM y la ley de independencia de la pTRM que explicamos en la sección 3.1.1 (Thellier, 1941). A modo de recordatorio, la ley de aditividad declara que una pTRM adquirida en el rango de temperaturas T_1 a T_3 es igual a la suma de la pTRM adquirida en el rango T_1 a T_2 más la adquirida en el rango T_2 a T_3 , con $T_3 > T_2 > T_1$, y con campos de laboratorio aplicados únicamente en la fase de enfriamiento dentro del rango de temperaturas dado. La ley de independencia requiere que una pTRM adquirida en el intervalo de temperaturas de T_1 a T_2 sea completamente eliminada cuando se produce un calentamiento a temperatura T_2 en campo cero, y no se ve afectada por calentamientos y enfriamientos por debajo de T_1 . Ambas leyes, sin embargo, sólo se cumplen para materiales que posean únicamente granos monodominio (SD), lo que hace que surjan problemas a la hora de desarrollar los experimentos sobre muestras naturales (Dunlop, 2011). La mayor parte de ellos, que conducen a estimaciones de paleointensidad fallidas, son la presencia de fases ferromagnéticas inestables térmicamente, la presencia de granos multidominio y las magnetizaciones remanentes secundarias.

Experimentalmente, el tiempo consumido y la dificultad de la medida de arqueointensidad son mucho mayores que en el caso de los experimentos direccionales (D e I). Las desimaciones (a campo cero,

desimianación térmica de la NRM) y reimanaciones (en campo, adquisición de la pTRM) a temperaturas cada vez mayores son realizadas para cada espécimen sucesivamente, hasta llegar a la temperatura de Curie. Al igual que en el caso de las direcciones representábamos los diagramas de Zijdeveld, aquí se representa la NRM perdida frente a la pTRM ganada, obteniendo el denominado diagrama de Arai, que debería ser lineal, de tal forma que su pendiente se puede usar para calcular la intensidad pasada. El error asociado a la intensidad puede ser calculado de la bondad del ajuste lineal. La parte lineal del diagrama de Arai corresponde con la ChRM estable de cada espécimen y es la parte que debemos aislar para poder calcular una intensidad suficientemente fiable, ya que las desviaciones de la linealidad están asociadas con NRMs multicomponente y con alteraciones térmicas inducidas durante el experimento.

Obviamente, la repetición de ciclos de calentamiento y enfriamiento a temperaturas cada vez mayores puede ocasionar alteraciones en la mineralogía magnética, ya que se favorece la creación de nuevas fases. Esto a menudo conduce a un fallo en el experimento y a tener que rechazar el dato. El control de esta posible alteración se lleva a cabo a partir de los pTRM-*checks*, introducidos por primera vez por Thellier (1959). Se consideran actualmente como el método más eficiente para detectar la alteración mineralógica durante los experimentos de paleointensidad y, como ya vimos en el Capítulo 2, actualmente se solicitan como requisito para poder considerar de calidad un dato de paleointensidad. Estos pTRM-*checks* consisten en la repetición de un paso de calentamiento a una temperatura a la que ya se había calentado previamente. Así, teniendo en cuenta la ley de aditividad y de independencia, si no se ha producido alteración deberíamos obtener de nuevo los mismos valores de NRM perdida y pTRM ganada que los que obtuvimos cuando lo hicimos por primera vez. Si esto no es así, significa que los minerales que formaban el espécimen han sufrido una alteración y, por tanto, debe rechazarse el experimento de paleointensidad. O, al menos rechazar los pasos posteriores de calentamiento.

Como ya mencionamos en el Capítulo 2, uno de los factores más importantes que se debe tener en cuenta en los experimentos de arqueointensidad es la anisotropía, especialmente cuando se trabaja con fragmentos de cerámicas y tejas, en general considerados materiales altamente anisótropos. Aunque existen muchos métodos para estimar la anisotropía, se considera que la corrección a nivel de espécimen por el tensor de la anisotropía de la termorremanencia (ATRM) es el más adecuado (Genevey et al., 2008; Pavón-Carrasco et al., 2014b).

Dado que las muestras se enfrían más rápidamente en los experimentos de arqueointensidad en el laboratorio (el tiempo típico es alrededor de 45-80 minutos) que durante el enfriamiento original en el yacimiento arqueológico (alrededor de 24 horas), la dependencia de la intensidad obtenida a este ritmo de enfriamiento (CR) también debe ser estudiada (Dobson & McClelland-Brown, 1980; Halgedahl et al., 1980). La dependencia del CR en los experimentos se suele realizar añadiendo más pasos de adquisición de la TRM para diferentes ritmos de enfriamiento, uno lento (de unas 24 horas) y otro rápido (el ritmo normal de enfriamiento en el laboratorio, en torno a una hora y media). Algunos autores, sin embargo, consideran que esta corrección no es necesaria en su estudio porque los ritmos de enfriamiento originales y de laboratorio se consideran parejos. Otra posibilidad es llevar a cabo cálculos teóricos para obtener un factor de corrección por el CR (Walton, 1984, 1990; Walton & Balhatchet, 1988). Como ya mencionamos, casi el 80% de los datos compilados en la base de datos de ArcheoInt no disponen de una evaluación de este efecto.

Adicionalmente, cabe destacar la necesidad de estudiar simultáneamente los diagramas de Zijdeveld y los de Arai para determinar el número de componentes de los especímenes y aislar correctamente la parte lineal del diagrama de Arai, correspondiente a la ChRM. La linealidad de la adquisición de la TRM debe ser, por tanto, comprobada y corregida. Esto resulta especialmente importante cuando, por ejemplo, se trabaja con escorias (Shaar et al., 2010, 2011).

Todas estas pruebas y correcciones deben ser tenidas en cuenta para proporcionar datos de calidad a la base de datos de intensidad global. Además, es necesario realizar estos experimentos con un número estadísticamente significativo de muestras/especímenes, como ya vimos en el Capítulo 2.

Procedimiento seguido en los estudios de paleointensidad

Las determinaciones de arqueointensidad fueron llevadas a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo de Géosciences-Rennes (Francia) siguiendo el método clásico de la paleointensidad de Thellier (Thellier & Thellier, 1959). La magnetización remanente se midió con el magnetómetro superconductor 2G Enterprises SRM755R. Los especímenes fueron calentados en un horno de fabricación propia con capacidad para hacer vacío, desde los 100°C hasta los 520°/595°C (cuando el 80-85% de la NRM inicial se había perdido), usando entre 11 y 16 pasos de temperatura. El campo de laboratorio aplicado fue de 50 μ T a lo largo del eje +Z de los especímenes. Los pasos de temperatura fueron cada 50°C hasta llegar a 450°C, y más pequeños (de 15°C a 30°C) a más altas temperaturas. Los *pTRM-check*, para evaluar la posible alteración magnética durante el tratamiento térmico, fueron desarrollados sistemáticamente cada dos pasos de temperatura. La medida de la susceptibilidad de bajo campo (χ) de cada espécimen se realizó tras cada paso de calentamiento con el medidor de susceptibilidad Bartington (Bartington Instruments).

El tensor de anisotropía de la TRM se calculó para cada espécimen y se corrigieron todas las medidas de NRM y TRM por la ATRM (Veitch et al., 1984; Chauvin et al., 2000). Este tensor se obtuvo a partir de la adquisición de una TRM en seis posiciones diferentes, en las coordenadas de la muestra +Z, -Z, +X, -X, +Y, -Y. Finalmente, se llevó a cabo una remagnetización a lo largo del eje +Z de cada uno de los especímenes para comprobar su estabilidad térmica tras realizar el experimento de ATRM. Para evitar cambios magneto-químicos, el tensor de la ATRM se midió durante el experimento Thellier a temperaturas en las que alrededor del 70% de la NRM se había eliminado (en el paso de calentamiento de 450°-520°C, dependiendo de la desmagnetización térmica de los especímenes).

Para estudiar el efecto del ritmo de enfriamiento (CR) se han medido cuatro pasos adicionales de adquisición de la TRM: TRMs+, TRMr+, TRMr2- y TRMr1-, donde *r* y *s* denotan el tiempo de enfriamiento rápido y lento usado durante el experimento, + y - las direcciones del campo magnético aplicado a lo largo de los ejes +Z y -Z de los especímenes y 1 y 2 denotan los pasos realizados para evaluar la posible alteración producida durante este experimento (ver Figura 3.4). Estos cuatro pasos nos permiten cuantificar este factor de corrección como un porcentaje definido por (TRMs+ - TRMr+)/TRMr+. Nosotros utilizamos una rampa lineal de enfriamiento lento de 24 horas de duración. Los posibles cambios en la capacidad de adquisición de la TRM de las muestras también se controlan calculando un factor de alteración mediante el porcentaje (TRMr2- - TRMr1-)/TRMr1-. Este factor de alteración estima la cantidad de cambios magneto-químicos que ocurren durante el tercer (enfriamiento lento) y/o el cuarto (enfriamiento rápido) paso de calentamiento (ver Figura 3.4). Tales cambios podrían introducir un error en el factor de corrección del CR. Por esta razón, hemos decidido corregir las determinaciones de arqueointensidad por el efecto del CR sólo cuando los factores de corrección fueran mayores que los factores de alteración.

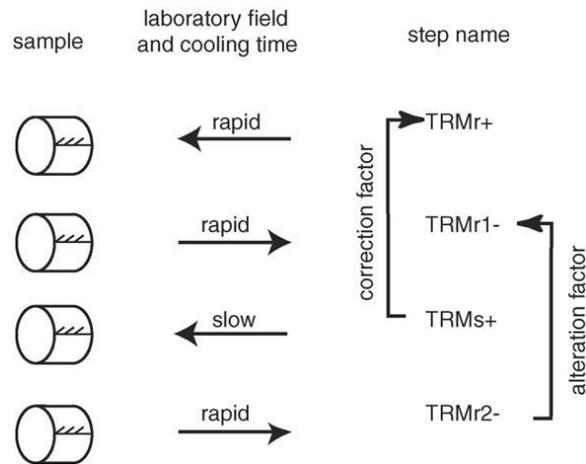


Figura 3.4. Esquema del experimento para determinar la corrección por el ritmo de enfriamiento. Los cuatro pasos mostrados fueron desarrollados a la misma temperatura (450-520°C, dependiendo de las muestras). Los factores de corrección y alteración fueron calculados utilizando los pasos 1 y 3, y 2 y 4, respectivamente. De Gómez-Paccard et al. (2006c).

Un espécimen de cada muestra sometida a experimentos de arqueointensidad fue también sometido a una desmagnetización por campos alternos (AF) para evaluar la estructura de la NRM. Se seleccionaron pasos de 5 mT hasta picos máximos de 100 mT, por medio del desmagnetizador incorporado al magnetómetro superconductor 2G Enterprises SRM755R.

3.2. Modelado del campo magnético terrestre

Conocer la evolución del campo magnético terrestre durante los últimos milenios es posible gracias a las medidas indirectas de los elementos del campo geomagnético (declinación, inclinación e intensidad) que proporcionan los estudios paleomagnéticos realizados en materiales arqueológicos y volcánicos. Estos datos se pueden tratar y analizar de forma local, obteniendo las denominadas curvas de Variación Paleosecular o de forma global, obteniendo modelos geomagnéticos. Además de estas aproximaciones globales y locales, también se pueden realizar análisis regionales a escala continental (e.g. Pavón-Carrasco et al., 2009, 2010). En esta tesis nos centraremos en el modelado global del campo geomagnético para los últimos 3000 años y se obtendrá una curva de Variación Paleosecular de Iberia para el mismo intervalo temporal. Por lo que a continuación describiremos los aspectos metodológicos más importantes de las técnicas empleadas.

3.2.1. Modelado Global

El campo geomagnético de origen interno puede ser expresado en el espacio mediante un desarrollo en armónicos esféricos (SHA por sus siglas en inglés, *Spherical Harmonic Analysis*), como fue propuesto por primera vez en 1839 por C. F. Gauss, y que se puede expresar como (para más detalles sobre la generación de este desarrollo se puede consultar Parkinson, *Introduction of the Geomagnetism*, 1983)

$$V(r, \theta, \lambda, t) = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} P_n^m(\cos\theta) [g_n^m(t) \cos m\lambda + h_n^m(t) \sin m\lambda], \quad [3.10]$$

donde a es el radio medio de la Tierra ($a=6371.2$ km), θ es la colatitud del punto en el que estamos midiendo el CMT, λ es la longitud (negativa hacia el oeste) y r es la distancia radial al punto sobre la superficie terrestre. $P_n^m(\cos\theta)$ son las funciones asociadas de Legendre (con la semi-normalización de Schimdt) y $g_n^m(t)$ y $h_n^m(t)$ son los coeficientes de Gauss, denominados así en honor a C.F. Gauss. El grado y orden del desarrollo se denotan por las letras n y m , respectivamente.

Dicha expresión permite reconstruir el CMT a escala global y en cualquier contexto temporal, es decir, usando datos directos (instrumentales) o bien datos indirectos (paleomagnéticos). La presente tesis se enmarca dentro del segundo caso, donde son los datos paleomagnéticos los que van a proporcionar un modelo global de evolución del campo geomagnético. Para ello, vamos a seguir la metodología descrita en Korte & Constable (2005a) en la que se integra la expansión espacial de los armónicos esféricos con una base de funciones B-splines cúbicos penalizados (De Boor, 2001) que tienen en cuenta su evolución temporal. En dicha base temporal los coeficientes de Gauss (g_n^m y h_n^m) vienen definidos por la matriz $B_q(t)$ mediante las siguientes expresiones

$$g_n^m(t) = \sum_{q=1}^Q g_{n,q}^m B_q(t), \quad [3.11]$$

$$h_n^m(t) = \sum_{q=1}^Q h_{n,q}^m B_q(t), \quad [3.12]$$

donde n y m son el grado y orden espacial (respectivamente), Q es el grado máximo de la expansión temporal y $g_{n,q}^m(t)$ y $h_{n,q}^m(t)$ son los coeficientes armónicos esféricos dependientes del tiempo.

Como ya vimos en el Capítulo 2, en los estudios paleomagnéticos, las medidas del campo magnético terrestre vienen dadas por la declinación (D), la inclinación (I) y la intensidad (F). Estas componentes, al contrario

de lo que ocurre con las componentes X, Y, Z (ver por ejemplo ec. [3.26 – 3.28]), no pueden ser expresadas como una combinación lineal de los coeficientes de Gauss (ver ec. [2.1 – 2.4]), por lo tanto, dichos elementos geomagnéticos $d (D, I, F)$ deben ser expresados como una función no lineal f , relacionada con el potencial de origen interno [3.11],

$$d = f(\vec{m}) + \varepsilon, \quad [3.13]$$

donde el vector \vec{m} contiene todos los coeficientes de Gauss y ε es el error asociado, que se asume gaussiano. La función f en la ec. [3.13] contiene de forma implícita toda la información espacial y temporal del dato considerado (bien sea la declinación, inclinación o intensidad) que viene expresada a partir de los coeficientes de Gauss cuyos valores son desconocidos. Para encontrar el conjunto óptimo de coeficientes de Gauss dependientes del tiempo, se realiza una inversión por mínimos cuadrados aplicando el método iterativo Newton-Raphson (Gubbins & Bloxham, 1985)

$$\vec{m}_{i+1} = \vec{m}_i + \left(\hat{A}'_i \cdot \hat{C}_e^{-1} \cdot \hat{A}_i + \alpha \cdot \hat{S} + \tau \cdot \hat{T} \right)^{-1} \times \left(\hat{A}'_i \cdot \hat{C}_e^{-1} \cdot \vec{\gamma}_i - \alpha \cdot \hat{S} \cdot \vec{m}_i - \tau \cdot \hat{T} \cdot \vec{m}_i \right), \quad [3.14]$$

donde \hat{A} es la matriz de parámetros que depende de las funciones armónicas esféricas en espacio y tiempo (la también llamada matriz de Frechet) y \hat{A}' es la matriz traspuesta de \hat{A} . \hat{C}_e es la matriz de covarianza de los errores de los datos (la inversa de la matriz de pesos). $\vec{\gamma}$ es el vector de diferencias entre los datos de entrada (D, I, F) y los datos modelados en cada iteración i . Las matrices \hat{S} y \hat{T} son las matrices de regularización espacial y temporal, respectivamente, con los parámetros de amortiguamiento α y τ . Estos parámetros de amortiguamiento deben ser fijados teniendo en cuenta el mejor compromiso entre el modelo obtenido y los observables. Nosotros en esta tesis seguiremos la metodología propuesta por Licht et al. (2013), que es detallada en el Capítulo 7. El índice i indica el número de la iteración, que requiere de una solución inicial \vec{m}_0 . Hay varias maneras de imponer esta primera solución. En nuestro caso se usará como campo de partida el proporcionado por un dipolo axial y geocéntrico constante en el tiempo $|g_1^0| = 30 \mu T$, cuyo valor es elegido por ser es el valor medio de dicho coeficiente en los últimos milenios. Para crear la base de B-splines se seleccionan los puntos fijos entre el año 1150 a.C. y 2000 d.C. cada 25 años. Aunque la reconstrucción desarrollada en esta tesis abarca sólo del 1000 a.C. al 1900 d.C., es necesario contar con datos adicionales para tiempos más antiguos y más modernos para evitar posibles efectos de borde.

Dada la actual distribución de la base de datos paleomagnéticos para los últimos 3000 años (ver Capítulo 2), poco homogénea con muy pocos datos en el Hemisferio Sur y en el primer milenio a.C., se hace necesaria imponer una regularización al modelo para obtener un resultado con el mayor significado físico.

Regularización espacial:

La regularización espacial minimiza la disipación Óhmica en la frontera manto-núcleo (Gubbins, 1975), la cual puede escribirse como

$$\hat{S} = \frac{4\pi}{t_e - t_s} \int_{t_s}^{t_e} \sum_{n=1}^N \frac{(n+1)(2n+1)(2n+3)}{n} \left(\frac{a}{c} \right)^{2n+3} \sum_{m=0}^n \left[(g_n^m(t))^2 + (h_n^m(t))^2 \right] dt, \quad [3.15]$$

donde t_s y t_e son los tiempos inicial y final respectivamente y c ($c = 3485$ km) es el radio medio de la frontera manto-núcleo (CMB por sus siglas en inglés, *Core-Mantle Boundary*). Esto hace que la energía sea mínima en el CMB y permite poder estudiar el CMT a estas profundidades, y conocer mejor los procesos dinámicos que ocurren en el núcleo externo y que rigen el comportamiento del campo geomagnético principal.

Regularización temporal:

La regularización temporal minimiza la segunda derivada temporal del campo radial en el CMB (Bloxham & Jackson, 1992), como

$$\hat{T} = \frac{1}{t_e - t_s} \int_{t_s}^{t_e} \oint_{\Omega} (\partial_t^2 B_r)_{r=c}^2 d\Omega dt, \quad [3.16]$$

donde $d\Omega$ es el ángulo sólido diferencial sobre la esfera Ω . Esto permite una variación de los elementos del campo muy suave, ya que se espera que el CMT siga una variación secular lenta y sin saltos bruscos.

Tanto la regularización espacial como la temporal intentan llegar a un compromiso entre el ajuste del dato de entrada y la geometría final del modelo obtenido.

3.2.2. Estimación del Momento Dipolar y Momento Dipolar Virtual

Para muchos problemas geofísicos y para aplicaciones en Paleoclimatología, es muy importante conocer la evolución del momento dipolar geomagnético (DM por sus siglas en inglés, *Dipole Moment*), que representa más del 90% del campo total. Para obtener la expresión del momento dipolar vamos a partir de la expresión del potencial geomagnético [3.10] reduciéndola a su parte dipolar ($n=1$ y $m=0, 1$). Si tenemos en cuenta la expresión de las funciones de Legendre asociadas a dicho grado y orden, el potencial dipolar viene dado por

$$V_{dipolo}(r, \theta, \lambda, t) = a \left(\frac{a}{r}\right)^2 [g_1^0(t) \cos\theta + g_1^1(t) \sin\theta \cos\lambda + h_1^1(t) \sin\theta \sin\lambda]. \quad [3.17]$$

Si comparamos esta expresión con el potencial de un dipolo en coordenadas esféricas

$$V = \frac{4\pi \vec{m} \cdot \hat{e}_r}{\mu_0 r^2} = \frac{4\pi (m_x \sin\theta \sin\lambda + m_y \sin\theta \cos\lambda + m_z \cos\theta)}{\mu_0 r^2}, \quad [3.18]$$

donde \vec{m} es el momento magnético del dipolo y m_x , m_y y m_z sus componentes. Comparando 3.17 y 3.18 se observa que los coeficientes de Gauss se relacionan con las componentes del momento magnético de un dipolo a partir de las expresiones siguientes

$$g_1^0 = \frac{\mu_0 m_z}{4\pi a^3}; \quad g_1^1 = \frac{\mu_0 m_x}{4\pi a^3}; \quad h_1^1 = \frac{\mu_0 m_y}{4\pi a^3}. \quad [3.19]$$

La interpretación física es por tanto inmediata. Vemos que el primer coeficiente de grado 1 y orden 0 representa un dipolo centrado sobre el eje de rotación de la Tierra (dipolo axial geocéntrico). Cuando aumentamos el orden aparecen dos nuevas componentes cuya acción es inclinar el dipolo un cierto ángulo del eje de rotación de la Tierra (dipolo geocéntrico inclinado). En la actualidad la combinación de estos tres coeficientes es capaz de explicar más del 98% del campo magnético observado en superficie, estando actualmente el dipolo inclinado un ángulo de unos 11° (Korte & Constable, 2005b).

Podemos calcular el módulo del momento dipolar en función de los coeficientes de Gauss a partir de las relaciones establecidas en [3.19]

$$m = DM = \sqrt{m_x^2 + m_y^2 + m_z^2} = \frac{4\pi a^3}{\mu_0} \sqrt{(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2}. \quad [3.20]$$

Y para el caso de un dipolo axial centrado, podemos obtener la expresión del momento dipolar axial (ADM por sus siglas en inglés, *Axial Dipole Moment*):

$$m_z = ADM = \frac{4\pi a^3}{\mu_0} |g_1^0|. \quad [3.21]$$

Existe un segundo método para estimar el momento dipolar del campo geomagnético a partir de los datos paleomagnéticos, sin necesidad de usar los coeficientes de Gauss. Para ello partamos de nuevo del potencial del dipolo magnético [3.17]. Como éste no es un observable, lo vamos a relacionar con los elementos del campo susceptibles de ser medidos, es decir las componentes del campo magnético terrestre (X, Y, Z) o los elementos magnéticos (D, I, F). Dado que el campo magnético deriva del potencial [3.10], entonces: $\vec{B} = \vec{\nabla}V$, cuyas tres componentes en coordenadas esféricas y su relación con las componentes del campo magnético terrestre X, Y, Z se pueden escribir como

$$B_\theta = -X = -\frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta}, \quad [3.22]$$

$$B_\lambda = Y = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \lambda}, \quad [3.23]$$

$$B_r = -Z = -\frac{\partial V}{\partial r}. \quad [3.24]$$

Si consideramos solo el potencial del dipolo axial de [3.17]

$$V(r, \theta, \lambda, t) = \frac{a^3}{r^2} g_1^0(t) \cos \theta, \quad [3.25]$$

podemos calcular a partir de [3.22], [3.23] y [3.24] las componentes del campo magnético en función del primer coeficiente de Gauss g_1^0

$$X = -\left(\frac{a}{r}\right)^3 g_1^0 \sin \theta, \quad [3.26]$$

$$Y = 0, \quad [3.27]$$

$$Z = -2\left(\frac{a}{r}\right)^3 g_1^0 \cos \theta. \quad [3.28]$$

Conocidas las componentes del campo, podemos definir la intensidad geomagnética como

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}. \quad [3.29]$$

Sustituyendo 3.26 – 3.28 en 3.29 obtenemos la intensidad en función del primer coeficiente de Gauss

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = \left(\frac{a}{r}\right)^3 g_1^0 \sqrt{1 + 3\cos^2\theta} = \left(\frac{a}{r}\right)^3 g_1^0 \sqrt{1 + 3\sin^2\phi}. \quad [3.30]$$

Despejando g_1^0 de esta ecuación y sustituyendo en [3.21] obtenemos finalmente el módulo del momento dipolar axial para un punto de latitud ϕ (complementario de la colatitud θ) e intensidad F medida sobre la superficie de la Tierra:

$$m = \frac{4\pi a^3}{\mu_0} |g_1^0| = \frac{4\pi a^3}{\mu_0} \left(\frac{a}{a}\right)^3 \frac{F}{\sqrt{1 + 3\sin^2\phi}}. \quad [3.31]$$

A partir de ahora llamaremos a este valor momento dipolar virtual axial y lo denotaremos por VADM (*Virtual Axial Dipole Moment*, por sus siglas en inglés). Obtenemos finalmente que

$$VADM = \frac{4\pi}{\mu_0} \frac{a^3 F}{\sqrt{1 + 3\sin^2\phi}}. \quad [3.32]$$

Con un procedimiento análogo se puede obtener el momento dipolar virtual (VDM, por sus siglas en inglés, *Virtual Dipole Moment*), asociado al dipolo inclinado. En este caso la latitud del punto no será la geográfica sino la geomagnética, que se puede relacionar con la inclinación como

$$VDM = \frac{4\pi}{\mu_0} \frac{a^3 F}{\sqrt{1 + 3\sin^2\phi^*}} = \frac{4\pi a^3}{2\mu_0} F \sqrt{1 + 3\cos^2 I}. \quad [3.33]$$

Llamamos virtual a estos momentos dipolares porque son calculados a partir de un único punto sobre la superficie de la Tierra.

Para estudiar la evolución temporal del V(A)DM hay varias aproximaciones posibles. Una de las estimaciones más directas es a partir del promediado global de los V(A)DM puntuales utilizando ventanas móviles para un determinado intervalo temporal (Yang et al., 2000; Macouin et al., 2004). Sin embargo, Genevey et al. (2008) demostró que, para los últimos 3000 años, este procedimiento, aunque rápido y directo, podría llegar a sesgar la evolución temporal del V(A)DM hacia comportamientos regionales de las zonas con más datos disponibles, como ocurre con la región europea (ver Capítulo 2). Para intentar mitigar el problema, estos autores propusieron realizar un esquema de pesado regional por el cual seleccionaban diferentes regiones sobre la superficie de la Tierra y, dentro de ellas, calculaban el V(A)DM a partir de promedios usando ventanas móviles. Esto les proporcionaba información sobre la evolución del V(A)DM a escala regional. Finalmente, para obtener la evolución a escala global, realizaban de nuevo un promedio con ventanas móviles sobre los V(A)DM regionales previamente calculados. En este trabajo los autores no eligieron ningún peso predeterminado para ninguna de las regiones, suponiendo que todas deberían tener la misma importancia en la media final, pero dividieron la región europea en dos: Europa Occidental y Europa Oriental. El resultado final fue que, aplicando el esquema de pesado regional, se lograba una significativa reducción del problema de la sobreestimación del comportamiento regional europeo en los últimos 3000 años en las estimaciones del V(A)DM global.

3.2.3. Construcción de Curvas de Variación Paleosecular

En las secciones anteriores hemos abordado el problema de cómo conocer el comportamiento del campo a nivel global. Ahora nos interesa saber cómo podemos obtener una representación de la evolución temporal del campo magnético terrestre a escala local, mediante la construcción de una PSVC. Como ya mencionamos en el Capítulo 2, la reconstrucción local del CMT a partir de la construcción de una PSVC es

posible en zonas con alta densidad de datos arqueomagnéticos, que se encuentren distribuidos uniformemente tanto espacial como temporalmente y bien datados. En esta tesis actualizamos la PSVC direccional de Iberia gracias a los nuevos datos direccionales disponibles para el primer milenio antes de Cristo que describiremos en detalle en el Capítulo 4 (Osete et al., 2016; Osete et al., *in press*; Palencia-Ortas et al., *in prep.*) y los nuevos datos publicados de los dos últimos milenios.

3.2.3.1. Relocalización de los datos

El primer paso para generar estas curvas es trasladar los datos del yacimiento arqueológico original a un punto común (la localización de referencia). En nuestro caso la localización de referencia será Madrid (40.4° N, 3.7° O). La relocalización se lleva a cabo asumiendo un campo magnético dipolar usando el método de conversión vía polo (Nöel & Batt, 1990). Esta hipótesis no es, obviamente, cierta, dado que las componentes no dipolares presentan una contribución importante al campo total. Por esta razón, la aproximación sólo es válida para regiones donde el área no sea mayor de 10⁶ km² (Tarling, 1983; Núñez et al., 2000; Núñez, 2005; Casas & Incoronato, 2007), lo que es equivalente a un casquete esférico de radio aproximadamente igual a 800 km centrado en la localización de referencia.

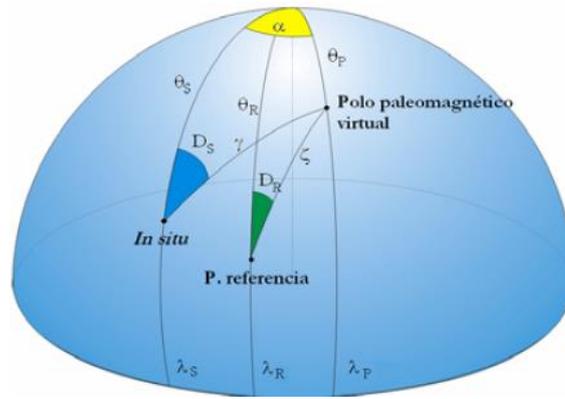


Figura 3.5. Esquema del método de conversión vía polo desde un yacimiento arqueológico *in situ* (S) a la localización de referencia (R). De Pavón-Carrasco (2010).

La Figura 3.5 muestra un esquema del procedimiento de relocalización de los datos direccionales arqueomagnéticos (D , I). Para trasladar los datos direccionales *in situ*, declinación (D_S) e inclinación (I_S), primero necesitamos conocer la colatitud geomagnética del dato γ y la colatitud geográfica del Polo Geomagnético Virtual (VGP por sus siglas en inglés, *Virtual Geomagnetic Pole*) θ_P

$$\tan \gamma = \frac{2}{\tan I_S'} \quad [3.34]$$

$$\theta_P = \cos^{-1}(\cos \theta_S \cos \gamma + \sin \theta_S \sin \gamma \cos D_S), \quad [3.35]$$

donde θ_S es la colatitud geográfica del yacimiento arqueológico. La longitud del VGP depende de la posición del yacimiento como

$$\lambda_P = \begin{cases} \lambda_S + \alpha & , \text{si} & \cos \gamma \geq \cos \theta_S \cos \theta_P \\ \lambda_S + \pi - \alpha & , \text{si} & \cos \gamma < \cos \theta_S \cos \theta_P' \end{cases} \quad [3.36]$$

donde

$$\text{sen } \alpha = \frac{\text{sen } \gamma \text{ sen } D_S}{\text{sen } \theta_P}. \quad [3.37]$$

Finalmente, y usando las coordenadas geográficas de la localización de referencia (R), la declinación D_R y la inclinación I_R relocalizadas son dadas por las ecuaciones

$$I_R = \tan^{-1}\left(\frac{2}{\tan \zeta}\right), \quad [3.38]$$

$$D_R = \cos^{-1}\left(\frac{\cos \theta_P - \cos \zeta \cos \theta_R}{\text{sen } \zeta \text{ sen } \theta_R}\right), \quad [3.39]$$

donde el ángulo ζ es la colatitud geomagnética de la localización de referencia

$$\zeta = \cos^{-1}(\cos \theta_R \cos \theta_P + \text{sen } \theta_R \text{ sen } \theta_P \cos(\lambda_P - \lambda_R)). \quad [3.40]$$

Para las intensidades, hay dos métodos diferentes de relocalización atendiendo a la información direccional disponible. Cuando no hay datos direccionales asociados a la intensidad F_S , el proceso de relocalización se realiza asumiendo un campo dipolar geocéntrico axial (GAD por sus siglas en inglés, *Geocentric Axial Dipole*). Igualando el VADM calculado de [3.32] en el sitio del yacimiento y en la localización de referencia, la expresión de la intensidad relocalizada F_R será

$$F_R = F_S \sqrt{\frac{1 + 3 \cos^2 \theta_R}{1 + 3 \cos^2 \theta_S}}. \quad [3.41]$$

Si por el contrario hay información de la inclinación, se puede utilizar un modelo de campo dipolar inclinado para trasladar el dato de intensidad mediante el cálculo del VDM a partir de [3.33]. La intensidad relocalizada quedaría entonces

$$F_R = F_S \sqrt{\frac{1 + 3 \cos^2 \zeta}{1 + 3 \cos^2 \gamma}}. \quad [3.42]$$

3.2.3.2. Construyendo la PSVC

Para construir la versión actualizada de la PSVC direccional para Iberia de los últimos 3000 años usaremos una metodología diferente a la que se empleó en la construcción de la actual PSVC de la Península (ver Capítulo 2 y Gómez-Paccard et al., 2006b para más detalles). En lugar de la estadística Bayesiana (Lanos, 2004; Lanos et al., 2005), usaremos el método *bootstrap* propuesto por Thébault & Gallet (2010).

Se parte de un conjunto de datos de entrada, en este caso los valores de declinación e inclinación que se encuentren a una distancia r de la localización de referencia,

$$f = \{f_i\}, i = 1 \dots N, \quad [3.43]$$

donde cada uno de estos valores estará asociado a una época $t = \{t_i\}$, y a dos conjuntos adicionales de datos $\epsilon^f = \{\epsilon_i^f\}$ y $\epsilon^t = \{\epsilon_i^t\}$, correspondientes a las incertidumbres de la medida y la edad, respectivamente.

A partir de estos datos construimos una curva $\hat{f}(t)$ cuya primera y segunda derivada temporal sea continua, y la expresamos en términos de una base de B-*splines* cúbicos con puntos fijos (*knot points*) uniformemente espaciados (De Boor, 2001). El problema a resolver se expresaría como

$$\hat{f}(t) = S(\alpha, t), \quad [3.44]$$

donde $a = \{a_p\}$, $p = 1 \dots P$, es el vector de parámetros que define la función $S(a, t)$. Para problemas sobredimensionados ($N \geq P$) con información adicional de las incertidumbres asociadas a las medidas y el tiempo, se resuelve el problema inverso por mínimos cuadrados pesados y regularizados (RWLS por sus siglas en inglés, *Regularized Weighted Least-Squares*) (Menke, 1989)

$$\hat{\alpha} = (A^T A + \lambda D)^{-1} A^T f, \quad [3.45]$$

donde A es la matriz que contiene los coeficientes que representan la base de B-*splines* y D es la matriz de regularización con λ un escalar determinado por la solución intermedia entre el error cuadrático medio (entre el dato original y el estimado a partir de la curva solución de la inversión) y la regularización aplicada. En ausencia de un modelo físico más plausible sobre la evolución direccional del CMT, se asume que las variaciones temporales deben ser relativamente suaves, para lo cual se penaliza la segunda derivada temporal de la solución como

$$D = \int_t \partial_t^2 \hat{f}(t) dt. \quad [3.46]$$

Dada la amplia dispersión e incertidumbre de los datos direccionales de Iberia, se desarrolla un algoritmo *bootstrap* para investigar la variabilidad de la solución obtenida. Un conjunto de 5000 PSVCs para la declinación y para la inclinación, respectivamente, son generadas siguiendo el método descrito más arriba, a partir de la creación de datos sintéticos con dos distribuciones de probabilidad diferentes: 1) para los datos direccionales, una función de probabilidad Gaussiana aleatoria centrada en el valor del dato original y con una desviación estándar igual a la incertidumbre del dato direccional ($\epsilon^f = \alpha_{65}^f$); y 2) para el tiempo, una distribución aleatoria homogénea con amplitud igual al error de la edad a 1σ (ϵ^t). La PSVC direccional final se calcula como el promedio de las 5000 curvas junto con su desviación estándar (al 95% de nivel de confianza).

3.3. Aplicaciones a la Paleoclimatología: la *Transfer entropy*

Uno de los objetivos de esta tesis es estudiar la posible relación entre el CMT y el clima de la Tierra. Dado el carácter estocástico de ambos sistemas, por primera vez en este campo se ha implementado una técnica proveniente de la dinámica no lineal y la teoría de la información denominada *transfer entropy*. Esta herramienta es capaz de determinar la existencia de un flujo de información entre dos sistemas temporales reales (en nuestro caso particular, el campo magnético de la Tierra y el clima terrestre en el pasado) así como el sentido en el que este flujo se produce. Ha sido muy utilizado en los últimos años en campos como la econofísica (e.g. Marschinski & Kantz, 2002) y la neurociencia (e.g. Vicente et al., 2011).

La *transfer entropy* (TE a partir de ahora) es una herramienta de la teoría de la información introducida por Schreiber (2000) como una generalización de la información mutua (Shannon, 1948). Mientras que la información mutua no contiene ni información dinámica ni direccional del sistema, la TE tiene en cuenta la dinámica del transporte de información entre dos sistemas. Esto permite cuantificar tanto el intercambio de información como el sentido predominante de este flujo.

El fundamento de la TE se encuentra en los trabajos básicos de la teoría de la información (Shannon & Weaver, 1949). La entropía de Shannon se expresa como

$$H_I = - \sum_i p(i) \log_2 p(i), \quad [3.47]$$

donde i representa los estados que el proceso I puede asumir y $p(i)$ la distribución de probabilidad que sigue. Nótese que la base del logaritmo es arbitraria, sólo determina las unidades de medida, en este caso, bits. Esta cantidad mide el promedio de información que se necesita para codificar un proceso de forma óptima. Imaginemos por ejemplo que queremos transmitir un mensaje haciendo uso de los 27 caracteres que conforman el alfabeto, y que todos ellos deben estar en minúsculas. Si el resultado de esta transmisión es un mensaje de 27 caracteres exactos, obtendremos la máxima entropía posible, puesto que no se repiten los caracteres ni están ordenados de forma predecible.

Con el objetivo de construir una codificación óptima que use sólo tantos bits como proporciona la entropía, es necesario conocer $p(i)$. El exceso en el número de bits que será codificado si se considera una distribución diferente a $p(i)$, por ejemplo $q(i)$, es dada por la entropía Kullback (Kullback & Leibler, 1951; Kullback, 1959)

$$K_I = \sum_i p(i) [\log p(i) - \log q(i)]. \quad [3.48]$$

Generalizando [3.39] para probabilidades condicionadas

$$K_{I|J} = \sum_{i,j} p(i,j) [\log p(i|j) - \log q(i|j)]. \quad [3.49]$$

La información mutua de dos procesos I y J con probabilidad conjunta $p_{IJ}(i,j)$ puede ser vista como el exceso de código producido por asumir erróneamente que los dos sistemas son independientes, es decir, usar $q_{IJ}(i,j) = p_I(i)p_J(j)$ en lugar de $p_{IJ}(i,j)$. La correspondiente entropía Kullback será

$$M_{IJ} = \sum_{i,j} p(i,j) [\log p(i,j) - \log(p(i)p(j))]. \quad [3.50]$$

A esta cantidad se la denota como información mutua y mide la reducción de la entropía de una variable aleatoria I debido al conocimiento del valor de otra variable aleatoria J . Se puede demostrar que la información mutua [3.41] es simétrica bajo el intercambio I, J , por lo que no contiene información sobre el sentido en el que se produce el flujo de información entre sistemas.

Se puede dar sentido dinámico a la información mutua introduciendo un desfase temporal en una de las variables en [3.41]

$$M_{IJ(\tau)} = \sum p(i_n, j_{n-\tau}) \log \frac{p(i_n, j_{n-\tau})}{p(i)p(j)}. \quad [3.51]$$

Sin embargo, introducir probabilidades de transición en lugar de probabilidades estáticas en las definiciones anteriores permite que considerar los dos sistemas en distintos tiempos ocurra de forma natural.

Partiendo de los procesos de Markov de orden finito, Schreiber (2000) introdujo una medida para cuantificar la información transferida entre dos series temporales, basada en estas probabilidades de transición, apropiadamente condicionadas, en lugar de en probabilidades estáticas, como hasta el momento. Asumiendo que el sistema bajo estudio puede ser aproximado por un proceso de Markov estacionario de orden k , las probabilidades de transición que describen la evolución del sistema son $p(i_{n+1}|i_n, \dots, i_{n-k+1})$. Si dos procesos I y J son independientes, entonces la propiedad de Markov generalizada

$$p(i_{n+1}|i_n, \dots, i_{n-k+1}) = p(i_{n+1}|i_n^{(k)}, j_n^{(l)}), \quad [3.52]$$

se cumple, donde $i_n^{(k)} = (i_n, \dots, i_{n-k+1})$, $j_n^{(l)} = (j_n, \dots, j_{n-l+1})$ y l indica el número de estados condicionados del proceso J .

Schreiber propuso usar la entropía de Kullback para probabilidades condicionadas [3.49] (Kullback & Leibler, 1951; Kullback, 1959) para medir la incorrección de asumir esta propiedad generalizada de Markov [3.52], i.e. asumir que I y J son independientes, lo cual resulta en

$$TE_{J \rightarrow I} = \sum p(i_{n+1}, i_n^{(k)}, j_n^{(l)}) \log \frac{p(i_{n+1}, i_n^{(k)}, j_n^{(l)}) p(i_n^{(k)})}{p(i_n^{(k)}, j_n^{(l)}) p(i_{n+1}, i_n^{(k)})}, \quad [3.53]$$

denotada como *transfer entropy* (una representación esquemática de la TE puede ser encontrada en la Figura 3.3). La TE puede ser entendida como el exceso de información que debe ser usado para codificar el estado de un proceso por asumir erróneamente que la función de distribución de probabilidad de transición real es $p(i_{n+1}|i_n^{(k)})$, en lugar de $p(i_{n+1}|i_n^{(k)}, j_n^{(l)})$.

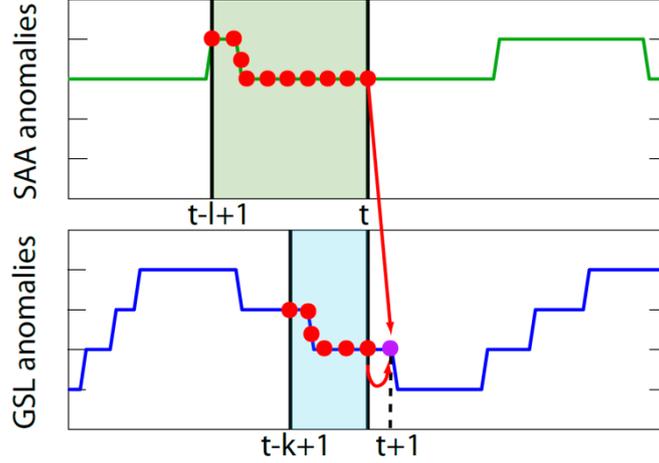


Figura 3.5. *Transfer entropy* (flecha roja) entre una serie fuente J y una serie objetivo I . Los intervalos sombreados en verde y azul indican estados pasados del sistema (memoria del sistema) de ambos procesos, el círculo morado indica el valor futuro del proceso I . De Campuzano et al. (2016).

Existen diferentes estrategias para calcular la TE partiendo del análisis de datos reales. Para esta tesis se ha desarrollado un método basado en la discretización de las series temporales reales, que fue explicado en detalle por Sandoval Jr. (2014). Para discretizar las series de datos, se construye un histograma para cada una de ellas y se divide en un número de intervalos S asignando un número de estado a cada uno de ellos, del 1 al S . Cada número corresponde a un rango de valores determinado de la serie de datos, los cuales son sustituidos por el número asignado (del 1 al S). Por ejemplo, si nuestra serie de datos es: $X = [0.1, 0.1, 0.5, 0.2, 0.9, 0.6]$, y $S = 3$, significa que el histograma de la serie tendrá 3 intervalos. El primero corresponderá a todos los valores que se encuentren entre el 0.1 y el 0.3, el segundo todos los valores que se encuentren entre 0.4 y 0.6, y el tercero entre 0.7 y 0.9. Así, la serie finalmente se convertirá en: $X' = [1, 1, 2, 1, 3, 2]$.

Obviamente, el cálculo de la TE dependerá de la partición específica elegida S , ya que el histograma elegido determina la serie temporal final analizada. Con el objetivo de obtener el óptimo número de intervalos S , consideramos la aproximación propuesta por Knuth (2013), donde S es dado por la maximización de la probabilidad posterior $p(S|N, n_k)$. Dado un histograma de tamaño de intervalo uniforme para una serie de N datos, la probabilidad posterior $p(S|N, n_k)$ es dada por

$$p(S|N, n_k) \propto \left(\frac{S}{V}\right)^N \frac{\Gamma(S/2) \prod_k \Gamma(n_k + 1/2)}{\Gamma(1/2)^S \Gamma(N + S/2)}, \quad [3.54]$$

donde n_k es el número de datos en el intervalo k ésimo, V es la longitud del rango de datos, y Γ es la función Gamma. En problemas de optimización como este, es común maximizar el logaritmo de [3.54] (Knuth, 2013). Adicionalmente, el comportamiento del logaritmo maximizado nos proporciona información sobre si el tamaño de la serie temporal elegida es suficiente como para ser analizada con una herramienta estadística como la TE (Knuth et al., 2005).

Una vez comprobado que el número de datos es suficiente y habiendo estimado el número óptimo de intervalos S , se discretiza la serie temporal como se ha explicado anteriormente, y se computa la TE directamente a partir de [3.53], con $i_n^{(k)}$ y $j_n^{(l)}$ representando las dos series temporales involucradas. La elección de la dimensión de encapsulamiento k y l también es un punto clave en la computación de la TE. Analicemos el caso de la TE cuando se mide el flujo de información desde la serie J a la I . Si la dimensión k es demasiado baja, la información

contenida en el tiempo pasado (o memoria) de la serie I podría ser erróneamente asignada a J . Para evitar esto, se debe conseguir que la serie I sea independiente de sí misma con un cierto retraso temporal que sería k . La estimación más simple de un k óptimo sería el primer cero de la función de autocorrelación (Abarbanel, 1996; Kantz & Schreiber, 1997). Sin embargo esta estimación generalmente produce valores de k demasiado amplios para los sistemas dinámicos estocásticos (Ragwitz & Kantz, 2002). Para evitarlo, nosotros basamos la selección de este parámetro en la determinación de la información mutua entre la serie temporal I y ella misma con un retraso temporal k (Dimpfl & Peter, 2013)

$$M_{II_k}(k) = \sum_{i, i_k} p(i, i_k) \log \frac{p(i, i_k)}{p(i)p(i_k)}, \quad [3.55]$$

siendo I_k la serie temporal I con un retraso temporal k . El valor de k asociado con el primer mínimo local en [3.55] es considerada la dimensión de encapsulado óptima.

Para la dimensión de encapsulado l de la serie J , se considera normalmente $l = 1$ ó $l = k$ (Schreiber, 2000; Marschinski & Kantz, 2002). En una aproximación conservativa se considerará $l=1$.

Para calcular las diferentes probabilidades involucradas en [3.53] y [3.55] simplemente se cuenta el número de veces que un estado aparece en nuestra serie temporal.

Es obvio que cuando se trabaja con herramientas de carácter estadístico como es el caso de la TE es necesario establecer una significancia estadística de nuestros resultados. Para ello se propone, basado en los trabajos de Marschinski & Kantz (2002) y Sensoy et al. (2014), entre otros, calcular la TE con los datos de la serie J , la cual representa la fuente del presunto flujo de información, barajada aleatoriamente. El objetivo de este procedimiento es destruir todas las relaciones potenciales entre las dos series, I y J , y por tanto la TE observada debería ser cero. En series de tiempo finitas este valor raramente alcanza el cero debido a los denominados efectos de muestra finita, es decir, la serie no es ideal, el número de datos que la forman no es infinito, y, por tanto, se obtiene un valor umbral de TE por encima del cual se puede considerar significativa. Para evaluar de forma práctica la significancia estadística de nuestros estudios, se crearán 1000 series temporales subrogadas de J usando la técnica de la Transformada de Fourier Iterativa Ajustada en Amplitud (IAAFT por sus siglas en inglés, *Iterative Amplitude Adjusted Fourier Transform*, Theiler et al., 1992; Kugiumtzis, 2000; Schreiber & Schmitz, 2000). Este procedimiento asegura que la serie subrogada tiene la misma media, varianza, función de autocorrelación y por tanto, poder espectral que la serie original. Sin embargo, se logran destruir las relaciones no lineales y, por tanto, la información realmente significativa transferida de la serie J a la I . El procedimiento seguido se muestra a continuación:

- a) Se dispone la serie original de datos en una matriz $x[t]$, $t = 0, \dots, N-1$.
- b) Se ordena la matriz en $Sx[k]$, $k = 0, \dots, N-1$.
- c) Se establece una clasificación de la serie temporal $Rx[t]$, definida para satisfacer $Sx[Rx[t]] = x[t]$. Nótese que $Sx[k]$ es una función monótona con una inversa bien definida, tal que $Rx[t] = Sx^{-1}[t]$ es un re-escalado estático de $x[t]$.
- d) Se crea una nueva serie de datos utilizando una distribución Gaussiana aleatoria $g[t]$, $t = 0, \dots, N-1$.
- e) Se ordenan los números de la serie Gaussiana aleatoria $Sg[k]$, $k = 0, \dots, N-1$.

- f) Se definen nuevas series temporales tales que $y[t]=Sg[Rx[t]]$ (gaussianización de los datos). La nueva serie es un re-escalado estático de $x[t]$ con la propiedad de que la distribución de amplitud es Gaussiana.
- g) Se coloca la serie de datos gaussianizada en una matriz $y[t], t = 0, \dots, N-1$.
- h) Se computa la Transformada de Fourier Discreta

$$z[n] = \sum_{t=0}^{N-1} e^{2\pi i n t / N} y[t]. \quad [3.56]$$

Nótese que $z[n]$ tiene una parte real y otra imaginaria.

- i) Se crean fases aleatorias $z'[n] = z[n]e^{i\phi[n]}$. Aquí, $\phi[n]$ se encuentra uniformemente distribuida entre 0 y 2π .
- j) Se simetrizan las fases

$$Re z''[n] = Re(z'[n] + z'[N - 1 - n]) / 2 \quad [3.57]$$

$$Im z''[n] = Im(z'[n] + z'[N - 1 - n]) / 2 \quad [3.58]$$

- k) Se invierte la Transformada de Fourier Discreta

$$y'[t] = (1/N) \sum_{n=0}^{N-1} e^{-2\pi i n t / N} z''[n] \quad [3.59]$$

Nótese que debido a la simetría de las fases, la serie temporal resultante $y'[t]$ es real.

- l) Se hace una clasificación de la serie temporal $y'[t]$, llamada $Ry'[t]$, de manera similar a como se hizo $Rx[t]$.
- m) La serie de tiempo subrogada es entonces dada por $x'[t]=Sx[Ry'[t]]$.
Nótese que la serie subrogada $x'[t]$ es solo un “barajeo” de la serie original $x[t]$, así que obviamente tiene la misma distribución de amplitudes.

Los pasos anteriores son repetidos en el método iterativo hasta que la función de autocorrelación sea suficientemente parecida a la original o hasta que no haya cambio en las amplitudes, i.e. el método converge.

Para considerar significativa la TE original (proveniente de las series temporales originales sin barajar), las nuevas TEs, calculadas de las 1000 series subrogadas de J , deberían ser menores que la original (por ejemplo, si 950 de 1000 TEs cumplen esta condición, la TE original será significativa al 95% de nivel de confianza).

Otra cantidad que se puede calcular para facilitar la interpretación de la TE fue definida por Marschinski & Kantz (2002) como TE efectiva (ETE, por sus siglas en inglés, *Effective Transfer Entropy*). Es la diferencia entre la TE original, calculada de las series temporales de partida, y la TE calculada de las mismas series pero con la serie J barajada. Sensoy et al. (2014) generalizaron esta definición como la diferencia entre la TE, y la media de las TEs calculadas de las mismas series pero con la serie J subrogada N veces

$$ETE_{J \rightarrow I}(m, l) = TE_{J \rightarrow I}(m, l) - \frac{1}{1000} \sum_{r=1}^N TE_{J(r) \rightarrow I}(m, l), \quad [3.60]$$

donde para todas las r , la serie $J(r)$ es una serie subrogada de J .

Capítulo 4

Resultados paleomagnéticos

Una parte de los resultados del trabajo expuesto en este Capítulo se encuentra en:

Osete, M.L., Chauvin, A., Catanzariti, G., Jimeno, A., Campuzano, S.A., Benito-Batanero, J.P., Tabernero-Galán, C., Roperch, P. (2016) New archaeomagnetic data recovered from the study of celtiberic remains from central Spain (Numantia and Ciadueña, 3rd-1st centuries BC). Implications on the fidelity of the Iberian palaeointensity database. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 260, 74–86.

Osete, M.L., Campuzano, S.A., Molina-Cardín, A., Palencia, A., Carmona, J., McIntosh G., Larrazabal, J. (*in press*) On the reliability of archaeomagnetic dating in Iberia. Two case studies from Portugal and Spain, Cambridge Publications.

Palencia-Ortas, A., Osete, M.L., Campuzano, S. A., McIntosh, G., Larrazabal, J., Sastre, J., Rodríguez-Aranda, J. (*in prep*) Evolution of the Earth's magnetic field in Iberia from Late Bronze Age to Roman Times: New Iberian archeomagnetic data.

Como se ha explicado en capítulos anteriores, los datos arqueomagnéticos son fundamentales para detallar la variación espaciotemporal del campo geomagnético en el pasado ya que, debido al mecanismo de adquisición de la remanencia (termorremanencia), registran el campo de manera casi instantánea. En este capítulo describiremos los nuevos datos aportados en el marco de esta tesis para mejorar la cobertura temporal de la base de datos arqueomagnéticos de la Península Ibérica y Canarias.

4.1. Cubriendo las lagunas de datos del catálogo arqueomagnético de Iberia y Canarias. Yacimientos investigados.

Con el objetivo de solventar las deficiencias observadas en la base de datos de Iberia durante el primer milenio a.C., y aumentar la base de datos de las Islas Canarias se ha participado en tres estudios arqueomagnéticos.

El primero de ellos consistió en el estudio de los yacimientos de Numancia (NU) y Ciadueña (CIA/CI), situados en la provincia de Soria, en el que se investigaron dos hornos y cuatro colecciones de cerámicas que han aportado un dato direccional y tres de arqueointensidad para los siglos III – I a.C. (Osete et al., 2016). El trabajo realizado específicamente en el marco de la tesis consistió en la realización de los estudios de magnetismo de rocas (curvas de histéresis y de adquisición y desimanación de la IRM, ver Capítulo 3 para más detalles) de 8 especímenes de 7 muestras de Numancia y 9 especímenes de 9 muestras de Ciadueña. Estos análisis se llevaron a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la UCM. Para la realización de estos análisis se utilizó un Coercivity Meter (Jasonov et al., 1998).

El segundo trabajo en el que se participó consistió en el estudio de cuatro yacimientos (Castelinho, Crestelos, Fonte do Milho y Olival Poço da Barca) de la edad del Hierro del norte de Portugal, en la localidad de Mogadouro. En esta región se estudiaron un total de 33 hornos y hogares que proporcionaron datos direccionales para el periodo comprendido entre los siglos XII a.C – II d.C. (Osete et al., 2016; Osete et al., *in press*, Palencia-Ortas et al., *in prep*). Se participó tanto en el trabajo de campo como en el análisis global de los datos direccionales. En estos yacimientos se realizó, además, un estudio preliminar de arqueointensidad en 9 hornos y hogares de Castelinho (CAST) y Crestelos (PC/QC). Los estudios de arqueointensidad se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geociencias de Rennes (Francia). Los equipos utilizados fueron un horno de fabricación propia con capacidad para hacer el vacío, un medidor de susceptibilidad magnética Bartington

(Bartington Instruments) y un magnetómetro criogénico 2G con un sistema de desimanación por campos alternos decrecientes en línea.

El tercero constituyó el primer estudio arqueomagnético llevado a cabo en las Islas Canarias. Se trata de un estudio preliminar de arqueointensidad, realizado sobre un sedimento de ceniza compactado y 6 fragmentos de cerámicas (CVC, CVHC, CVA, RV1/2) del siglo I a.C. – XVI d.C. Este trabajo se realizó también en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geociencias de Rennes.

En este capítulo se detallarán los resultados de los experimentos llevados a cabo en el marco de esta tesis, desarrollando finalmente una discusión integradora de la situación actual de las bases de datos de Iberia y de Canarias.

En la Figura 4.1 se muestra la localización de los sitios investigados, así como una muestra de los materiales sometidos a estudio.

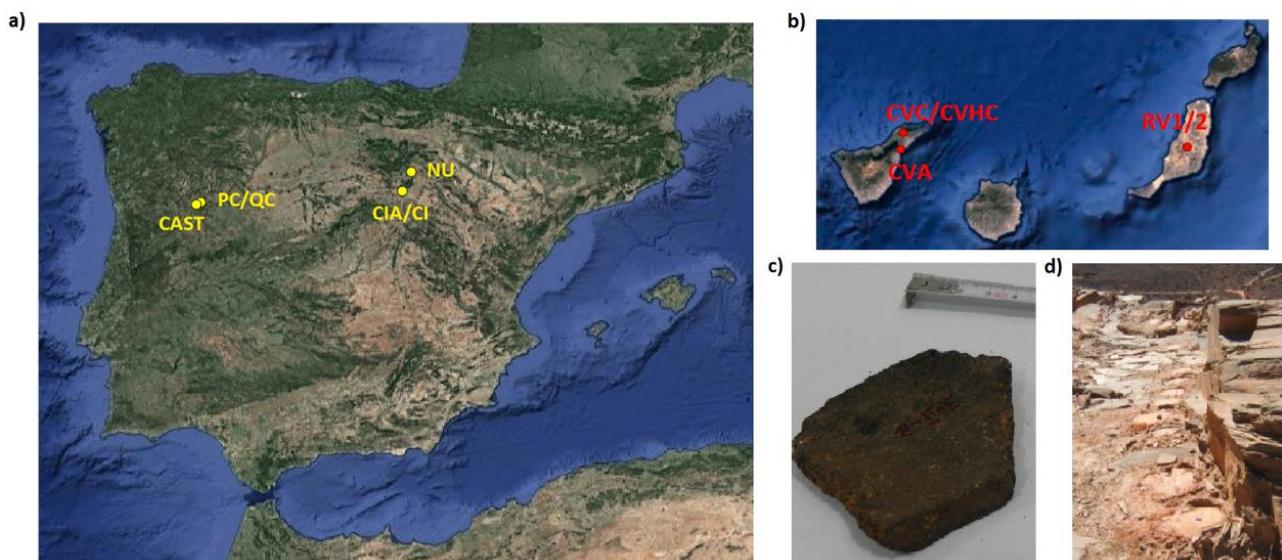


Figura 4.1. Localización de los yacimientos arqueológicos investigados a) en Iberia y b) en las Islas Canarias. Detalle de los materiales investigados: c) Cerámicas recogidas en la Cueva de la Arena (CVA) en Tenerife y d) fotografía de las estructuras más representativas del yacimiento de Crestelos, situadas en su nivel superior (PC).

A continuación pasamos a detallar las principales características de los yacimientos investigados así como el tipo de muestras estudiadas.

4.1.1. Numancia y Ciadueña

El yacimiento arqueológico de Numancia (Soria, Lat. 41.81°N, Lon. 2.44° O, Figura 4.1a), fue un conocido asentamiento fortificado de la Edad del Hierro que controlaba el cruce de los ríos Tera y Merdancho con el río Duero. Se trata de un yacimiento declarado Monumento Nacional, que sigue siendo objeto de intensa investigación arqueológica (Jimeno et al., 2002; Jimeno, 2006).

La primera ocupación de este yacimiento data del período Calcolítico o de comienzos de la Edad del Bronce (1800-1700 a.C.). Aunque la ocupación de la cultura castreña perduró hasta el siglo IV a.C., la ocupación más importante del yacimiento se produjo a principios del siglo IV a.C., cuando la tribu celtíbera de los Arévacos comenzó a habitar el yacimiento. Las tribus celtíberas entraron en conflicto con el imperio romano en expansión a

partir del año 153 a.C. y, tras años de intensa lucha, un gran número de victorias y un asedio que duró trece meses, finalmente fueron derrotadas y arrasadas por el fuego en el 133 a.C. Después de esta destrucción, las tropas romanas ocuparon el yacimiento a lo largo de todo el siglo I a.C., comenzando a decaer ya en el siglo III d.C., aunque se han llegado a encontrar restos del siglo IV d.C. Finalmente, los visigodos llegaron al sitio (siglo VI d.C.), aunque apenas se conservan restos de aquella época.

Por otro lado, el yacimiento arqueológico celtibérico de “Las Eras de Ciadueña”, localizado en Barca (Soria, Lat. 41.47°N, Lon. 2.63° O, Figura 4.1a), se encuentra situado en una pequeña colina cercana al río Duero, a 8 km de Almazán. Una reciente excavación arqueológica reveló un bloque de casas cerca de la muralla hechas con ladrillos de arcilla y paja secados al sol (Tabernerero et al., 2014). En una de estas casas aparecieron dos hornos domésticos y abundante cerámica, que han sido sujeto de estudio en este trabajo.

En el yacimiento de Numancia se investigaron dos colecciones de fragmentos de cerámica (NUS1 y NUS2). Y en el de Ciadueña dos hornos (CIA) y dos colecciones de cerámica (CI1, CI2).

Las dos series de cerámicas de Numancia (NUS1 y NUS2), corresponden a distintos tiempos de ocupación del yacimiento: NUS1 está formada por 9 fragmentos de cerámica negra. La edad obtenida por análisis radiométricos (¹⁴C), de 760-680 a.C., es consistente con el análisis sobre la tipología de la cerámica llevado a cabo por los arqueólogos (Edad del Bronce tardía-primer Edad del Hierro). La segunda colección de cerámicas, NUS2, se compone de 9 fragmentos de cerámica roja obtenidas de un nivel estratigráfico con abundantes cerámicas celtibéricas pintadas, conocidas por el nombre de cerámica numantina-celtibérica, y fueron asignadas al siglo II a.C. Los análisis radiométricos desarrollados en niveles contemporáneos dieron edades del 390-110 a.C. y 360-270 a.C.

Los restos arqueológicos investigados en el yacimiento de Ciadueña consisten en 11 muestras orientadas de los dos hornos domésticos que se analizaron conjuntamente (CIA), y dos colecciones de cerámicas (CI1 y CI2). La serie CI1 está compuesta por 10 fragmentos de cerámicas negras y la CI2 está formada por 11 fragmentos de fina cerámica roja. Se llevaron a cabo dos análisis radiométricos que proporcionaron una edad de 360-170 a.C. para la construcción de la casa y 105 a.C. – 50 d.C. para su abandono. Los estudios arqueológicos proporcionaron una edad de los materiales cerámicos anterior al primer siglo a.C.

4.1.2. Portugal

En Portugal se han investigado cuatro yacimientos arqueológicos localizados en la villa portuguesa de Mogadouro, al norte de Portugal: Castelhinho (CAST; Lat. 41.2° N, Lon. 7.0° O); Crestelos (Lat. 41.3° N, Lon. 6.9° O), que a su vez se divide en dos partes: Quinta de Crestelos (QC) y Povoado de Crestelos (PC); Fonte do Milho (FM; Lat. 41.1° N, Lon. 7.4° O) y Olival Poço da Barca (OPB; Lat. 41.2° N, Lon. 7.0° O).

Las estructuras muestreadas en el yacimiento de Crestelos (12 estructuras de combustión *in situ* en PC, y 16 de QC) eran hornos y hogares de pequeño tamaño compuestos de finos niveles de sedimento arcilloso horneado que representan la base de las estructuras de combustión. Estos niveles calentados, que tenían un pequeño espesor (de entre 1-2 cm), se hallaban pobremente consolidados y su dureza era variable. Las estructuras presentaban en general un buen estado de conservación exceptuando tres de ellas que se encontraban muy fracturadas. Para el estudio preliminar de arqueointensidad se seleccionaron muestras de 7 de los hornos y hogares mejor preservados, 4 de PC (PC-17, PC-21, PC-23, PC-30) y 3 de QC (QC-13, QC-27, QC-28). La información cronológica de estas estructuras se encuentra en la Tabla 4.1.

Cercano a la localidad de Felgar, se encontraron los yacimientos arqueológicos de Olival Poço da Barca (OPB) y Castelhinho (CAST). En OPB se excavó un gran horno de cerámica romano de estructura rectangular con

tres paredes de apoyo bien preservadas. En CAST se muestrearon 3 pequeños hogares de similares características a los muestreados en Crestelos, aunque más antiguos (primera y segunda Edad del Hierro). De Castelinho se eligieron dos estructuras (CAST-A3, CAST-B1) para realizar el estudio preliminar de arqueointensidad. Uno de ellos (CAST-A3) resulta de especial interés pues es, quizás, la estructura más antigua del yacimiento, con una edad de 1100 ± 200 a.C. (dada por termoluminiscencia, ver Tabla 4.1).

Del último yacimiento estudiado, Fonte do Milho (FM), cercano a la localidad de Canelas, se estudió una única estructura de combustión, perteneciente también a la Edad del Hierro, con características similares a los hogares de PC y QC.

Todas las estructuras investigadas se encuentran bien datadas por diferentes métodos: información arqueológica basada en las cerámicas encontradas y correlaciones estratigráficas, la técnica de radiocarbono (^{14}C) calibrada y por termoluminiscencia (TL). Las edades que abarcan las estructuras estudiadas van del 1200 a.C. hasta el 150 d.C. La datación por termoluminiscencia fue llevada a cabo en el *Center for Nuclear Sciences and Technologies* (C2TN) de la Universidad de Lisboa y los análisis de ^{14}C han ido a cargo de Beta Analytic, calibrados con INTCAL13 (Remier et al., 2013). Los detalles del estudio de dataciones se pueden encontrar en la memoria arqueológica desarrollada por Sastre J. para AHBS *Empreitada Geral de Construção de Aproveitamento Hidroeléctrico do Baixo Sabor*.

Muestreo de los yacimientos de Crestelos y Castelinho

Dado que la mayoría de los hornos y hogares muestreados eran planos y sub-horizontales, la orientación en el campo se realizó marcando directamente la dirección del norte magnético sobre la superficie de la muestra de mano con ayuda de la brújula magnética. La dirección de la capa y el buzamiento fueron medidos cuidadosamente en todos los hornos y hogares muestreados, aunque los pequeños buzamientos registrados se consideraron originales en la mayor parte de las estructuras y no debidos a un evento posterior al enfriamiento. Por el contrario, en CAST y FM evidencias de campo indicaron que el buzamiento de las estructuras era debido a un evento posterior al enfriamiento y se realizó la corrección oportuna para restaurar la estructura a la posición horizontal original.

Debido a la falta de porosidad de la superficie superior de los niveles calentados, no se pudo aplicar la técnica de muestreo con escayola (ver Catanzariti et al., 2012 para más detalles), y sólo pudo emplearse en unas pocas estructuras. La técnica consiste en la preparación de superficies planas usando escayola directamente aplicada sobre la parte de la estructura de la cual se quiere extraer una muestra. Después de adherir la escayola a los puntos seleccionados para el muestreo, y crear la superficie plana con ayuda de una pequeña placa de metacrilato y una burbuja de nivel que nos ayuda a situarla completamente horizontal, se orienta con la brújula magnética, marcando el norte magnético sobre la superficie de escayola.

Preparación de las muestras en el laboratorio para el estudio preliminar de arqueointensidad

Tras el análisis direccional, y teniendo en cuenta un estudio de paleointensidad previo llevado a cabo en la Universidad Complutense de Madrid, se seleccionaron aquellos hornos y hogares que mostraron un mejor comportamiento (menor alteración durante el tratamiento térmico), que habían sufrido mayores calentamientos y que presentaban un mayor espesor. El submuestreo se centró en los niveles más calentados y mejor preservados. Cada fragmento seleccionado (de 1-2 cm de espesor) fue dividido en dos especímenes (A y B), de alrededor de 1 cm^3 cada uno. Antes del corte, una de las superficies del fragmento se marcó (eje X), para dar un sistema de referencia arbitrario y así poder estudiar la consistencia de las direcciones de los especímenes. Los especímenes fueron posteriormente introducidos en cilindros de cuarzo resistentes al calentamiento y fijados a su interior

usando lana de cuarzo y unas pocas gotas de silicato de sodio, siguiendo el método descrito por Hervé et al. (2013b).

4.1.3. Islas Canarias

En las Islas Canarias, en concreto en las islas de Tenerife y Fuerteventura, se han estudiado 6 fragmentos de cerámica y un sedimento de ceniza compactada procedentes de la cultura guanche, que habitó las islas desde el siglo I a.C. al XVI d.C. Tres de los seis fragmentos de cerámica procedían de la Cueva de la Arena (CVA, Lat. 28.4° N, Lon. 16.4° O, Barranco Hondo, Tenerife) y otros dos de la Cueva de los Cabezazos (CVC) y la Cueva de la Higuera Cota (CVHC) ambas en Tegueste, Tenerife (Lat. 28.5° N, Lon. 16.3° O). La última cerámica junto con el sedimento de cenizas compactadas provenían de Rosita del Vicario (RV1/2, Antigua, Fuerteventura, Lat. 28.4° N, Lon. 14.0 O). De todas las muestras se disponía de un análisis de curvas termomagnéticas previo (Villasante-Marcos et al., comunicación personal), y de datación radiométrica (¹⁴C) y arqueológica. Los tres fragmentos de cerámica de CVA han sido asignados al intervalo temporal comprendido entre siglo I a.C. y el II d.C., la cerámica de CVC al siglo VIII, los fragmentos de CVHC, al siglo XVI y la cerámica y sedimentos de ceniza compactada recogidas en RV al siglo XIV (ver Tabla 4.1).

Para el estudio de paleointensidad las muestras fueron preparadas siguiendo el mismo método que el empleado con las muestras de Portugal, obteniendo un total de 14 especímenes (2 por muestra).

Tabla 4.1. Nombre, localización, edad y tipo de estructura analizada en el estudio preliminar de arqueointensidad de las muestras de Portugal y las Islas Canarias. La técnica de datación también se muestra: termoluminiscencia (TL), ¹⁴C y ¹⁴C calibrado (¹⁴C cal).

Nombre de la muestra	Tipo de material	Localización	Edad ± σEdad	Técnica de datación
12CVA1	Fragmento de cerámica	Cueva de la Arena (Barranco Hondo, Tenerife)	150 ± 60 d.C.	¹⁴ C
12CVA2	Fragmento de cerámica	Cueva de la Arena (Barranco Hondo, Tenerife)	20 ± 60 a.C.	¹⁴ C
12CVA3	Fragmento de cerámica	Cueva de la Arena (Barranco Hondo, Tenerife)	20 ± 60 a.C.	¹⁴ C
12CVC1	Fragmento de cerámica	Cueva de los Cabezazos (Tegueste, Tenerife)	705 ± 45 d.C.	¹⁴ C cal
12CVHC1	Fragmento de cerámica	Cueva de la Higuera Cota (Tegueste, Tenerife)	1577.5 ± 67.5 d.C.	¹⁴ C cal
12RV1	Fragmento de cerámica	Rosita del Vicario (Antigua, Fuerteventura)	1345.5 ± 53.5 d.C.	¹⁴ C cal
12RV2	Fragmento de sedimento de ceniza compactada	Rosita del Vicario (Antigua, Fuerteventura)	1345.5 ± 53.5 d.C.	¹⁴ C cal
13QC131	Pequeño horno/hogar	Quinta de Crestelos (Mogadouro, Portugal)	170 ± 120 a.C.	TL
13QC274	Pequeño horno/hogar	Quinta de Crestelos (Mogadouro, Portugal)	275 ± 85 a.C.	¹⁴ C
13QC288	Pequeño horno/hogar	Quinta de Crestelos (Mogadouro, Portugal)	60 ± 130 a.C.	TL
13PC17A/B	Horno dividido en dos por una pared central (A/B)	Povoado de Crestelos (Mogadouro, Portugal)	28 ± 78 a.C.	¹⁴ C
13PC21SO	Pequeño horno/hogar	Povoado de Crestelos (Mogadouro, Portugal)	293 ± 93 a.C.	¹⁴ C
13PC23SO	Pequeño horno/hogar	Povoado de Crestelos	300 ± 150 a.C.	TL

		(Mogadouro, Portugal)		
13PC308	Pequeño horno/hogar	Povoado de Crestelos (Mogadouro, Portugal)	30 ± 100 d.C.	TL
13CASTA35	Horno	Castelinho (Mogadouro, Portugal)	1100 ± 200 a.C.	TL
13CASTB1	Horno	Castelinho (Mogadouro, Portugal)	190 ± 150 a.C.	TL

4.2. Resultados

4.2.1. Magnetismo de rocas en especímenes de los yacimientos de Numancia y Ciadueña

Se han investigado un total de 17 especímenes extraídos de 3 muestras de NUS2 (NUS2.1, NUS2.3, NUS2.6, en la que se han estudiado dos especímenes distintos, NUS2.61 y NUS2.62), 4 muestras de NUS1 (NUS1.2, NUS1.3, NUS1.7, NUS1.8), 3 muestras de CIA (CIA4C, CIA6B y CIA12C), 3 muestras de CI1 (CI1-A4, CI1-A9, CI1-A10) y 3 muestras de CI2 (CI2-2, CI2-3, CI2-11). De todas ellas se ha extraído un pequeño espécimen (salvo en NUS2.6, de la que se han extraído dos) para realizar los experimentos de magnetismo de rocas en el Coervity Meter (ver más detalles en la sección anterior y en el Capítulo 3). Como ya vimos en el Capítulo 3, a partir de los ciclos de histéresis y de los ciclos de adquisición y desimanación de la IRM se determinan los parámetros magnéticos: M_s , H_c , M_{rs} , H_{cr} , que permiten investigar la estructura de dominios magnéticos de las muestras. El análisis de los ciclos de histéresis (Figura 4.3a-c) indica que todos los especímenes, tanto las muestras de cerámica como las paredes y suelos de los hornos CIA, exhiben ciclos de histéresis relativamente simples, indicando la presencia dominante de fases de baja coercitividad. Los valores entre los que oscilan los parámetros magnéticos son 0.025 a 0.20 Am²/kg para la M_r , de 0.11 a 0.71 Am²/kg para la M_s , de 6 a 14 mT para la H_c y de 16 a 36 mT para la H_{cr} .

En la Figura 4.3d se han representado los parámetros de histéresis obtenidos sobre el diagrama de Day modificado por Dunlop (2002). Como se puede observar, la mayor parte de las muestras analizadas se encuentran dentro de la región del pseudomonodominio (PSD) para la magnetita, como, por otra parte, es el caso habitual en los materiales arqueomagnéticos. Las cerámicas negras (NUS1 y CI1) y las muestras de CIA parecen ajustar bien a una de las curvas de mezcla de monodominio (SD) + multidominio (MD) para la magnetita. Sin embargo, algunas de las muestras correspondientes a las cerámicas rojas (NUS2 y CI2) se encuentran ligeramente desplazadas hacia la región de mezcla entre el estado monodominio y superparamagnético.

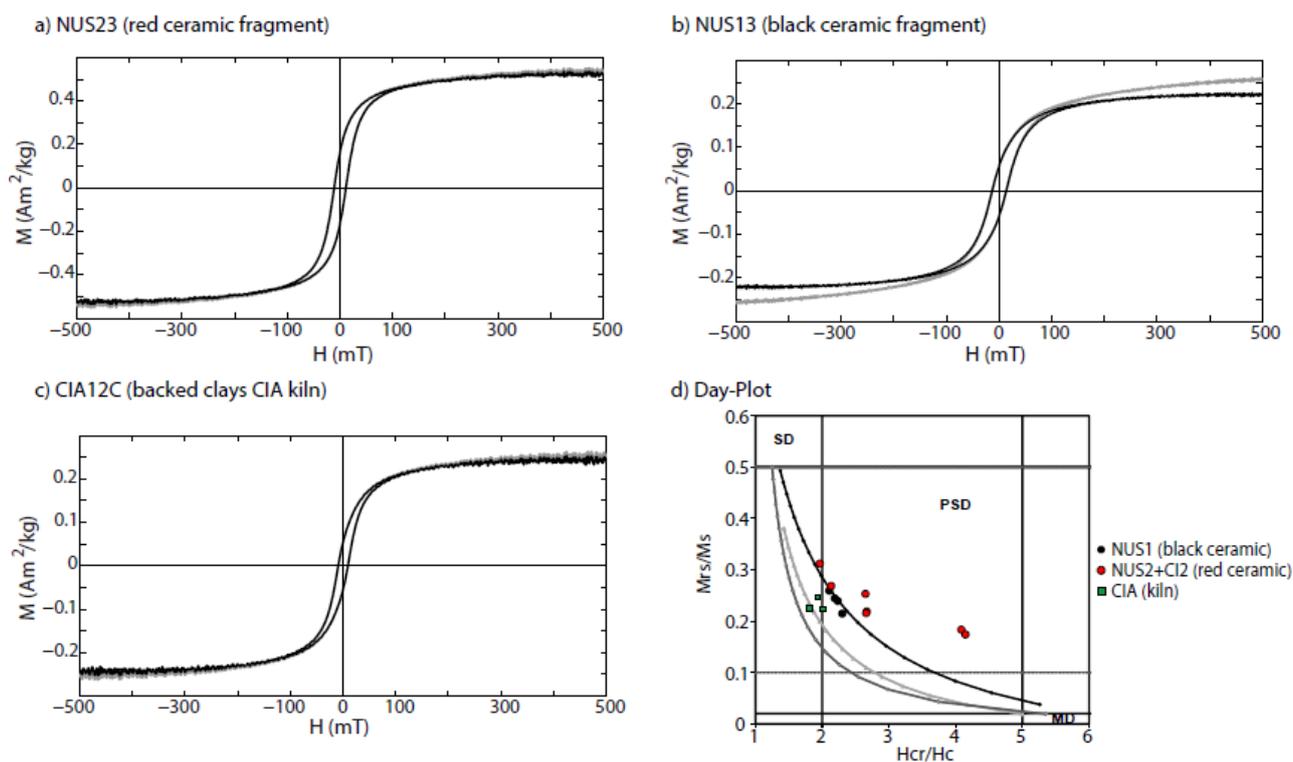


Figura 4.3. Resultados representativos de histéresis. (a)-(c) curvas de histéresis (negro, corregido por la contribución paramagnética, grises sin corregir), (d) diagrama de Day de los ratios de histéresis. Especímenes de cerámica (a) roja y (b) negra, (c) muestra de arcilla horneada del horno CIA. Adaptada de Osete et al. (2016).

Todos estos resultados, unidos a la información proporcionada por las curvas termomagnéticas (que indicaron temperaturas de Curie comprendidas entre 515°C y 573°C, Osete et al, 2016) sugieren que la fase dominante es una titanomagnetita/titanomaghemita pobre en titanio. Con una contribución paramagnética despreciable en las cerámicas rojas, mientras que es ligeramente más importante en las cerámicas negras.

4.2.2. Determinación de la arqueointensidad en muestras de Portugal y Canarias. Estudio preliminar.

El estudio se llevó a cabo en un total de 32 especímenes (de alrededor de 1 cm³) preparados a partir de 16 muestras, 9 muestras de Portugal y 7 de las Islas Canarias, extrayendo dos especímenes de cada una. Como ya se explicó en el Capítulo 3, el experimento se realizó utilizando la técnica clásica propuesta por Thellier & Thellier (1959). Para controlar la alteración mineralógica que se puede producir tras los sucesivos calentamientos se desarrollaron pTRM-*checks* cada dos pasos de temperatura. También se investigó la anisotropía de la termorremanencia (ATRM) y el efecto del ritmo de enfriamiento (CR) en la estimación de la paleointensidad. Los resultados se interpretaron utilizando los diagramas de Arai (que representa la NRM perdida frente a la TRM ganada durante el experimento térmico realizado en el laboratorio bajo un campo controlado), junto con los correspondientes diagramas de Zijderveld, los cuales nos proporcionaron información sobre el número de componentes de las muestras, una información necesaria a la hora de interpretar los diagramas de Arai (Figura 4.4).

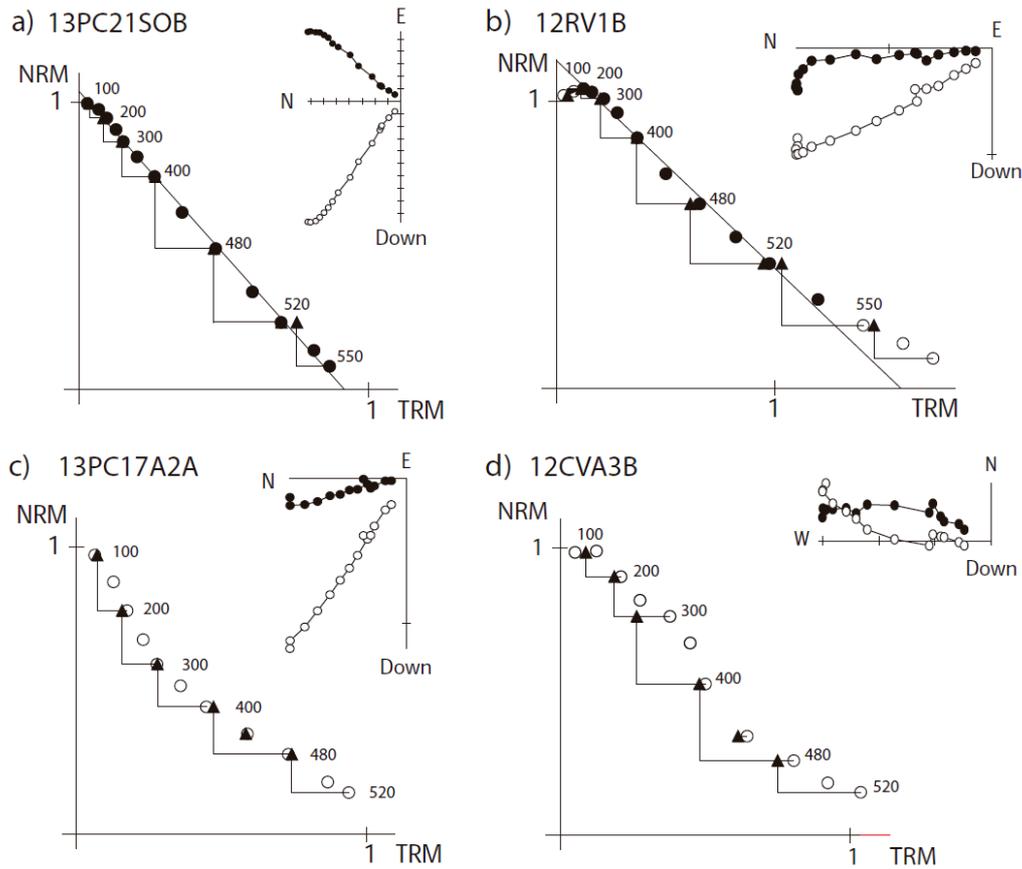


Figura 4.4. Resultados de arqueointensidad obtenidos por el método Thellier. Diagramas Arai y diagramas de Zijderveld de muestras representativas. Ejemplo de resultados de arqueointensidad aceptados (a-b) y rechazados (c-d) de hornos y hogares de Portugal (a, c) y cerámicas de las Islas Canarias (b, d). Los círculos cerrados en los diagramas NRM-TRM corresponden a datos usados en la determinación de la arqueointensidad. En los diagramas de Arai se muestran los $pTRM$ - $check$ s llevados a cabo durante el experimento.

Para la mayor parte de los especímenes investigados de los hornos y hogares de Portugal se obtuvieron diagramas de Arai lineales de alta calidad (Figura 4.4a), con una única componente estable correspondiente al último uso de la estructura (ver diagrama de Zijderveld en Figura 4.4a). La única muestra que fue rechazada por presentar un diagrama de Arai curvado fue la PC-17 (Figura 4.4c), posiblemente debido a la presencia de granos multidominio en las muestras. Los pasos de temperatura máximos que fueron retenidos para el cálculo de la arqueointensidad oscilaron entre 450 y 580 °C, dependiendo de la muestra analizada. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 4.2. La fracción de NRM seleccionada para calcular la paleointensidad (f en la Tabla 4.2) es mayor al 60% en todos los casos, algunos de ellos llegando incluso a superar el 90% (13PC23SOA y 13CASTB1). Los ángulos MAD y DANG, que dan cuenta de la calidad de los datos, no superan los 5° en ninguna muestra, encontrándose la mayoría entre 1° y 2°. Los factores de calidad q presentan valores elevados, llegando incluso a superar el 100 (13PC21SOA y 13CASTB1). El porcentaje de anisotropía no supera el 25% en ningún caso, siendo las muestras más anisótropas 13PC23SOA y 13CASTB1. En la mayor parte de las muestras estudiadas el porcentaje de CR alcanzó valores del 20 - 25% (13CASTA35), sensiblemente superiores a los valores habituales (10%). Este resultado puede llegar a ser importante pues sólo el 20% de los datos de paleointensidad de los últimos 3000 años tiene en cuenta este efecto (ver Genevey et al., 2008).

Tabla 4.2. Resumen de los resultados de arqueointensidad. Edad: edad de la estructura estudiada; Nombre: nombre de la estructura estudiada; t1 y t2: temperatura inicial y final usadas para calcular la pendiente; N: número de pasos de temperatura entre t1 y t2; f: fracción de la NRM usada para calcular la pendiente; g: factor “gap”; q: factor de calidad; MAD: ángulo de desviación máxima; DANG: ángulo de desviación; %crm: error potencial sobre la estimación de la paleointensidad debido a la adquisición de magnetización remanente química, expresado como porcentaje del campo aplicado (Chauvin et al., 2005); sb/b: el cociente entre la desviación estándar de la pendiente y la pendiente; H: valor de la arqueointensidad para cada espécimen; σ : error de la arqueointensidad; Hani: arqueointensidad corregida por la ATRM; %ani: porcentaje de la corrección por anisotropía; %Alt: porcentaje de alteración durante el experimento de CR; %cr: porcentaje de corrección de CR; Hanicr: arqueointensidad corregida por la ATRM y el CR; Hmedia: arqueointensidad media por muestra. En rojo, las muestras que no cumplen los criterios de selección.

Edad (año)	Name	t1	t2	N	f	g	q	MAD	DANG	%crm	sb/b	H (μ T)	σ (μ T)	Hani (μ T)	%ani	%Alt	%cr	Hanicr (μ T)	Hmean (μ T)
1100 \pm 200 a.C.	13CASTA35A	100	450	8	0.714	0.845	22.0	1.6	1.1	7.0	-0.0275	67.3	1.9	63.1	6.2	15.2	25.0	47.3	50.0 \pm 1.8
	13CASTA35B	100	450	8	0.743	0.85	28.1	1.5	1.1	4.7	-0.0225	73.9	1.7	67.8	8.3	9.8	22.3	52.7	
300 \pm 150 a.C.	13PC23SOA	100	565	14	0.909	0.894	63.4	2.2	1.9	7.0	-0.0128	82.7	1.1	62.3	24.7	1.8	7.3	57.8	55.3 \pm 1.4
	13PC23SOB	100	520	11	0.704	0.892	26.9	3.5	2.5	5.0	-0.0233	66.1	1.6	60	9.2	5.5	12	52.8	
293 \pm 93 a.C.	13PC21SOA	100	550	13	0.845	0.897	128.8	1.4	0.2	3.6	-0.0059	62.0	0.4	58.2	6.1	3.3	9.5	52.7	51.5 \pm 0.6
	13PC21SOB	100	550	13	0.896	0.894	59.7	2.2	0.4	4.1	-0.0134	59.1	0.8	56.6	4.2	5.8	11.2	50.3	
275 \pm 85 a.C.	13QC274A	100	450	8	0.751	0.838	12.0	1.9	2.2	6.5	-0.0524	52.4	2.8	50.3	4.0	4.5	17.0	41.7	43.9 \pm 2.5
	13QC274B	100	480	9	0.795	0.851	17.3	1.7	0.7	5.3	-0.0391	55.6	2.2	54.7	1.6	4.4	15.8	46.1	
190 \pm 150 a.C.	13CASTB1A	100	580	15	0.922	0.912	135.5	2.7	0.5	2.6	-0.0062	68.0	0.4	60.3	11.3	2.4	4.1	57.8	53.5 \pm 0.6
	13CASTB1B	100	580	15	0.926	0.917	66.6	2.6	1.1	5.1	-0.0128	63.3	0.8	55.5	12.3	6.6	11.3	49.2	
170 \pm 120 a.C.	13QC131A	100	450	8	0.591	0.835	16.5	2.6	0.6	7.8	-0.03	51.3	1.6	50.2	2.1	5.6	14.8	42.8	41.0 \pm 2.1
	13QC131B	100	450	8	0.619	0.843	10.3	3.2	2.9	9.2	-0.0508	47.8	2.5	45.5	4.8	3.8	13.8	39.2	
60 \pm 130 a.C.	13QC288A	100	550	13	0.842	0.907	59.9	2.2	0.4	8.9	-0.0127	69.4	0.9	63.5	8.5	3.2	No	63.5	62.6 \pm 0.9
	13QC288B	100	450	8	0.670	0.853	51.0	2.6	2.3	8.5	-0.0112	69.5	0.8	67.6	2.7	4.0	8.8	61.7	
30 \pm 100 d.C.	13PC308A	100	550	13	0.830	0.912	66.7	1.8	0.7	8.3	-0.0113	66.2	0.8	61.1	7.7	2.1	No	61.1	54.8 \pm 1.1
	13PC308B	100	450	8	0.649	0.843	25.5	1.8	2.1	4.6	-0.0215	63.5	1.4	59.4	6.5	5.3	18.4	48.5	
150 \pm 60 d.C.	12CVA1A	100	450	8	0.769	0.823	40.8	7.3	13.8	4.7	-0.0155	51.5	0.8	41.1	20.2	5.7	20.3	32.8	32.7 \pm 1.6
	12CVA1B	100	450	8	0.839	0.796	16.9	4.7	8.8	5.2	-0.0394	57.2	2.3	41.8	26.9	0.5	22.2	32.5	
705 \pm 45 d.C.	12CVC1A	100	480	9	0.803	0.831	28.0	7.7	16.1	8.6	-0.0238	33.7	0.8	35.0	-3.9	-4.3	No	35.0	34.6 \pm 0.8
	12CVC1B	100	480	9	0.724	0.826	28.8	8.6	19.8	11.5	-0.0208	32.8	0.7	34.1	-4.0	-5.0	No	34.1	
1345.5 \pm 53.5 d.C.	12RV1A	150	535	11	0.679	0.88	13.3	3.7	6.7	8.4	-0.0451	42.7	1.9	42.2	1.2	0.2	-2.7	43.3	39.7 \pm 1.6
	12RV1B	200	535	10	0.670	0.865	18.6	6.3	5.5	5.8	-0.0311	39.9	1.3	36.1	9.5	4.0	No	36.1	
1345.5 \pm 53.5 d.C.	12RV2A	100	400	7	0.522	0.803	11.4	6.1	5.7	12.1	-0.0369	47.8	1.8	44.7	6.5	-3.4	No	44.7	39.5 \pm 1.7
	12RV2B	100	450	8	0.734	0.82	14.1	3.3	8.6	11.0	-0.0427	37.5	1.6	35.5	5.3	-0.7	3.6	34.2	
1577.5 \pm 67.5 d.C.	12CVHC1A	150	520	10	0.619	0.868	16	5.3	1.2	4.2	-0.0337	45.4	1.6	35	22.9	-1.5	-10	38.5	36.6 \pm 1.4
	12CVHC1B	150	535	11	0.465	0.89	15.3	9.3	18.4	18.7	-0.027	40.7	1.1	34.7	14.7	-5.7	No	34.7	

Las muestras canarias mostraron un comportamiento más complejo, con dos componentes en la mayoría de los casos (Figura 4.4d). Las muestras 12CVA2 y 12CVA3 (Tabla 4.2) fueron rechazadas por la dificultad encontrada en aislar las diferentes componentes magnéticas (12CVA2) o debido a la alteración mineralógica producida durante el calentamiento (12CVA3) (Figura 4.4d). La fracción de NRM retenida para el cálculo de la paleointensidad es mayor al 40% en todos los casos, encontrándose la mayoría en un 70%. La mayor parte de las muestras presenta ángulos DANG mayores a 10°, a excepción de las muestras 12RV1 y 12RV2. Sin embargo, el ángulo MAD es menor a 10° en todas las muestras. Los factores de calidad q son cercanos a 20, superando el 40 en 12CVA1A. El porcentaje de anisotropía oscila entre el 20 y el 10%, siendo las muestras más anisótropas 12CVA1. El porcentaje de CR es menor al 10% en la mayor parte de las muestras salvo en 12CVA1, donde supera el 20%. No obstante, en las muestras canarias el porcentaje de alteración durante el experimento de CR fue mayor que la corrección en sí, por lo que no pudo ser aplicada al valor final de la paleointensidad (ver Tabla 4.2).

Los criterios de selección empleados en este trabajo (siguiendo a Gómez-Paccard et al., 2006c) son: los p TRM-*checks* deben tener una diferencia menor al 10%, la fracción de la NRM usada para calcular la pendiente en los diagramas de Arai (f en la Tabla 4.2) debe ser mayor al 40%, el ángulo MAD y DANG (ver Tabla 4.2) debe ser menor de 10°, el porcentaje de magnetización remanente química que se puede adquirir en los experimentos de Thellier (ver Chauvin et al., 2005 para más detalles) debe ser menor del 15%. Como se puede observar, todas las muestras que no cumplen estos criterios proceden del estudio en las Islas Canarias (12CVA1, 12CVC1 y 12CVHC1, ver Tabla 4.2), con ángulos DANG ligeramente mayores a 10°. Dado que este análisis es preliminar, y que es necesario tener en cuenta un mayor número de especímenes de cada muestra para obtener valores de arqueointensidad que cumplan los criterios de calidad descritos en el Capítulo 2, no rechazaremos *a priori* ninguna muestra para la discusión final de la base de datos de Iberia. Pero sí que indicaremos oportunamente si pasan o no el criterio de selección descrito.

4.3. Discusión: la base de datos de Iberia desde 1400 a.C. hasta la actualidad.

El primer catálogo direccional de la Península Ibérica se desarrolló en el año 2006 (Gómez-Paccard et al., 2006a) cubriendo los últimos 3000 años. Desde entonces, no se había producido ninguna actualización del mismo hasta la presente tesis. En esta sección se discute cómo ha evolucionado el catálogo de Iberia y se presenta la primera recopilación de datos de intensidad de la Península para los últimos tres milenios.

En la Figura 4.5 se presenta la distribución temporal de todos los datos direccionales disponibles de Iberia (a 600 km de Madrid) para el período de 1400 a.C. hasta la actualidad, relocalizados a Madrid usando el método del polo geomagnético virtual (Noël & Batt, 1990). Se muestran en verde los datos direccionales recogidos en el catálogo de Gómez-Paccard et al. (2006a) y en morado los nuevos estudios arqueomagnéticos desarrollados a partir de ese año. En rojo se señalan los datos en los que esta tesis ha colaborado, bien participando en el trabajo de campo (como es el caso de los yacimientos de Castelinho y Crestelos, Osete et al., *in press*, Palencia-Ortas et al., *in prep*) o realizando los análisis de magnetismo de rocas (como es el caso de los yacimientos de Numancia y Ciadueña, Osete et al., 2016).

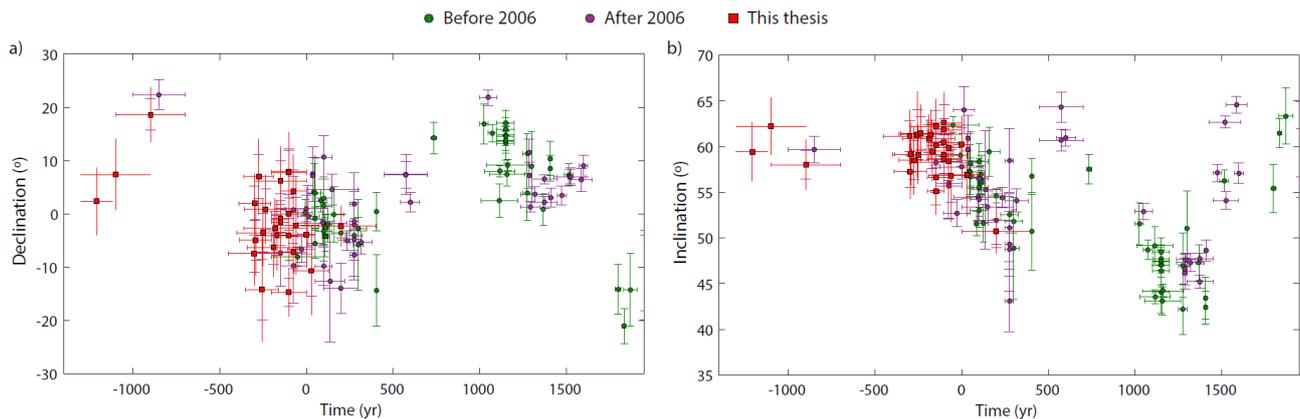


Figura 4.5. (a) Declinación y (b) inclinación de los datos arqueomagnéticos a distancias ≤ 600 km de Madrid (Iberia) disponibles antes del año 2006 (inclusive) (verde) y después del año 2006 (morado). En rojo se señalan los datos en los que esta tesis ha participado. Todos los datos han sido relocados a las coordenadas de Madrid (40.4° N, 3.7° O).

Direccionalmente, la nueva base de datos cuenta con 109 datos. El primer catálogo arqueomagnético de Iberia (Gómez-Paccard et al., 2006a) estaba formado por 63 direcciones y no incluía ninguna estructura preromana. Catanzariti et al. (2008b) aportó la primera información direccional del primer milenio antes de Cristo, obtenida sobre una estructura de la Edad del Bronce Tardía (850 ± 150 a.C.), procedente de una muralla vitrificada del asentamiento de Misericordia (Serpa, sur de Portugal). El resto de datos del primer milenio antes de Cristo proceden del estudio de las 33 estructuras de combustión de Portugal y los hornos de CIA, en las que esta tesis ha participado. Todos estos trabajos, junto con los que se han centrado en la mejora de la base de datos para los últimos dos milenios (Ruíz-Martínez et al., 2008; Catanzariti et al., 2008a, 2012; Gómez-Paccard et al., 2008, 2013; Prevosti et al., 2013) han supuesto un aumento de más de un 70% del número de datos totales desde el año 2006 hasta la actualidad. En esta nueva compilación no se han representado algunos estudios por haber sido datados con técnicas basadas en datación arqueomagnética (2 datos de Casas et al., 2014 correspondientes a los años 255 ± 231 d.C. y 650 ± 68); un dato de Carrancho et al. (2013) con un error en la edad de 900 años y un dato de Ruíz-Martínez et al. (2008) que los autores sospechaban que estaba afectado por *inclination shallowing* y que, además, presenta un ángulo de confianza elevado ($\alpha_{95} = 8.3^{\circ}$).

Esta nueva compilación nos permite describir la evolución del CMT en Iberia para los últimos 3000 años. Los datos de declinación parecen apuntar a un máximo de 20° E en torno al 800 a.C., seguido de valores noroeste entre los años 350 a.C. a 500 d.C. (aunque hay una marcada ausencia de datos entre el año 850 al 350 a.C.). Entre los años 500 y 1000 d.C., donde también se observa una escasez de datos, parece que la declinación vuelve a experimentar una deriva hacia valores Este, alcanzando un máximo en 1000 d.C., de nuevo en torno a los 20° E. La declinación disminuye entre esta época y el año 1300 d. C. observando declinaciones Oeste en torno a 1800 d.C. La inclinación permanece más o menos constante en 60° entre el 1400 a.C. al 0 d.C., con una importante ausencia de datos entre los años 850 a 350 a.C. Entre el 0 y el 500 d.C. la inclinación disminuye de forma progresiva, llegando a alcanzar valores de 45° . En el año 500 a 600 d.C. parece registrarse un máximo en torno a los 65° , pero está apoyado en pocos datos.. Posteriormente desciende a valores de 40° en el año 1400 d.C. Desde este año hasta la actualidad se observa un aumento de la inclinación, alcanzando los 65° en torno al 1800 d.C.

Con respecto a los datos de intensidad de Iberia (Figura 4.6), no hay publicado actualmente ningún catálogo de datos de paleointensidad. Los primeros estudios sistemáticos de paleointensidad en yacimientos de Iberia datan del año 2008 (Gómez-Paccard et al., 2008) y se centran en el estudio de yacimientos datados entre el año 1000 y 1959 d.C. y un horno de cerámica Romano. Burakov et al. (2006) y Nachasova & Burakov (2009) realizaron estudios de paleointensidad sobre materiales más antiguos, obtenidos a partir de fragmentos de cerámica de yacimientos españoles (5 datos) y portugueses (50), que llegaban incluso hasta el Neolítico (ver

también Capítulo 2). Sin embargo, estas paleointensidades se determinaron a partir de muy pocos especímenes (un único espécimen en algunos casos) y siguiendo protocolos de laboratorio en los que se incluía una corrección por anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) pero no por ATRM. Chauvin et al. (2000) ya demostró que el grado de anisotropía podía ser subestimado de dos a tres veces con la AMS comparada con la ATRM. Por otra parte, Osete et al. (2016) investigando los fragmentos de cerámica de Numancia mencionados en este trabajo, obtuvieron diferencias de más del 86% entre la paleointensidad estimada con y sin corrección por ATRM. Además, observaron que la corrección puede variar mucho de un espécimen a otro, por tanto, concluyeron que se debía llevar a cabo un estudio detallado de la ATRM a nivel de espécimen para que los resultados de paleointensidad pudiesen considerarse fiables. Recordemos que en el Capítulo 2 describimos cuáles eran los criterios de calidad más extendidos entre la comunidad paleomagnética para poder considerar un dato de arqueointensidad como de alta calidad: el número de especímenes deber ser mayor o igual a 4, el método usado para determinar la paleointensidad debe ser Thellier o alguno de sus derivados, deben haberse desarrollado pTRM-*checks* para controlar la alteración mineralógica de las muestras y la corrección por anisotropía de la termorremanencia debe ser aplicada. Siguiendo estos criterios, esto significa que, para el primer milenio a.C., todos los datos de arqueointensidad de la base de datos de Iberia hasta la presente tesis no cumplen los criterios de calidad (Figura 4.6). Como se puede observar de la Figura 4.6, los nuevos valores de paleointensidad obtenidos en el estudio preliminar realizado en esta tesis y los recogidos en el trabajo de Osete et al. (2016) están por debajo de los obtenidos por Nachasova & Burakov (2009) en materiales coetáneos, con diferencias de hasta 40 μT .

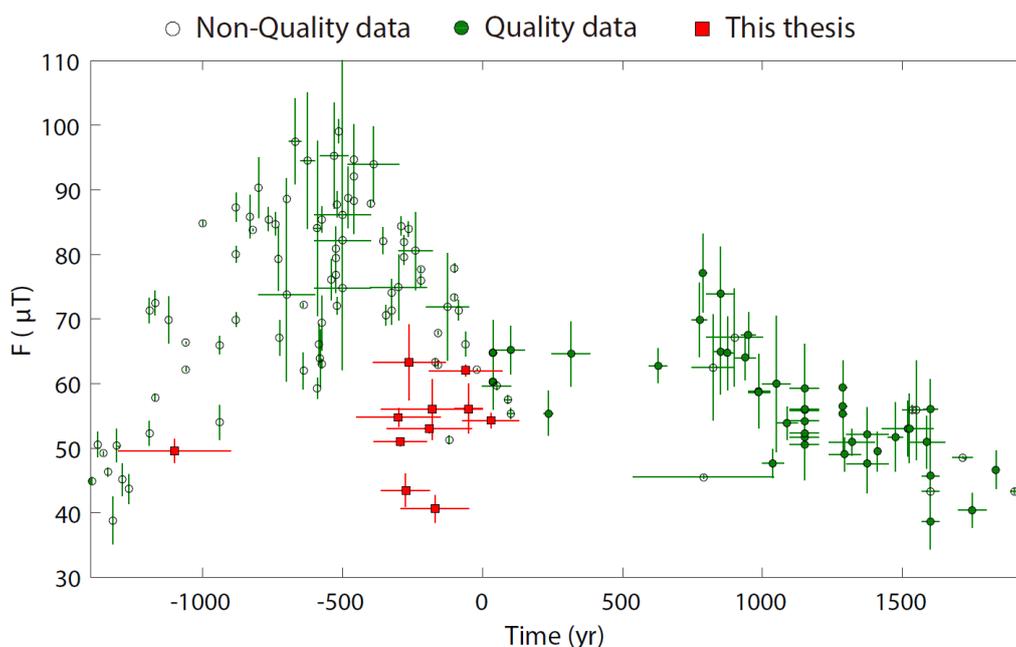


Figura 4.6. Base de datos de arqueointensidad de Iberia. En verde sólido los datos de calidad y en verde (hueco) los que no cumplen los criterios de calidad. En rojo se señalan los nuevos datos preliminares de paleointensidad obtenidos en esta tesis. Todos los datos provienen de yacimientos situados a menos de 600 km de Madrid y han sido relocalizados a las coordenadas de Madrid (40.4° N, 3.7° O).

Durante los dos últimos milenios los datos de paleointensidad proceden de los trabajos de Gómez-Paccard et al. (2006a, 2008, 2012a, 2013, 2016), Nachasova et al. (2007b), Hartmann et al. (2009), Kovacheva et al. (2009), Catanzariti et al. (2012), Burakov & Nachasova (2012), Prevosti et al. (2013) y Casas et al. (2014). Teniendo en cuenta los criterios de calidad expuestos en el párrafo anterior, los datos de paleointensidad de los últimos dos milenios que sobreviven son los proporcionados por Gómez-Paccard et al. (2006a, 2008, 2012a, 2013, 2016), uno de Hartmann et al. (2009) y los de Catanzariti et al. (2012). La mayor parte de los datos rechazados no cumplen el mínimo número de especímenes requerido para considerar el dato de paleointensidad estadísticamente

significativo o no han realizado la corrección por la ATRM, como es el caso de los estudios de Prevosti et al. (2013) y Casas et al. (2014).

Debido a la escasez de datos de calidad en la base de datos de intensidad de Iberia, resulta difícil, a partir de la Figura 4.6, trazar una evolución robusta de la intensidad en la Península durante los últimos 3000 años. Los nuevos datos recogidos en esta tesis parecen apuntar a un mínimo entre el año 300 y 200 a.C., registrando valores de unos $40 \mu\text{T}$, cercanos a los observados en la actualidad. En el año 600 d.C. parece registrarse un máximo de unos $70 \mu\text{T}$, que desciende hasta $47 \mu\text{T}$ en torno al año 1000 d.C. Pero aún resulta muy importante la laguna de datos entre los años 400 a 600 d.C.

Como es obvio tanto de la Figura 4.5 como de la 4.6, el catálogo arqueomagnético de Iberia sigue presentando, a pesar de la sustancial mejora que introducen los datos publicados en la última década y los nuevos datos aportados en esta tesis, dos importantes lagunas, ya sea por falta de datos o por falta de datos de alta calidad. El primer intervalo crítico que requiere de más información es entre los años 850 y 350 a.C. La segunda laguna corresponde al periodo tardorromano-Alta Edad Media.

Si ampliamos la zona de estudio al sureste de Europa, incluyendo los datos que provienen de yacimientos situados dentro de un radio de 900 km de Madrid, es decir, incluyendo datos procedentes del suroeste de Francia y del norte de Marruecos (ver Figura 4.7), la base de datos mejora notablemente (en las Figuras 4.8 y 4.9 se muestran todos los datos relocalizados a las coordenadas de Madrid).



Figura 4.7. Mapa con las localizaciones de los datos arqueomagnéticos dentro del círculo de 900 km de radio (en rojo) desde Madrid (estrella roja). Los datos de la Península Ibérica dentro de los 600 km de radio desde Madrid se muestran en naranja. Los datos más alejados de 600 km de Madrid se representan en verde. Adaptada de Palencia-Ortas et al. (*in prep*).

. La nueva compilación de datos direccionales (Figura 4.8) incluye otros 108 datos direccionales procedentes del sur de Francia (Thellier & Thellier, 1959; Aitken & Hawley, 1967; Thellier, 1981; Bucur, 1994; Moutmir, 1995; Gallet et al., 2002; Le Goff, 2002; Hervé et al., 2011, 2013a) y 12 del norte de Marruecos (Kovacheva, 1984; Najid, 1986; Gómez-Paccard et al., 2012b). Los nuevos datos direccionales de Iberia y de las regiones adyacentes son altamente consistentes. Y, como se puede observar, gracias a estas nuevas incorporaciones desaparecen las lagunas de datos antes mencionadas. Esta base de datos será la empleada en el Capítulo 5 para construir la nueva curva de variación paleosecular de Iberia para los últimos 3000 años.

Los nuevos datos confirman el máximo de declinación en torno al año 800 - 900 a.C. alcanzando valores de unos 30° E. Entre los años 500 a.C. a 500 d.C. apenas existen variaciones de declinación, presentando valores

noroeste. A partir del año 500 d.C. el valor de la declinación deriva hacia valores este, registrando un nuevo máximo en torno al año 800 d.C. de unos 20° E, desde entonces el valor de la declinación disminuye y, a partir del año 1500 d.C. se observan declinaciones oeste. En torno al año 1800 d.C. se observa la máxima declinación Oeste (de 20° O). La inclinación parece registrar un ligero máximo en torno al año 600 a.C. que no se observaba cuando contábamos únicamente con la base de datos de Iberia, debido a la ausencia de datos en ese intervalo temporal. Durante los últimos dos milenios se observan dos mínimos en inclinación de unos 40°, el primero en torno al año 300 - 400 d.C. y el segundo en el año 1400 d.C., y dos máximos, el primero en torno al año 600 d.C. de unos 65°, y el segundo en torno al 1600 - 1700 d.C., de unos 67°.

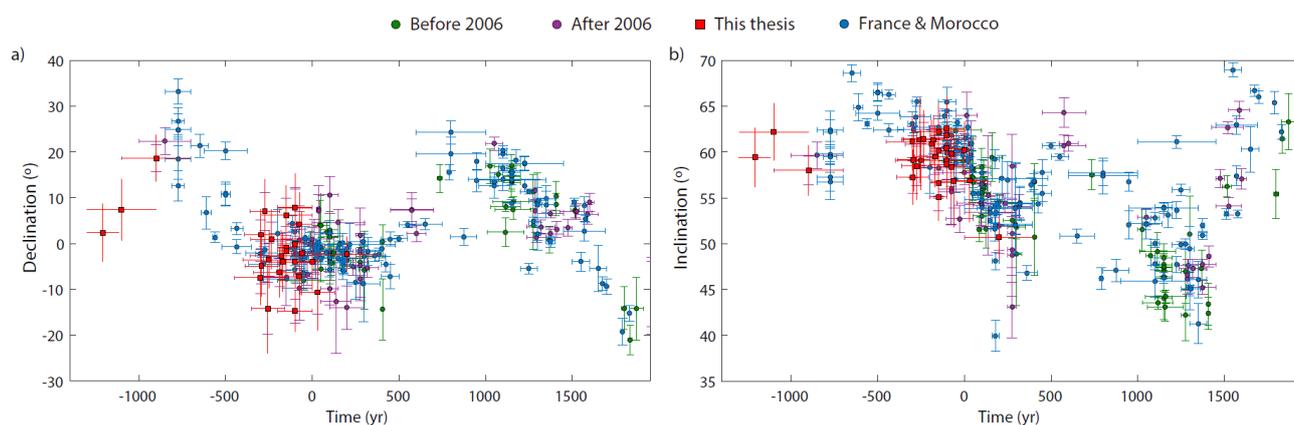


Figura 4.8. (a) Declinación y (b) inclinación de los datos arqueomagnéticos a distancias ≤ 900 km de Madrid. En verde o en morado se señalan los datos de yacimientos situados a menos de 600 km de radio de Madrid, dependiendo si estaban disponibles antes del año 2006 (inclusive) (verde) o después del año 2006 (morado). En cuadrados rojos se señalan los datos en los que esta tesis ha participado y en azul los datos entre 600 y 900 km de Madrid, es decir, datos de Francia y Marruecos. Todos los datos han sido relocalizados a las coordenadas de Madrid (40.4° N, 3.7° O).

Con respecto a la intensidad (Figura 4.9), esta nueva compilación incluye 34 datos de arqueointensidad procedentes del sur de Francia (Thellier & Thellier, 1959; Shaw, 1979; Hedley & Wagner, 1991; Chauvin et al., 2000; Genevey & Gallet, 2002; Gallet et al., 2005; Gómez-Paccard et al., 2012a; Genevey et al., 2009, 2013; Hervé et al., 2011, 2013b) y 6 datos del norte de Marruecos (Kovacheva, 1984; Casas et al., 2008; Gómez-Paccard et al., 2012b). Observamos un gran acuerdo entre los datos de Iberia y los datos de las regiones adyacentes para los últimos 2000 años. En el primer milenio antes de Cristo los datos de Marruecos y del sur de Francia de alta calidad sólo están de acuerdo con los tres nuevos datos de arqueointensidad de los yacimientos de Numancia y Ciadueña (Osete et al., 2016) y el estudio preliminar de arqueointensidad de los hornos y hogares de Portugal, pero no con los datos de Iberia previamente publicados (Nachasova & Burakov, 2009), que no cumplen los criterios de calidad.

A pesar de seguir existiendo importantes lagunas en el primer milenio antes de Cristo (se necesitan más datos de calidad) y en torno a los años 400 y 800 d.C., la nueva incorporación de datos permite delinear mejor la evolución de la intensidad en Iberia. Entre los años 1400 y 800 a.C. parece existir un ligero aumento de la intensidad de unos 10 - 20 μT . En el año 500 a.C. parece alcanzarse un máximo de unos 70 μT , seguido de un mínimo en torno al 200 a.C., registrado por los nuevos datos de los hornos y hogares de Portugal, así como por el trabajo de Hervé et al. (2013b). No se observan fluctuaciones importantes en la intensidad entre el año 0 y el 600 - 700 d.C.. En torno al año 800 d.C. se alcanzan los valores más altos de intensidad de los dos últimos milenios y que parecen corresponder a un máximo abrupto, pero que aún no está bien definido. Desde entonces la intensidad disminuye, primero de forma más abrupta hasta el año 1000 d.C. y posteriormente de forma más gradual. Observando un pequeño máximo en torno al 1600 d.C. Como característica llamativa, destacan los dos datos de no calidad que parecen registrar un máximo de intensidad de unos 90 μT en torno al año 100 d.C. Estos

datos, de Shaw (1979), no presentan información sobre la corrección por anisotropía, lo que puede suponer diferencias de hasta un 86% en el valor final de la paleointensidad (Osete et al., 2016).

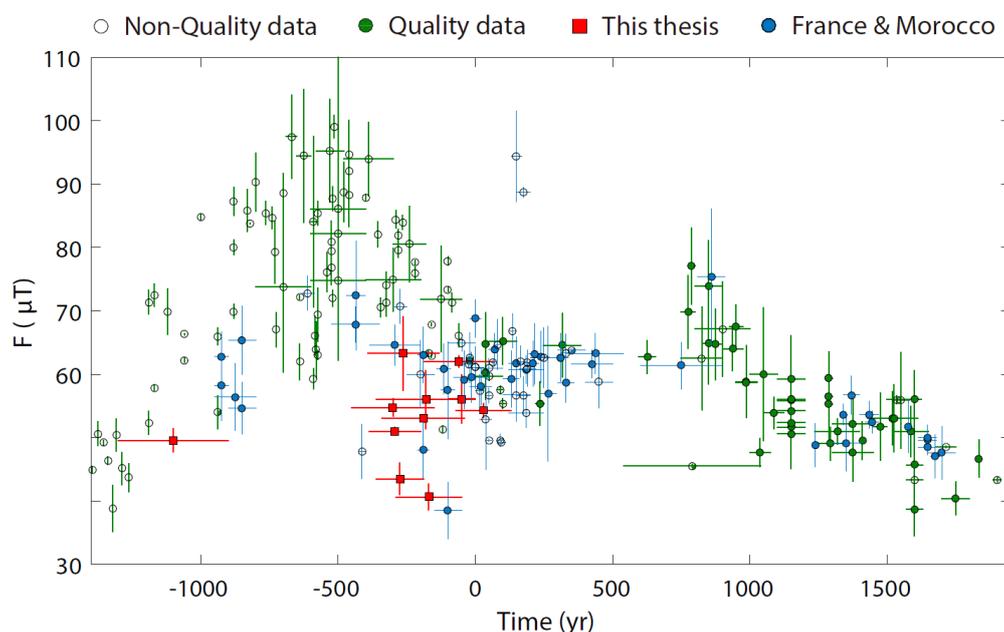


Figura 4.9. Datos de arqueointensidad a 900 km de Madrid. Los datos de calidad se muestran con color círculos sólidos y los de no calidad con círculos no sólidos. Los datos procedentes de yacimientos situados a 600 km de Madrid se muestran en verde y los situados entre 600 y 900 km se señala en azul (Francia y Marruecos). En cuadrados rojos se señalan los nuevos datos preliminares de paleointensidad obtenidos en esta tesis. Todos los datos han sido relocalizados a las coordenadas de Madrid (40.4° N, 3.7° O).

4.3. Discusión: la paleointensidad del campo geomagnético en Canarias. Últimos 3000 años.

El estudio preliminar de paleointensidad realizado en el archipiélago canario aporta los primeros datos arqueomagnéticos de las Islas. En la Figura 4.10 se comparan estos datos con aquellos publicados por otros autores en materiales volcánicos (Sherwood, 1991; Tulloch, 1992; Ferk et al., 2011; De Groot et al., 2015), relocalizados en Gran Canaria. Como ya se ha señalado, apenas hay datos de intensidad para épocas anteriores al siglo XV en el archipiélago (ver De Groot et al., 2015). Destaca la ausencia de datos en torno a los años 0 y 1000 d.C., que el estudio presentado en esta tesis ayuda a cubrir parcialmente.

Como en la sección previa, aquí también evaluamos la calidad de la base de datos de intensidad. En general, para el caso de paleointensidad que proceden de materiales volcánicos, los criterios de selección son menos rigurosos que para los datos de arqueointensidad pues la mayor parte del material volcánico se considera poco anisótropo y no se exige la corrección por anisotropía de la TRM. Sin embargo, a pesar de este hecho, todos los datos recientes (desde el 1500 d.C. hasta la actualidad), salvo un dato de De Groot et al. (2015) del año 1706 d.C., no cumplen estos criterios de calidad, pues no presentan información sobre el control de alteración de la mineralogía magnética durante los experimentos (según la base de datos de GEOMAGIA50v3).

A la vista de la Figura 4.10 podemos observar que todos los datos arqueomagnéticos que aporta esta tesis presentan valores más bajos de paleointensidad (en torno a 30 - 40 μT) que el resto de la base de datos volcánicos de calidad (entre 50 y 60 μT). Si bien hay que mencionar que los datos correspondientes a los años 150 ± 60 d.C., 705 ± 45 d.C. y 1577.5 ± 67.5 d.C. en nuestro estudio no cumplían los criterios de selección que establecimos. Para épocas más recientes (siglos XV y XVI) los dos datos obtenidos en esta tesis que sí cumplen los criterios de

selección, se ajustan algo mejor a la base de datos volcánicos, sin embargo estos últimos no cumplen los criterios de calidad.

Es obvio que se necesitan muchos más datos para poder reconstruir con la suficiente precisión la evolución de la intensidad del CMT en las Islas Canarias. Los nuevos datos parecen sugerir bajos valores de la paleointensidad en la zona del archipiélago durante los dos últimos milenios, lo que, de confirmarse, podría resultar de importancia para las futuras reconstrucciones del CMT, tanto a nivel local como global.

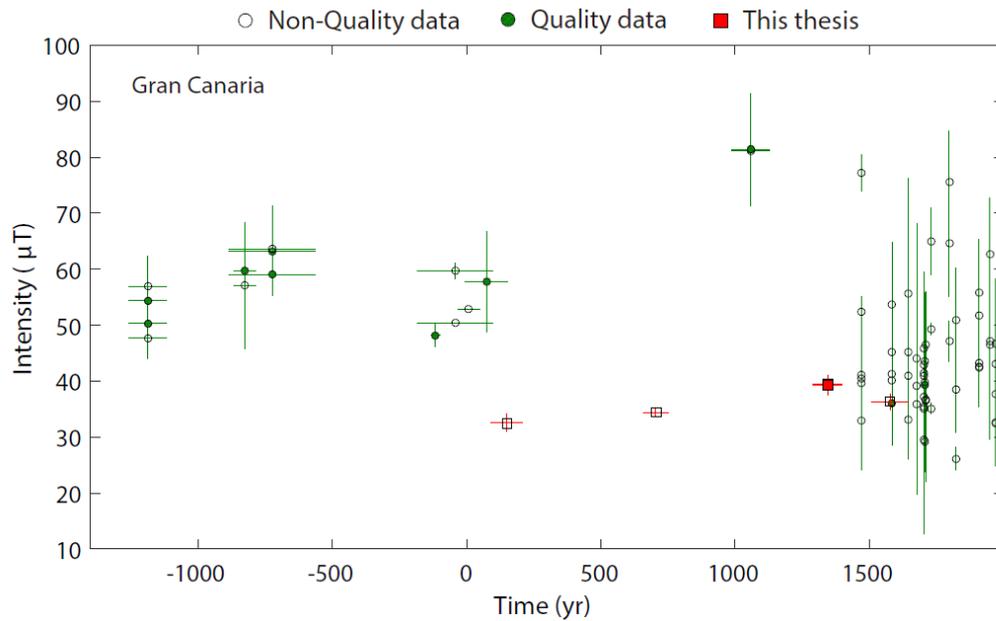


Figura 4.10. Nuevos datos de arqueointensidad (cuadrados rojos) de las Islas Canarias, junto con los datos de paleointensidad de la base de datos actual para las Islas Canarias. Todos los datos han sido relocalizados a Gran Canaria (27.95° N , 15.58° O). Los cuadrados rojos huecos corresponden a los datos de esta tesis que no han superado los criterios de selección establecidos

Capítulo 5

PSVC direccional de Iberia (últimos 3000 años)

En el Capítulo 4 hemos visto cómo se ha producido una sensible mejora del catálogo de datos direccionales de Iberia desde el año 2006, lo que nos permite afrontar, en este capítulo, el problema de la obtención de una curva direccional de variación paleosecular para Iberia. Dado que esta tesis aporta datos fundamentalmente del primer milenio antes de Cristo, en la primera parte del capítulo describimos el procedimiento seguido para obtener curva direccional de PSV de Iberia para el primer milenio antes de Cristo, trabajo que está recogido en Palencia-Ortas et al. (*in prep*). A continuación, abordamos el problema de la PSVC de los últimos tres milenios.

5.1. Evolución de los elementos direccionales del CMT en Iberia durante el primer milenio a.C.

Estos resultados se encuentran en:

Palencia-Ortas, A., Osete, M.L., Campuzano, S. A., McIntosh, G., Larrazabal, J., Sastre, J., Rodríguez-Aranda, J. (*in prep*) Evolution of the Earth's magnetic field in Iberia from Late Bronze Age to Roman Times: New Iberian archeomagnetic data.

En la actualidad la base de datos direccional cuenta con 62 datos en el intervalo temporal del 1200 a.C. al 200 d.C. De estos datos 33 provienen del estudio realizado en el norte de Portugal. Los resultados arqueomagnéticos se pueden encontrar en Osete et al. (*in press*) y en Palencia-Ortas et al. (*in prep*). La aportación principal de esta tesis en el último de estos trabajos ha sido la generación de una curva de PSV direccional de Iberia para el primer milenio a.C.

Para la compilación de la PSVC direccional de Iberia desde el 1200 a.C. al 200 d.C. se ha utilizado el método *bootstrap* (Korte & Constable, 2008; Thébault & Gallet, 2010) descrito en detalle en el Capítulo 3.

La curva ha sido generada con datos de alta calidad localizados dentro del círculo de 600 km de radio centrado en Madrid. El criterio de calidad establecido es similar al propuesto por Hervé et al. (2013a) en la curva de variación secular direccional para Europa Occidental: 1) número de especímenes por estructura debe ser mayor o igual a 4; 2) el valor del α_{95} debe ser menor o igual a 5°; y 3) la incertidumbre de la edad debe ser menor o igual a ± 250 años. La aplicación rigurosa de estos criterios elimina 7 datos de la base de datos de Iberia, quedando un total de 55 datos de alta calidad. Los datos han sido previamente relocalizados a las coordenadas de Madrid (40.4°N, 3.7°O) a partir del método del polo geomagnético virtual, explicado en detalle en el Capítulo 3. Como se puede observar en la Figura 4.5 y ya se mencionó en el capítulo anterior, aunque el número de datos es notable su distribución temporal no es homogénea por lo que aún existe una laguna importante de información en el periodo comprendido entre los años 850 - 300 a.C. No obstante vamos a proceder a generar una primera curva basada exclusivamente en datos de Iberia, i.e. 600 km de radio desde Madrid, para analizar si es posible obtener una PSVC robusta en este periodo temporal.

De acuerdo a la metodología explicada en el Capítulo 3, se generaron un conjunto de 5000 PSVCs para la declinación y para la inclinación, respectivamente, usando los valores direccionales originales de la base de datos perturbados y una base de *B-splines* cúbicos penalizados en el tiempo. La PSVC direccional final se calculó como el

promedio de las 5000 curvas junto con su desviación estándar (al 95% de nivel de confianza). En este caso, la base de *B-splines* se determinó usando puntos fijos cada 50 años y se regularizó por la función de penalización capaz de controlar la suavidad de la curva direccional estimada. Recordemos que esta función se elige a partir de la segunda derivada de la función estimada (la PSVC) multiplicada por un parámetro de suavizado que controla esta regularización (α). Si este parámetro es demasiado alto, la suavidad de la curva se sobreestimaré. Si por el contrario el parámetro de amortiguamiento es demasiado bajo, la regularización no tendrá ningún efecto y la variabilidad de la curva no será realista. El parámetro óptimo se localiza en el punto de inflexión o “punto rodilla” de la curva del error cuadrático medio entre el dato original y el estimado a partir de la PSVC, en función de diferentes parámetros de amortiguamiento (Figura 5.1). En este caso este parámetro se escoge como $\alpha = 1$, como se muestra en la Figura 5.1.

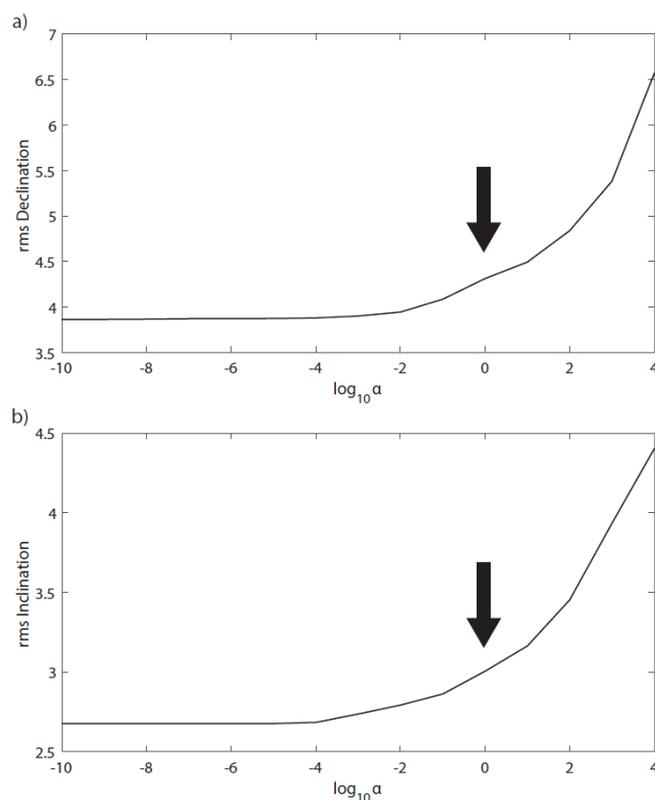


Figura 5.1. Error cuadrático medio de a) la declinación y b) la inclinación en función del logaritmo del parámetro de amortiguamiento de la regularización en el método *bootstrap*. Con una flecha se señala el "punto rodilla" que indica el valor óptimo de este parámetro, que en este caso es igual a 1.

La PSVC direccional obtenida se muestra en la Figura 5.2. Como se puede observar, existe una gran incertidumbre entre el año 800 y 500 a.C., especialmente patente en la curva de inclinación, y que es debida a la escasez de datos en ese intervalo de tiempo. La curva obtenida se ha comparado con la curva de variación secular para Europa Occidental (Hervé et al., 2013a), el modelo regional SCHA.DIF.3k (Pavón-Carrasco et al., 2009) y el modelo global ARCH3k.1 (Korte et al., 2009, ver Capítulo 2 para más detalles sobre este modelo).

La curva de variación secular para Europa Occidental se construyó siguiendo un método estadístico distinto al empleado aquí: la estadística bivariada, que es una extensión de la estadística bivariada de Fisher (Le Goff, 1990; Le Goff et al., 1992). Para su construcción se usaron 204 datos con edades comprendidas entre 1500 a.C. y 200 d.C., localizados dentro de un radio de 1000 km centrado en París. Los datos fueron seleccionados usando la base de datos de GEOMAGIA50v2 (Donadini et al., 2009) y provienen de Reino Unido, Alemania, Suiza, Austria, Italia y España. Estos autores siguieron un criterio de calidad simple, similar al empleado aquí,

basado en el número de especímenes por estructura (mayor de 2), el valor del α_{95} (menor de 5°) y la incertidumbre en la edad (menor de ± 250 años). Mientras que el modelo europeo SCHA.DIF.3k se generó mediante la inversión de todos los datos arqueomagnéticos de la base de datos europea aplicando en el espacio el análisis armónico en un casquete esférico (SCHA por sus siglas en inglés, *Spherical Cap Harmonic Analysis*) y ventanas móviles solapadas en el tiempo. Para la generación de dicho modelo se aplicaron varios criterios de selección basados en las incertidumbres de las medidas, además de una eliminación de *outliers* (datos que presentan valores anómalamente altos o bajos en relación al resto) durante el proceso de modelado cuando éstos se desviaban más de tres veces la desviación estándar media en cada ventana temporal (ver Pavón-Carrasco et al., 2009 para más detalles).

Observamos que la curva de Iberia obtenida en este trabajo es mucho más suave que la curva para Europa Occidental o las curvas sintetizadas por los modelos globales o regionales y, además, presenta una gran incertidumbre. Como era de esperar, las curvas convergen en las épocas en las que el número de datos es apreciable y muestran discrepancias en aquellos periodos para los que no hay datos disponibles. Si en estos periodos de escasez de datos hay una variación relevante en alguno de los parámetros del campo geomagnético, ésta, obviamente, no queda reflejada en la curva de Iberia. Tal es el caso del máximo de inclinación que predice la curva de Hervé et al. (2013a) y el modelo regional en torno al año 600 a.C. Si bien hay que señalar que el modelo global ARCH3k.1 no predice dicho máximo y los valores esperados según este último modelo se encuentran dentro del intervalo de error de la curva de Iberia.

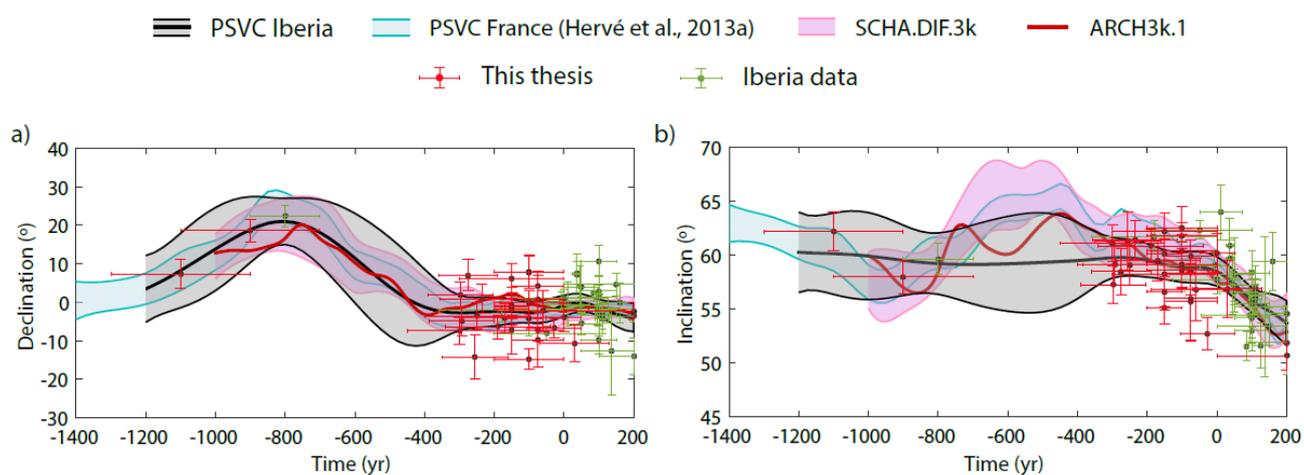


Figura 5.2. (a-b) PSVC (Declinación-Inclinación) junto con los datos dentro de un radio de 600 km desde Madrid. Los datos rojos representan los datos direccionales del estudio de hornos y hogares de Portugal detallado en Palencia-Ortas et al. (*in prep.*) y el dato de los hornos CIA (Osete et al., 2016) descritos en el Capítulo 4. Los datos verdes corresponden al resto de datos de Iberia. Para comparar, se representa también la curva de variación secular de Europa Occidental (Hervé et al., 2013a), el modelo regional SCHA.DIF.3k (Pavón-Carrasco et al., 2009) y las predicciones en Madrid dadas por el modelo global ARCH3k.1 (Korte et al., 2009).

Como ya apuntamos en el Capítulo 4, si ampliamos el área de estudio, incluyendo los datos que provienen de yacimientos situados dentro del radio de 900 km centrado en Madrid, la base de datos mejora notablemente y aún se puede mantener la hipótesis de que el error cometido al relocalizar los datos está dentro del error paleomagnético (ver Capítulo 3, Sección 3.2.3). Manteniendo el mismo criterio de selección, el número de datos de entrada para construir la curva es ahora de 120 datos, de los cuales 61 provienen del sur de Francia y 4 del norte de Marruecos (ver Figura 5.3). Pero lo más importante es que se elimina la laguna de datos del intervalo temporal del 850 a.C. al 300 a.C.

Con la misma metodología seguida para el caso anterior, la PSVC direccional obtenida se muestra en la Figura 5.3. Esta curva está recogida en Palencia-Ortas et al. (*in prep*). La descripción detallada de esta curva se realizará en la siguiente sección, cuando presentemos la PSVC completa para los últimos 3000 años. Pero cabe destacar aquí que la variación en declinación es muy similar a la que proporcionaba la curva basada exclusivamente en datos de Iberia, aunque la incertidumbre ha disminuido notablemente en el intervalo temporal del 850 a.C. al 300 a.C. Por el contrario, la variación en inclinación ha cambiado en el mismo intervalo. Observándose ahora el máximo en inclinación en torno al año 600 a.C. que precedía el modelo regional y la curva para Europa Occidental.

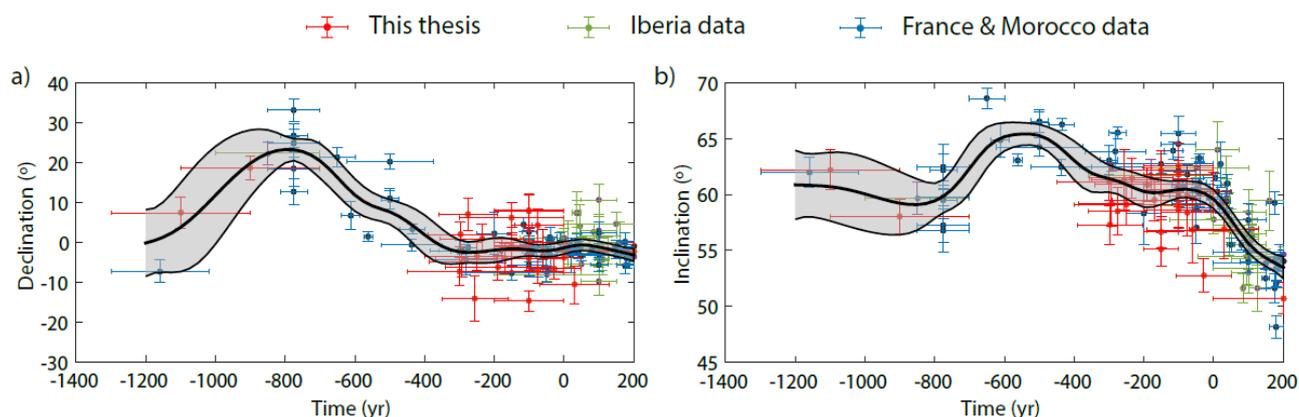


Figura 5.3. (a-b) PSVC (Declinación-Inclinación) junto con los datos dentro de un radio de 900 km desde Madrid. Los datos rojos representan los datos direccionales del estudio de hornos y hogares de Portugal detallado en Palencia-Ortas et al. (*in prep*) y el dato de los hornos CIA (Osete et al., 2016) descritos en el Capítulo 4. Los datos verdes son el resto de datos de Iberia. Los datos azules corresponden a los datos de Francia y Marruecos. La curva de Iberia se representa junto con su banda de error al 95% de nivel de confianza.

5.2. Una nueva PSVC direccional para la Península Ibérica. Últimos 3000 años

Abordamos ahora la generación de la PSVC de Iberia para los últimos 3000 años. La curva ha sido construida con datos de calidad localizados dentro del círculo de 900 km de radio centrado en Madrid (Figura 5.4). Al igual que en los casos anteriores, los datos han sido previamente relocalizados a las coordenadas de Madrid a partir del método del polo geomagnético virtual y se ha aplicado el mismo criterio de selección. Un total de 220 datos de alta calidad han podido ser seleccionados, de los cuales 101 son datos procedentes de la Península Ibérica, 12 del norte de la región marroquí y 107 del sur de Francia. La distribución temporal de los datos considerados se muestra en el histograma de la figura 5.4b. Aunque aún se aprecia que esta distribución no es homogénea, no se observan periodos con ausencia de datos. La metodología para la construcción de la PSVC, así como los puntos fijos elegidos en la base temporal de *B-splines* y el parámetro de penalización seleccionado son los mismos que en los casos anteriores.

La PSVC direccional de Iberia obtenida se presenta en la Figura 5.5 (curva negra). Es importante hacer notar que esta nueva curva supone una importante mejora con respecto a la propuesta de Gómez-Paccard et al. (2006b), que estaba basada en 62 datos direccionales arqueomagnéticos españoles, 63 datos franceses y 9 marroquíes. Es decir, la información paleomagnética de la que disponemos para construir la nueva curva es aproximadamente el doble de la que existía hace 10 años.

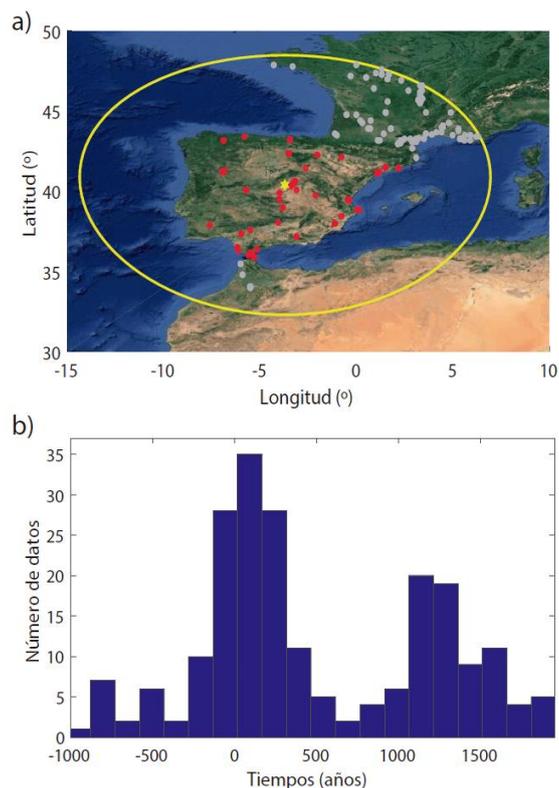


Figura 5.4. Distribución a) espacial y b) temporal de la base de datos de Iberia y regiones adyacentes. En rojo se muestran los datos de Iberia, en gris los datos procedentes del sur de Francia y norte de Marruecos dentro de un radio de 900 km de Madrid (estrella amarilla) señalado con un círculo amarillo. La distribución temporal muestra los datos a 900 km de Madrid.

La Figura 5.5a (panel izquierdo) muestra la evolución de la declinación durante los últimos tres milenios. Desde el año 1000 a.C. hasta el año 800 a.C. se observa una declinación Este cuyo valor va aumentando hasta alcanzar un valor máximo en 23°E. A partir del 800 a.C. al 300 a.C. la declinación vuelve a valores noroeste (2°O). A partir del 300 a.C. hasta el 500 d.C., se observan únicamente pequeñas fluctuaciones, destacando el pequeño desplazamiento a valores Este en torno al año 0 d.C. A partir del año 500 d.C., la declinación se mueve hacia valores Este, alcanzando un máximo en 15°E. Tras el año 1000 d.C., la declinación experimenta un nuevo giro a valores Oeste, alcanzando el mayor mínimo (20°O) en los últimos 3000 años en el año 1800 d.C.

En la Figura 5.5a (panel derecho) la inclinación frente al tiempo muestra un valor constante de 60° (ligeramente decreciente) desde el 1000 a.C. al 800 a.C. A partir del 800 a.C., la inclinación aumenta alcanzando un máximo alrededor del 600 a.C., decreciendo a partir de entonces desde los 65° a casi los 50° en torno al 200 d.C., creciendo nuevamente hasta los 60° en torno al 500 - 600 d.C., posteriormente se observa un mínimo en el 800 d.C. y una ligera recuperación en el 1000 d.C., para finalmente descender a los 45° y aumentar nuevamente en el año 1400 d.C. hasta el máximo de 65° del año 1700 d.C.

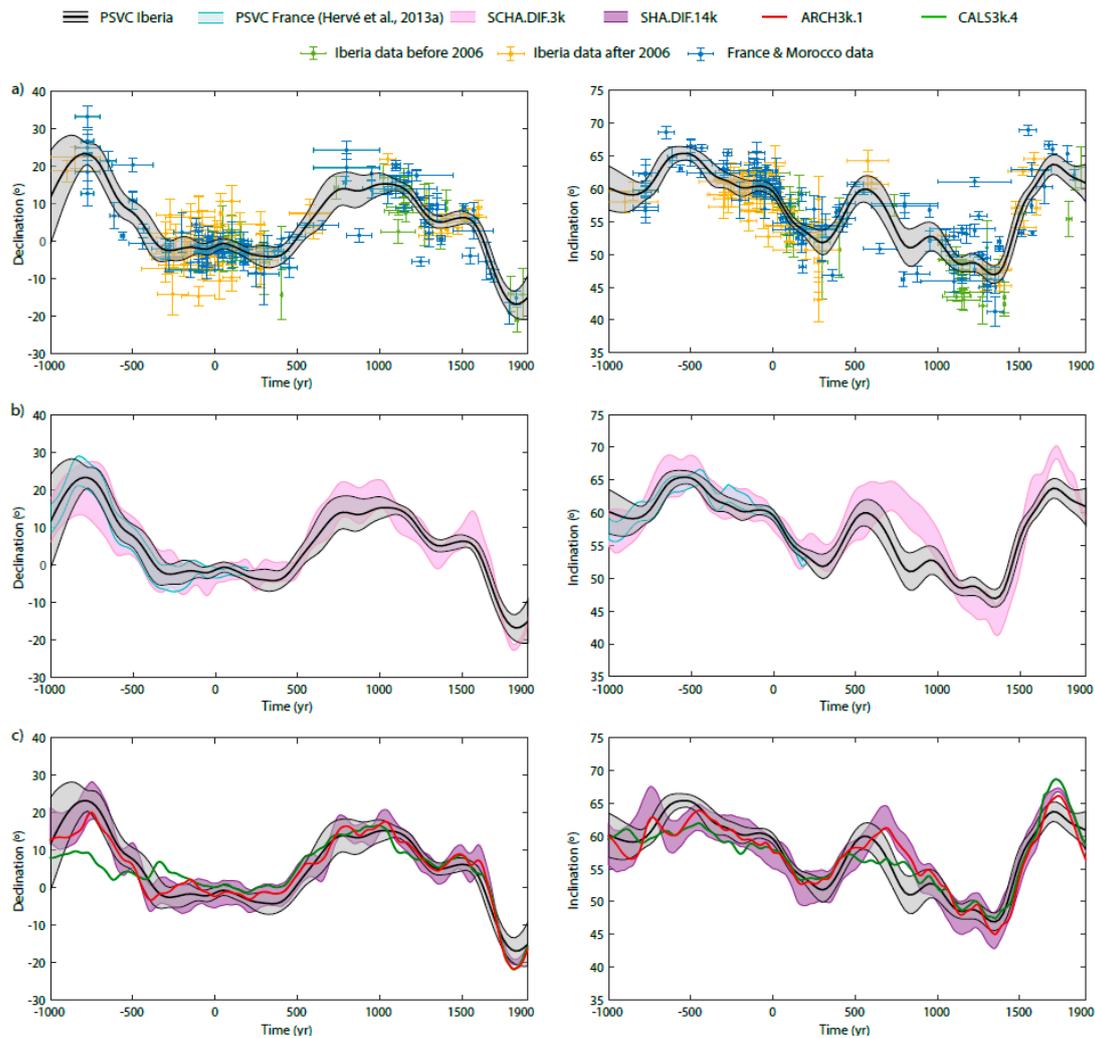


Figura 5.5. Curvas de Variación Paleosecular de Iberia (últimos 3000 años: Variación de la declinación y de la inclinación en función del tiempo. Iberia (negro): Curva basada en los datos arqueomagnéticos situados en un círculo de 900 km en torno a Madrid. En verde: datos de Iberia del catálogo del 2006 (Gomez-Paccard et al., 2006a). Naranja: nuevos datos de Iberia utilizados en la construcción de la Curva, incluidos en los que esta tesis ha colaborado. Azul: datos de regiones adyacentes (a una distancia inferior a 900 km de Madrid). Se compara la PSVC con (a-b) la curva de variación secular para Europa Occidental (curva azul) y las predicciones dadas por el modelo regional SCHA.DIF.3k (curva rosa) con una banda de error al 95% de confianza. En los paneles (c-d) se compara con las predicciones dadas por los modelos globales SHA.DIF.14k y ARCH3k.1, basados en datos arqueomagnéticos y volcánicos, y con el CALS3k.4, basado también en datos sedimentarios.

La evolución de la PSVC direccional de Iberia se ha comparado de nuevo con la curva de variación secular más reciente propuesta para Europa Occidental (Hervé et al., 2013a) y con el modelo regional SCHA.DIF.3k (Pavón-Carrasco et al., 2009) (Figura 5.5b) en Madrid. Algunos de los datos usados para construir la PSVC de Iberia son comunes a los usados en la curva de variación secular de Europa Occidental, por lo que el acuerdo general observado entre ellas era esperable, con valores consistentes, dentro del margen de incertidumbre de las curvas. La principal diferencia registrada es el máximo en inclinación que sugiere el modelo regional en torno al 600 d.C., que parece ser observado en el 500 d.C. por la curva de Iberia, para posteriormente experimentar un descenso y una ligera recuperación en torno al año 1000 d.C. Esto ocurre justamente en uno de los períodos con menos información en la base de datos de Iberia (siglo VI – X d.C.). Para los restantes periodos se observa una gran consistencia con la nueva curva de Iberia (Figura 5.5b). Por otra parte, hay que señalar que las diferencias más significativas se observan en el periodo posterior al 1600 d.C., donde la curva sintetizada con el modelo SCHA.DIF.3k tiene mucha más precisión. Esto es debido a que el modelo regional usó datos directos

históricos de declinación e inclinación en varias localidades europeas a partir de esa fecha, haciendo que la incertidumbre sea más pequeña. No es esperable que una curva basada exclusivamente en datos arqueomagnéticos pueda llegar a tener tan bajos niveles de incertidumbre.

Finalmente, la Figura 5.5c compara la nueva curva de Iberia con las predicciones en Madrid dadas por los modelos globales SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014a), ARCH3k.1 (Korte et al., 2009) y CALS3k.4 (Korte & Constable, 2011). Se observa que la PSVC de Iberia es más suave en comparación con las curvas dadas por los modelos basados en datos arqueomagnéticos y volcánicos exclusivamente (SHA.DIF.14k y ARCH3k.1, ver Capítulo 2 para más detalles). En declinación existe un acuerdo general entre las curvas, con un máximo hacia el este en 800 a.C. Por el contrario, la inclinación presenta discrepancias para épocas anteriores al 400 a.C.: el modelo global presenta un mínimo en torno al 600 a.C. mientras que la PSVC de Iberia registra un amplio máximo, también observado en la curva de variación secular para Europa Occidental y en el modelo regional europeo. Eso podría significar que este mínimo global está principalmente controlado por datos fuera de la región europea Occidental. De hecho, este mínimo podría estar relacionado con datos de Sofía (Bulgaria) de esa época. Sería interesante centrar los futuros esfuerzos en estudios arqueomagnéticos de Europa Occidental en este intervalo de tiempo, para poder discriminar de manera definitiva si este doble pico de inclinación es una característica global o, por el contrario, se trata de algo característico de Europa Oriental. También es interesante observar que los modelos globales también registran el máximo en 600 d.C. en inclinación, al igual que el modelo regional SCHA.DIF.3k, pero que éste no se observa en la curva de Iberia, alcanzando un máximo en el año 500 d.C. Con respecto a la comparación con el modelo basado también en datos sedimentarios, el CALS3k.4, se puede observar que su variación secular permanece sin importantes variaciones a lo largo del primer milenio a.C., reflejando la suavidad debida a la inclusión de datos sedimentarios como datos de entrada en el proceso de modelado. De hecho, es el modelo con el que se observan mayores discrepancias, especialmente en inclinación y durante el primer milenio a.C. y la Edad Media. Todos estos modelos globales, al igual que el modelo regional SCHA.DIF.3k, se encuentran regularizados por los datos históricos desde el año 1600 d.C., por lo que tienen mayor precisión que la PSVC de Iberia a partir de ese año, lo que se refleja en sus bandas de error.

Capítulo 6

Estimación del DM: Medidas vs Modelado

Los principales resultados de este trabajo pueden encontrarse en:

Campuzano, S.A., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L. (2015) Non-dipole and regional effects on the geomagnetic dipole moment estimation, Pure Appl. Geophys., 172, 91-107.

En este capítulo vamos a analizar cómo se puede extraer información a partir de los datos paleomagnéticos para calcular el parámetro más importante del campo geomagnético a escala global: el momento dipolar (DM).

En el Capítulo 3 se dio una descripción detallada de las estrategias que se han empleado para estimar el momento dipolar hasta la fecha. A modo de resumen, recordemos que se pueden seguir dos aproximaciones:

- a) *Métodos directos.* Los datos paleomagnéticos proporcionan valores del V(A)DM puntuales (ecs. [3.32 - 3.33]) o regionales/globales, cuando estos son promediados. Como su propio nombre indica, el momento dipolar debe contemplar solo las características dipolares del campo geomagnético. Sin embargo, un dato arqueomagnético proporciona información del campo en su totalidad, es decir, contiene tanto información de la parte dipolar como de la no-dipolar. Para solventar el problema de la parte no-dipolar, se llevan a cabo promedios espaciales tanto a escala regional como global para minimizar dichos efectos de no-dipolaridad (Genevey et al., 2008). Para cuantificar dicha asunción, que ha sido y es ampliamente usada por la comunidad paleomagnética, se realizan en esta tesis varios análisis usando datos arqueomagnéticos reales o sintetizados por modelos actuales del campo geomagnético. Primero analizaremos el efecto de la contribución no-dipolar sobre el cálculo del momento dipolar (Sección 6.1) y en segundo lugar cuantificaremos las diferencias entre los promedios globales y regionales que se están aplicando en la actualidad para calcular el V(A)DM a partir de los datos arqueomagnéticos (Sección 6.2).
- b) *Métodos indirectos.* A partir de los coeficientes de Gauss de los modelos paleomagnéticos que reconstruyen el campo geomagnético en el pasado (el denominado (A)DM). Como vimos en el Capítulo 3 se pueden determinar los valores del momento dipolar a partir de los primeros coeficientes de Gauss (ver ecs. [3.20 - 3.21] en la Sección 3.2 del Capítulo 3). Sin embargo, debemos recordar que las bases de datos que se usan para estas reconstrucciones están fuertemente sesgadas tanto espacial como temporalmente (ver Capítulo 1, Figuras 1.2 y 1.3). Aquí, por tanto, se evalúa el efecto del uso de una base de datos heterogénea en la generación de los modelos paleomagnéticos y como esto a su vez se ve reflejado en el cálculo del (A)DM (Sección 6.3).

En ambos casos, tanto en la estimación directa como indirecta, la distribución de la base de datos juega un papel importante en el estudio del momento dipolar de los últimos milenios y cuantificarlo es el objetivo del presente capítulo.

6.1. Efecto no dipolar

El método más usado por la comunidad paleomagnética para definir la evolución temporal del momento dipolar geomagnético es el promedio de los valores del $V(A)DM$ estimado a partir de cada dato paleomagnético (Yang et al., 2000; Macouin et al., 2004). La principal asunción que se hace en estos estudios es que la contribución no dipolar del campo se cancela mediante el proceso de promediado, quedando solo la parte dipolar. Para comprobar la fiabilidad de esta técnica, vamos a aplicarla a un período temporal donde el campo geomagnético está bien definido en su parte dipolar y no-dipolar. Dicho periodo temporal se corresponde a los últimos 120 años, donde la alta red de datos instrumentales en tierra y datos satelitales permiten una descripción muy precisa del campo geomagnético. A partir de estos datos, se generan modelos de referencia, como el empleado en este trabajo, la versión 11 del modelo IGRF (IGRF-11, Finlay et al., 2010) que abarca el período 1900 - 2010 y es construido hasta el grado armónico $N = 13$ (la versión 11 del IGRF era la última versión disponible en el momento que se realizó dicho estudio). A partir de este modelo se han sintetizado datos de intensidad e inclinación (necesarios para el cómputo del $V(A)DM$) cada 5 años en un total de 2561 puntos distribuidos homogéneamente sobre la superficie de la Tierra. Con dichos valores se calculó, en cada coordenada y tiempo, el $VADM$ y VDM usando las eqs. 3.32 y 3.33, respectivamente. El promediado aritmético de dichos valores cada 5 años proporcionan los valores globales de $V(A)DM$ que fueron comparados con los $(A)DM$ proporcionados por los tres primeros coeficientes de Gauss del modelo IGRF-11. La comparación se ha cuantificado de forma porcentual como sigue

$$\sigma_{V(A)DM} = \frac{V(A)DM - (A)DM}{(A)DM} \times 100\%. \quad [6.1]$$

Las diferencias relativas se representan en la Figura 6.1a y se resumen en la Tabla A1 (Apéndice A). Los valores promedio para el intervalo temporal completo aportan diferencias del 5.4% entre el $VADM$ y el ADM , y del 1.7% entre el VDM y el DM . Este resultado confirma que los términos no dipolares no se eliminan completamente después del procedimiento de promediado. Sin embargo, sus contribuciones (siempre por debajo del 6% para los últimos 110 años) son más bajas que los errores habituales en las estimaciones de paleointensidad: alrededor del 10% (ver Donadini et al., 2009). Es interesante también señalar que todos los $\sigma_{V(A)DM}$ son positivos, lo cual refleja que el $V(A)DM$ es siempre más alto que el $(A)DM$ en el período de tiempo estudiado (de 1900 a 2010). Este hecho también fue señalado por Korte & Constable (2008) para los últimos 7000 años.

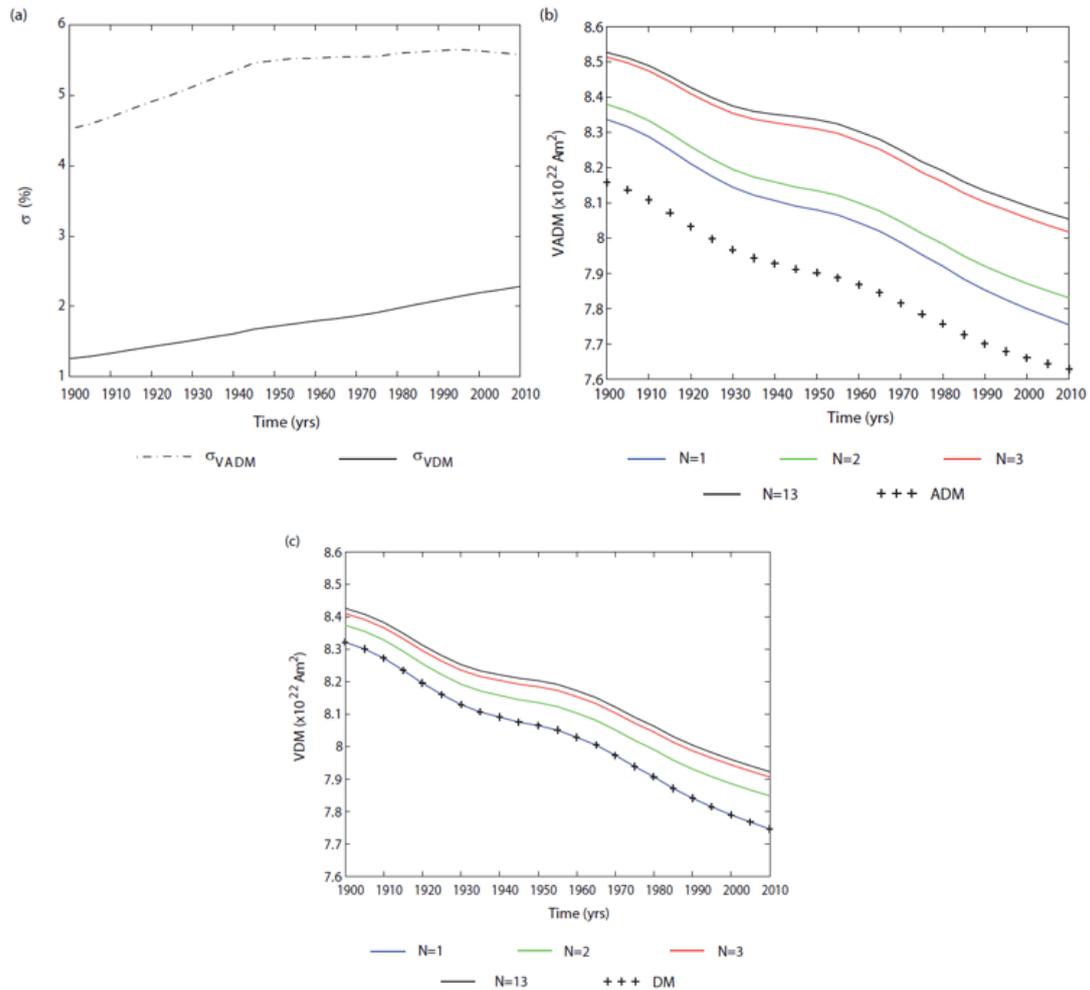


Figura 6.1. a) Errores relativos entre VADM y ADM (σ_{VADM}) y VDM y DM (σ_{VDM}) calculados a partir de [6.1]. Evolución temporal de b) VADM y c) VDM obtenidos a partir de datos sintéticos del modelo IGRF-11, para $N = 1$ (línea sólida azul), $N = 2$ (línea sólida verde), $N = 3$ (línea sólida roja), y $N = 13$ (línea sólida negra), junto con (A)DM representado con cruces negras, para comparación. De Campuzano et al. (2015).

Para investigar cuáles son los términos no dipolares que afectan en mayor medida al promedio del V(A)DM, hemos sintetizado la intensidad e inclinación variando el grado máximo total N desde grado 1 (dipolo) a grado 13 (campo total). En la Figura 6.1b-c se muestra la evolución temporal del V(A)DM calculada a partir de las tres primeras contribuciones del campo (dipolo, $N = 1$; dipolo + cuadrupolo, $N = 2$; dipolo + cuadrupolo + octupolo, $N = 3$) y el campo total ($N = 13$), junto con el (A)DM proporcionado por el modelo IGRF-11. Se puede observar el conocido decrecimiento del momento dipolar, (A)DM, durante el último siglo. Esta tendencia se encuentra también presente en el V(A)DM, con un decrecimiento del 5.9% para el VADM y 6.4% para el VDM, calculada usando todas las contribuciones armónicas ($N = 13$). Esta tendencia al decrecimiento es observada durante todo el intervalo temporal estudiado y no depende del grado máximo N considerado. Los primeros tres términos armónicos (N de 1 a 3) presentan las más altas contribuciones a la estimación final del V(A)DM. Cuando se incluye $N = 4$ y los términos de orden superior no se aprecian diferencias significativas (ver Figura 6.2).

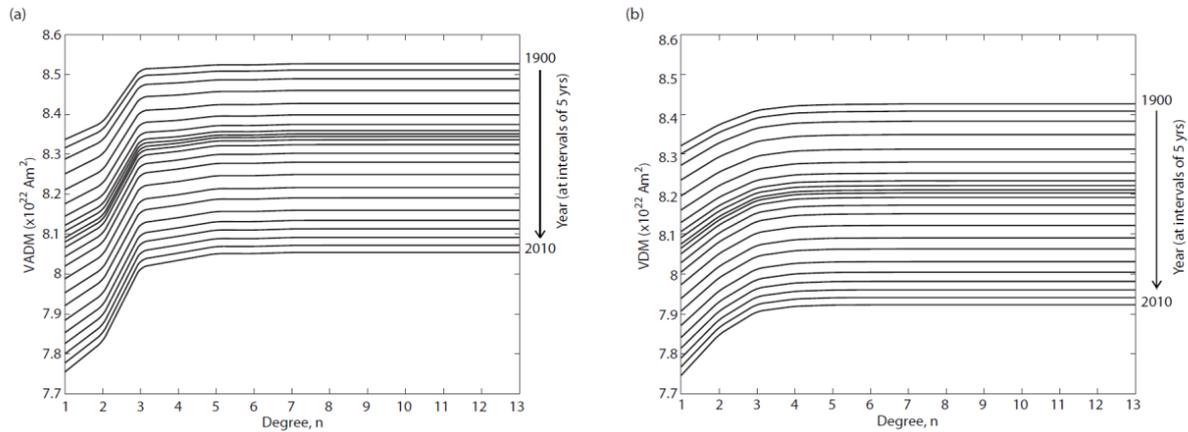


Figura 6.2. Curvas de a) VADM y b) VDM calculadas con grados N desde 1 a 13 a partir de datos sintéticos del modelo IGRF-11 en una malla global y homogénea sobre la superficie terrestre. De Campuzano et al. (2015).

6.2. Efecto regional

En el apartado anterior, se ha analizado la influencia de las contribuciones no dipolares a la estimación global del $V(A)DM$ en la situación más favorable, es decir, usando una base de datos sintéticos que es homogénea tanto en el espacio (a escala global) como en el tiempo. Este no es el caso habitual de los estudios paleomagnéticos (ver Figuras 1.2 y 1.3). Para investigar el efecto de la falta de homogeneidad de las bases de datos paleomagnéticos vamos a sintetizar de nuevo los datos que proporciona el IGRF-11 en áreas irregulares similares a aquellas de los datos paleomagnéticos de los últimos milenios.

Para ello primero hemos calculado diferentes promedios regionales del $V(A)DM$ a escala continental usando una malla homogéneamente distribuida para cada continente y para el período 1900 – 2010 (Sección 6.2.1). Seguidamente (Sección 6.2.2), hemos usado las localizaciones originales de la base de datos de paleointensidades ArcheoInt de Genevey et al. (2008) para los últimos 3000 años y hemos calculado estimaciones globales del $V(A)DM$ de forma directa $[V(A)DM]$ y usando un esquema de pesado regional como el propuesto por estos autores $[V(A)DM_w]$. En ambos casos, los datos fueron sintetizados usando de nuevo el modelo global IGRF-11.

Denotamos como efecto regional (RE, por sus siglas en inglés, *Regional Effect*) al resultado de aplicar este procedimiento, para distinguirlo del efecto previamente estudiado. Sin embargo, debemos remarcar que el efecto regional es también debido a las contribuciones no dipolares del campo.

6.2.1. Promedio regional del $V(A)DM$ a escala continental usando una base de datos homogénea

Seleccionamos seis zonas geográficas (simulando los continentes) usando casquetes esféricos de 30° de radio centrados en los puntos con forma de estrella de la Figura 6.3, y que corresponden a los puntos centrales de las regiones continentales de Norte América, Europa y Norte de África, Asia, Sudamérica, África Central y Sur, y Oceanía (representadas en verde en la Figura 6.3).

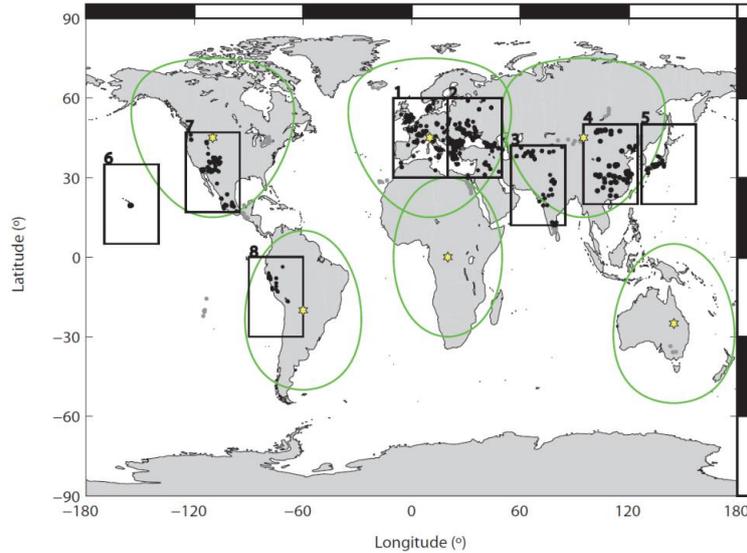


Figura 6.3. Mapa que muestra las zonas continentales consideradas en el estudio del efecto regional. Los casquetes esféricos (círculos verdes) son de 30° de radio y están centrados en las localizaciones marcadas con estrellas amarillas. La distribución geográfica de la base de datos ArcheoInt (Genevey et al., 2008) para los últimos 3000 años es también mostrada (puntos negros y grises). También se representan las ocho regiones (cada una de peso 30° en latitud y longitud) elegidas para calcular el V(A)DM siguiendo Genevey et al. (2008): 1 Europa Occidental (latitudes entre 30N y 60N, longitudes entre 10W y 20E), 2 Europa Central y Cercano Oriente (latitudes entre 30N y 60N, longitudes entre 20E y 50E), 3 Asia Central (latitudes entre 12N y 42N, longitudes entre 55E y 85E), 4 Eurasia Oriental (China; latitudes entre 20N y 50N, longitudes entre 95E y 125E), 5 Lejano Oriente (Japón; latitudes entre 20N y 50N, longitudes entre 127E y 157E), 6 Pacífico (Hawái; latitudes entre 5N y 35N, longitudes entre 190E y 220E), 7 parte sudoeste de América del Norte (latitudes entre 17N y 47N, longitudes entre 235E y 265E), 8 parte noroccidental de Sudamérica (Perú; latitudes < 0, longitudes entre 270E y 300E). De Campuzano et al. (2015).

En cada una de las regiones seleccionadas, se generaron los datos sintéticos considerando una distribución homogénea con una densidad de 173 puntos en cada casquete esférico. La cuantificación del (A)RE (efecto regional axial, ARE, o efecto regional, RE) fue calculada a partir de la diferencia relativa entre el V(A)DM para cada continente y los valores teóricos del (A)DM como

$$(A)RE = \frac{V(A)DM_{\text{continente}} - (A)DM}{(A)DM} \times 100\%. \quad [6.2]$$

Para investigar el origen de las diferencias entre el V(A)DM continental y el (A)DM proporcionado por el modelo IGRF-11 (o también llamado aquí como teórico), hemos realizado un estudio más detallado de las diferentes contribuciones multipolares que afectan a cada una de las regiones seleccionadas. Además del V(A)DM calculado considerando el campo total ($N = 13$), lo hemos calculado también considerando el campo total sin la contribución cuadrupolar, el campo total sin la contribución cuadrupolar y octupolar, y el campo calculado usando únicamente la contribución dipolar ($N = 1$). El (A)RE calculado para todas las contribuciones mencionadas se puede encontrar en la Tabla 6.1 y a lo largo del texto, y se representa en la Figura 6.4 junto con el (A)DM teórico.

Tabla 6.1. Errores cuadráticos medios (rms) de las estimaciones de $V(A)DM_{\text{continente}}$ para el periodo de 1900 a 2010. Los efectos regional y regional axial, (A)RE, son calculados a partir de [6.2]. Adaptada de Campuzano et al. (2015).

Regiones	Efecto regional axial, ARE-rms (%)	Efecto regional, RE-rms (%)
Norte de América	16.2	5.0
Europa and Norte de África	4.2	3.7
Asia	14.5	14.4
Sudamérica	20.1	15.7
África	3.2	4.3
Oceanía	35.3	19.0

En Norte América (Figura 6.4a), se observan valores más altos del promedio regional del $V(A)DM$ que el $(A)DM$ teórico, pero presentan una tendencia temporal similar. La diferencia entre el $V(A)DM$ calculado con $N = 1$ y $N = 13$ da cuenta de la importancia de los términos no dipolares más altos ($N > 3$) en esta región. La pequeña diferencia entre el VDM y el DM es debido al campo octupolar, el cual contribuye alrededor de un 3% al VDM final.

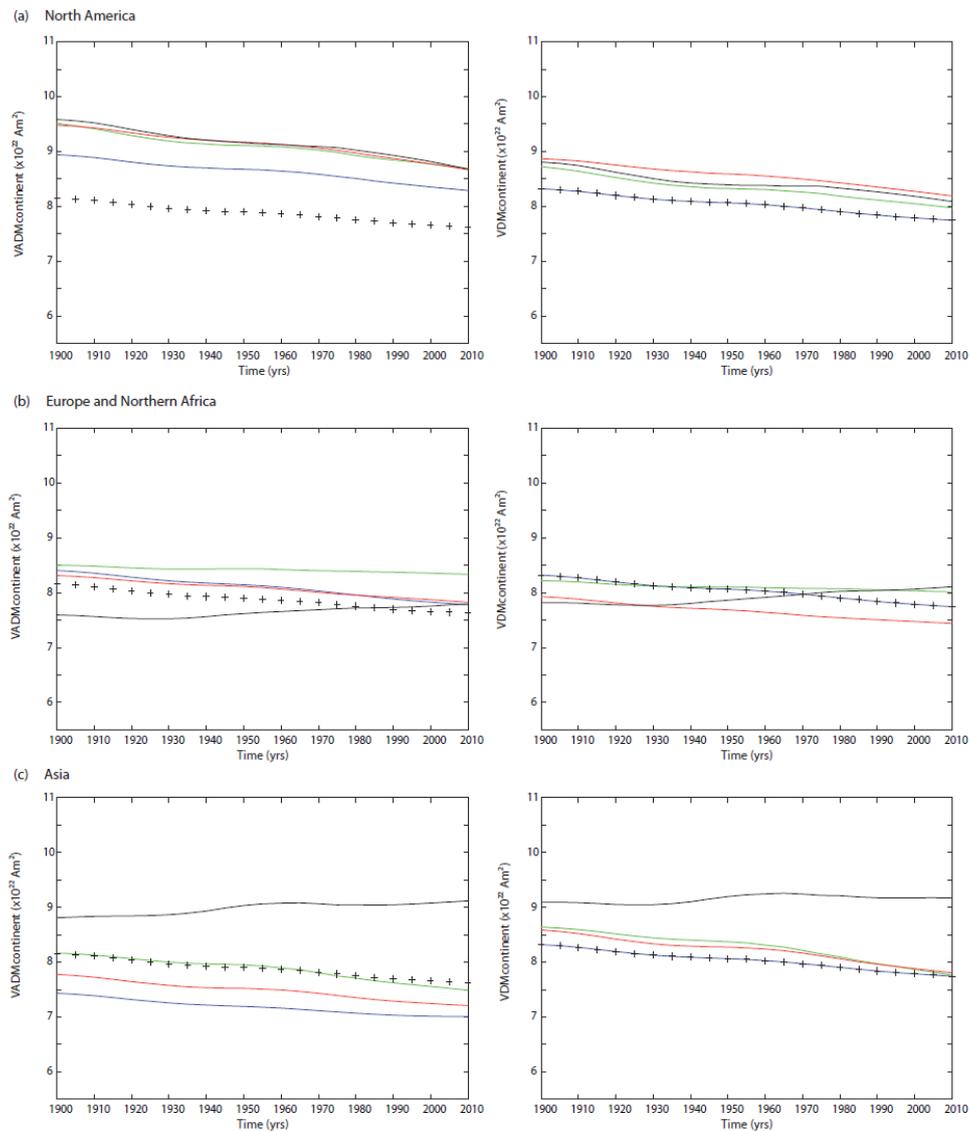
En Europa y Norte de África (Figura 6.4b), la principal diferencia entre el DM teórico y el promediado regional es la evolución temporal de este último. En contraste con la tendencia decreciente del $(A)DM$ teórico, el $V(A)DM$ promediado presenta una tendencia a incrementarse con un mínimo alrededor del año 1930. Como puede observarse en la Figura 6.4b, estos valores anómalos están relacionados con el efecto local del cuadrupolo (con contribuciones alrededor del -9.8% para el VADM y -2.3% para el VDM) y los términos octupolares (4.4% para el VADM y 5.5% para el VDM), ya que la tendencia a valores más altos del momento dipolar desaparece cuando eliminamos estas contribuciones.

En Asia (Figura 6.4c), el promedio del $V(A)DM$ presenta valores más altos que el $(A)DM$ teórico. Los promedios regionales sugieren una tendencia temporal casi constante o con un ligero incremento del VDM, con un pequeño máximo relativo alrededor del año 1960. El cuadrupolo es la principal fuente de estas diferencias entre los valores regionales y teóricos, con un porcentaje de contribución del 14.2% para el VADM y 11.1% para el VDM.

El continente con más bajos valores de $V(A)DM$ con respecto al $(A)DM$ es Sudamérica (Figura 6.4d). Aquí, las desviaciones entre los promedios regionales y el $(A)DM$ son más grandes del 19% para el VADM y del 15% para el VDM. Esta zona está bajo la influencia de la Anomalía del Atlántico Sur (SAA) con valores de intensidad más bajos de los esperados para esa región (ver Capítulo 2). Las diferencias entre el $V(A)DM$ y el $(A)DM$ son principalmente debidas al término cuadrupolar (-16.2% para el VADM, -14.8% para el VDM). La contribución del término octupolar afecta alrededor del 5.5% al VADM y 3.5% al VDM. En este caso, los términos cuadrupolares y octupolares actúan en sentido opuesto. El primero disminuye los valores del $V(A)DM$ mientras que el segundo los aumenta, siendo el más poderoso el término cuadrupolar. Esta característica también se puede observar en la región europea.

En África (Figura 6.4e), el término no dipolar más importante es el cuadrupolo, con una contribución del -8.0% y -9.5% para el VADM y el VDM, respectivamente. Sin embargo, el $V(A)DM$ y $(A)DM$ son similares, por tanto la contribución no dipolar en el RE no es tan fuerte en esta región.

Finalmente, Oceanía (Figura 6.4f) es la región donde el campo geomagnético está más afectado por los términos no dipolares. Aquí, el V(A)DM alcanza los valores más altos (hasta $10.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ para el VADM y $9.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ para el VDM), asociado con el cuadrupolo (18.2% para el VADM, 11.8% para el VDM) y con los términos octupolares (7.3% para el VADM, 8.2% para el VDM). Las diferencias entre el V(A)DM y (A)DM son alrededor del 35% para el VADM (ARE) y 19% para el VDM (RE).



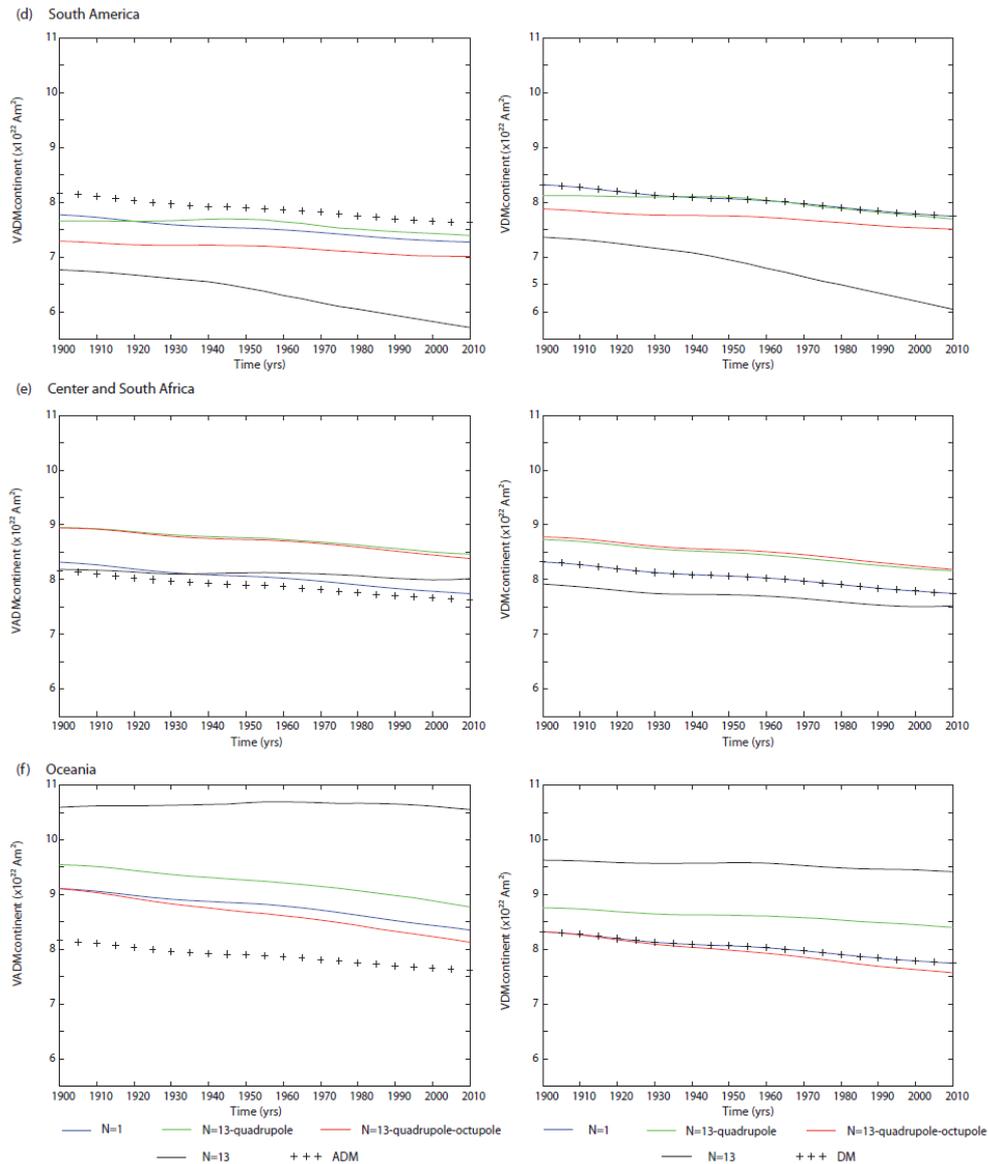


Figura 6.4. Promedio regional de VADM (columna izquierda) y VDM (columna derecha) para cada continente, sintetizadas a partir del modelo IGRF-11 para $N = 13$ (línea sólida negra), $N = 13$ menos el término cuadrupolar (línea sólida verde), $N = 13$ menos el término cuadrupolar y octupolar (línea sólida roja), y $N = 1$ (línea sólida azul) en a) Norte de América, b) Europa y Norte de África, c) Asia, d) Sudamérica, e) África del Sur y Central, f) Oceanía. El (A)DM (cruces negras) también son representados para comparar. De Campuzano et al. (2015).

Los valores contenidos en la Tabla 6.1 muestran que, en general, el ARE es más grande que el RE, y que estos errores pueden ser localmente muy altos. Los elevados errores junto con las diferencias observadas entre los promedios de VADM y VDM sugieren que el uso de curvas con mezclas de VDM/VADM, comúnmente combinadas en paleomagnetismo debido a la falta de valores de inclinación (e.g. Genevey et al., 2008), introduce una fuente de error adicional a la estimación de las curvas de evolución del momento dipolar. Por tanto, a raíz de estos resultados, no se recomienda su uso.

Por otro lado, la base de datos paleomagnéticos para los últimos 3000 años está claramente sesgada (Figuras 1.2 y 1.3): para los últimos 3000 años los datos arqueomagnéticos están concentrados en Eurasia, con apenas datos disponibles en África y Sudamérica. Esto significa que si las estimaciones del V(A)DM no son promediadas adecuadamente, podrían estar claramente influidas por el efecto regional. Sin embargo, debemos

señalar que el (A)RE depende de la estructura del campo geomagnético y, por tanto, variará con el tiempo. Los valores aportados en este trabajo no pueden ser directamente extrapolados al pasado, sino que proporcionan una idea aproximada sobre el orden de magnitud del efecto regional.

6.2.2. Promedio regional del V(A)DM a escala continental usando una base de datos sintéticos cuya distribución espacio-temporal se asemeja a una distribución de datos paleomagnéticos

En la sección anterior se ha usado una base de datos en la que los datos estaban distribuidos en continentes pero de forma homogénea por regiones y en el tiempo. En este apartado se usará una base de datos que se aproxima más a las distribuciones de datos paleomagnéticos reales, ya que los datos serán sintetizados en las localizaciones (puntos negros en la Figura 6.3) y tiempos reales de la base de datos de paleointensidad ArcheoInt (Genevey et al., 2008). Debido a que la base de datos contiene datos paleomagnéticos durante los últimos 3000 años, mientras que el modelo IGRF-11 sólo abarca desde el 1900 al 2010, tenemos que adaptar el intervalo temporal. Para ello elegimos una aproximación lineal, es decir, simulamos una base sintética con información del campo dada por el IGRF-11 en las localizaciones de la base de datos ArcheoInt (los sitios representados en la Figura 6.3), y atribuimos a cada dato una edad ficticia (adaptada linealmente) entre el intervalo de tiempo 1900-2010, siendo la edad asignada: $t_2 = m \times 1000 + t_1 + 1900$, donde $m = 110/2900$, t_2 es el tiempo adaptado en la nueva base sintética, y t_1 es el tiempo dado por la base de datos ArcheoInt.

El objetivo es, por tanto, doble. Por una parte se analiza mediante un test de datos sintéticos el efecto directo del promediado del V(A)DM considerando una distribución de datos realista; y por otra se comparan nuestros resultados con aquellos obtenidos por Genevey et al. (2008) donde usaron los datos paleomagnéticos reales de los últimos 3000 años, y un esquema de pesado regional.

En nuestro procedimiento hay dos puntos importantes que deben ser remarcados: (1) se usan todas las localizaciones de la base de datos ArcheoInt, es decir, no introducimos criterios de selección de datos como hizo Genevey et al. (2008) para considerar únicamente datos de intensidad de alta calidad, ya que usamos datos sintéticos. (2) Hemos sintetizado tanto inclinación como intensidad en todas las localizaciones. Sin embargo, algunos de los datos de intensidad de la base de datos ArcheoInt no proporcionan información de la inclinación (58% de los datos de intensidad) y, por tanto, el VDM no podría ser calculado siempre. Esta es la razón por la que algunos autores usan curvas VADM/VDM mezcladas, que ya mencionamos que podían introducir una fuente de error adicional. Consecuentemente, nosotros aquí estamos considerando el mejor escenario posible (i.e. se esperan errores más bajos) para el promediado regional propuesto por Genevey et al. (2008).

El esquema de pesado regional descrito en Genevey et al. (2008) consiste en calcular los promedios espaciales del VADM y VADM/VDM en las ocho regiones seleccionadas en la Figura 6.3 con rectángulos negros (VADM y VADM/VDM regionales), usando para ello la técnica clásica de las ventanas temporales móviles solapadas, y, una vez calculados, calcular el promedio global del VADM y del VADM/VDM (asumiendo el mismo peso para todas las regiones, i.e., un esquema de pesado de primer orden).

Para estimar la evolución temporal del $V(A)DM_{\text{regional}}$ hemos transformado las ventanas originales de 500 años desplazadas cada 250 años y de 200 años desplazadas cada 100 años (Genevey et al., 2008) por ventanas cada 20 años desplazadas cada 10 años y ventanas de 10 años desplazadas cada 5 años, respectivamente. Así, hemos calculado finalmente los $V(A)DM_{\text{regional}}$ para cada región y ventana temporal, y una estimación del promedio global pesado denotado por $V(A)DM_w$. Los diferentes $V(A)DM_{\text{regional}}$ son representados en la Figura A1 del Apéndice A y el $V(A)DM_w$ global es representado en la Figura 6.5. Para comparar, hemos añadido también el promedio del V(A)DM global calculado directamente de los datos, sin el esquema de pesado regional. Las curvas (A)DM teóricas proporcionadas por el IGRF-11 son representadas también.

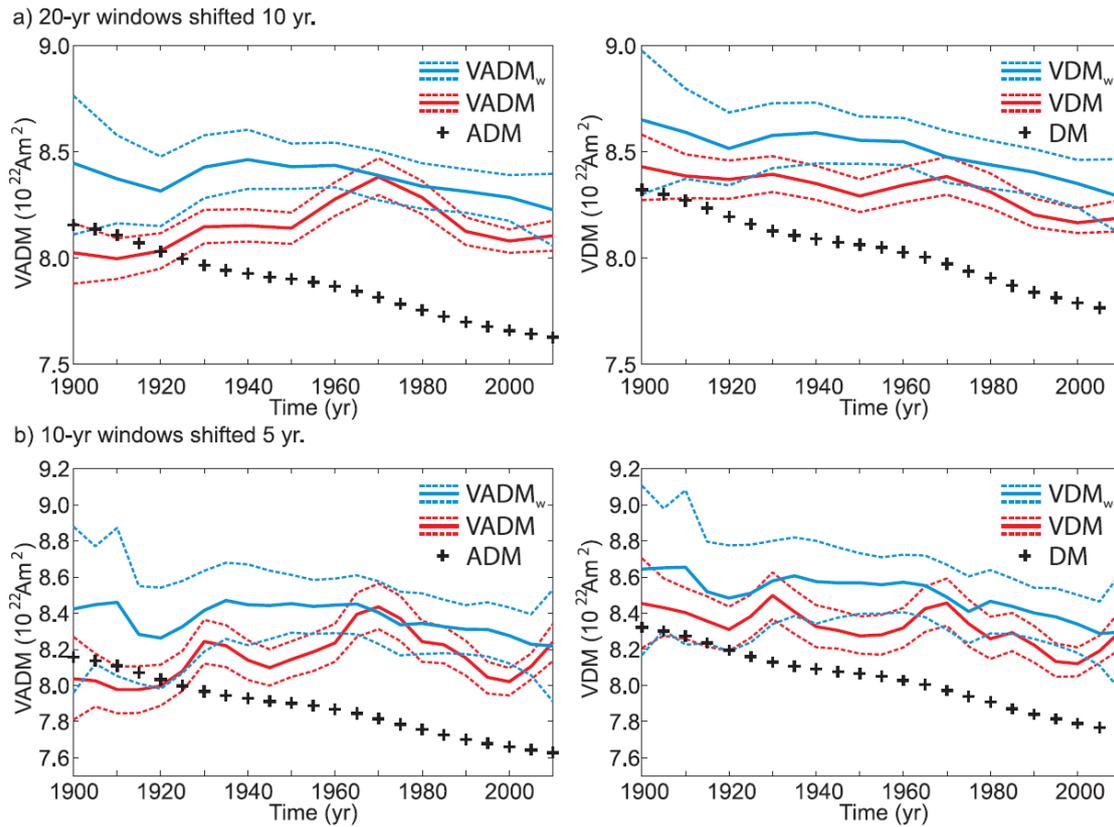


Figura 6.5. Efecto del sesgo geográfico en la distribución de datos sintéticos sobre las estimaciones de (izquierda) VADM y (derecha) VDM globales. Los cálculos han sido desarrollados usando los datos seleccionados (ver Figura 6.2) suavizados en ventanas temporales móviles de a) 20 años desplazadas cada 10, y b) 10 años desplazadas cada 5 años. El $V(A)DM_w$ se representa con línea sólida azul, calculado a partir del esquema de pesado dado por Genevey et al. (2008), la línea sólida roja representa el $V(A)DM$ calculado a partir de todos los datos sin el esquema de pesado regional, las líneas rayadas indican las bandas de error a $1-\sigma$ de nivel de confianza, calculadas a partir de 500 perturbaciones en los datos de entrada (ver texto para más detalles). Las cruces negras representan el $(A)DM$ calculado a partir de los tres primeros coeficientes de Gauss del modelo IGRF-11. Adaptada de Campuzano et al. (2015).

Con el objetivo de proporcionar un resultado más realista, hemos perturbado nuestra base sintética usando un conjunto de 500 perturbaciones aleatorias obtenidas de distribuciones Gaussianas con valor medio igual a cero y desviación estándar igual al residuo medio del dato arqueomagnético para los últimos 3000 años (4.2° en inclinación y $8.6 \mu T$ en intensidad, Donadini et al., 2009). Hemos repetido el cálculo anterior con las nuevas bases de datos perturbadas. Los resultados proporcionan las bandas de error al $\sim 65\%$ de nivel de confianza (es decir, $1-\sigma$ de error) (líneas rayadas en Figura 6.5) para el $V(A)DM_w$ y para el $V(A)DM$ global (sin el esquema de pesado regional).

Nuestros resultados indican que la variabilidad observada en los promedios globales del $V(A)DM$ está relacionada con la distribución espacial y temporal de los datos paleomagnéticos. Cuando las ventanas temporales escogidas abarcan un tiempo corto, la distribución de los datos difiere más dentro de ellas, lo que conduce a diferencias mayores entre una ventana y la siguiente y a un aumento en la variabilidad que es, en realidad, un artefacto del efecto regional, que depende de la distribución de datos.

De la Figura 6.5 podemos observar cómo el VADM aumenta durante todo el intervalo temporal, con un valor máximo alrededor del año 1970. Una tendencia de aumento similar fue también observada en el VADM para el continente europeo en nuestro estudio previo (ver Figura 6.4b). Esto significa que cuando VADM se

obtiene del promedio global, la zona europea se sobreestima porque es la región con más datos disponibles (hasta el 55%, regiones 1 y 2 de la Figura 6.3). Sin embargo, cuando se aplica el esquema de pesado regional, la influencia de los datos europeos se debilita y la evolución del $VADM_w$ es más parecida a la tendencia del ADM. No obstante, todavía se obtienen valores más altos del $VADM_w$ que del ADM, lo que significa que el efecto regional no ha sido completamente eliminado tras aplicar el esquema de pesado regional. Las desviaciones entre el $V(A)DM_w$ y el $V(A)DM$ globales con el (A)DM son resumidas en la Tabla 6.2. Se observan errores relativos más bajos entre el $V(A)DM$ y el (A)DM que entre el $V(A)DM_w$ y el (A)DM. Sin embargo, este resultado no significa que el uso del esquema regional de pesado sea inapropiado ya que, como discutimos anteriormente, los resultados son más consistentes con la tendencia teórica cuando se considera un esquema de pesado regional. Las menores diferencias encontradas entre el VDM_w y el VDM y los errores más bajos en relación con el DM (ver Tabla 6.2), están relacionadas con el hecho de usar no solo la intensidad, sino también la inclinación. Con esta información adicional los cambios en la inclinación del dipolo son también considerados y, por tanto, se espera una descripción más realista del momento dipolar. Como se indicó anteriormente, es importante notar que la base de datos original ArcheoInt contiene información de inclinación en alrededor del 42% de los sitios. Consecuentemente, como aquí sintetizamos las inclinaciones en todas las localizaciones disponibles, los errores obtenidos son los más bajos que se podrían llegar a alcanzar.

Tabla 6.2. Errores cuadráticos medios (rms) de los $V(A)DM$ promediados y pesados regionalmente para el periodo de 1900-2010 y el $V(A)DM$ promediado globalmente sin esquema de pesado regional, junto con sus bandas de error (nivel de confianza al $\sim 65\%$). Las comparaciones son desarrolladas en función del (A)DM para el mismo periodo temporal. Adaptada de Campuzano et al. (2015).

rms (%)	Ventanas móviles	
	20 años desplazada cada 10	10 años desplazada cada 5
$VADM_w$	6.6 ± 1.6	6.6 ± 2.4
$VADM$	4.6 ± 0.7	4.8 ± 1.0
VDM_w	6.0 ± 1.7	6.0 ± 2.5
VDM	3.9 ± 0.9	4.0 ± 1.3

Finalmente, analizamos las incertidumbres de nuestros resultados, representadas por las bandas de error de la Figura 6.5. Como podemos observar, son más estrechas en los promedios del $V(A)DM$ que en los del $V(A)DM_w$. Este hecho es debido a que el $V(A)DM$ se obtiene a partir de todos los datos, y es este alto número de datos el que produce una desviación estándar más baja. Sin embargo, para calcular el $V(A)DM_w$ se promedia sólo sobre 8 regiones (ver Figura 6.3), lo que incrementa la desviación estándar.

6.3. Efecto regional indirecto

En esta última sección analizamos cómo afecta la distribución de datos paleomagnéticos en los últimos tres milenios a la estimación del momento dipolar (A)DM que proporcionan los modelos globales de campo geomagnético (e.g. Korte et al., 2009, 2011; Korte & Constable, 2011; Licht et al., 2013; Pavón-Carrasco et al., 2014a, Nilsson et al., 2014).

Para ello, hemos desarrollado un modelo global geomagnético usando la misma base de datos sintética de la sección anterior (Sección 6.2) e incluyendo un nuevo conjunto de datos sintéticos para la declinación, ya que este elemento geomagnético es necesario para generar el modelo. El modelo global, llamado IGRF-11_s (*S* de Sintético) se obtuvo a partir del método clásico explicado en detalle en el Capítulo 3 de la presente tesis, siguiendo el trabajo desarrollado por Korte & Constable (2005a). Debido a la inhomogeneidad de la base de datos paleomagnética, se hace necesaria la implementación de una regularización tanto en espacio como en tiempo en el

límite manto – núcleo externo, también explicada en detalle en el Capítulo 3. Se realiza la elección de la mejor regularización posible para obtener un modelo con mínima complejidad y un ajuste razonable de los datos. Después de llevar a cabo diversas pruebas con diferentes valores de los parámetros de amortiguamiento (e.g. Licht et al., 2013; Pavón-Carrasco et al., 2014a), elegimos α y τ como $5 \times 10^{-9} \mu\text{T}^{-2}$ y $10^{-3} \mu\text{T}^{-2}\text{año}^4$, respectivamente. De nuevo, con el objetivo de proporcionar un resultado más realista, hemos realizado 500 perturbaciones de los datos de entrada como en la sección previa. En este caso, el nuevo elemento (la declinación) fue perturbado usando una distribución Gaussiana con media nula y desviación estándar igual a 6.1° (siguiendo a Donadini et al., 2009). Un total de 500 modelos fueron obtenidos, proporcionando así las desviaciones típicas para cada coeficiente de Gauss.

El modelo IGRF-11_s ha sido comparado con el IGRF-11 original. En la Figura 6.6 se muestran los mapas de D , I , F en el año 1955 (año central del intervalo de tiempo considerado: 1900-2010) calculados a partir de ambos modelos, así como la diferencia entre ellos, junto con las localizaciones de los datos entre 1950 y 1960 (los tres puntos fijos que abarca el *spline* para el año 1955). Estos datos representan menos del 10% de la base de datos total. Se puede observar que el IGRF-11_s reproduce muy bien las principales características del campo geomagnético (ver también los mapas dados en la Figura A2 del Apéndice A). Es destacable la buena representación de la Anomalía del Atlántico Sur a pesar de la falta de datos en el Hemisferio Sur, y en esta región en particular.

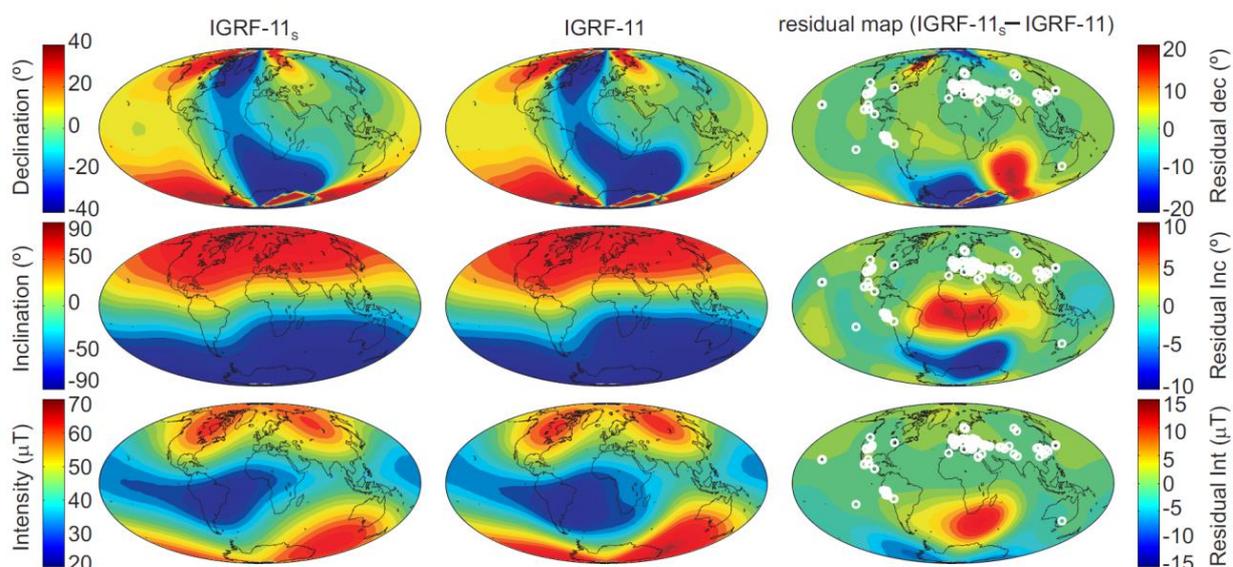


Figura 6.6. Mapas de declinación D , inclinación I e intensidad F en el año 1955 para (columna izquierda) el modelo global generado a partir de datos sintéticos de la base de datos ArcheoInt, IGRF-11_s, (columna central) modelo IGRF-11. En el Apéndice A se pueden encontrar mapas para diferentes años (Figura A2). (Columna derecha) Residuos entre ambos modelos. De Campuzano et al. (2015).

Las principales diferencias entre ambos modelos se localizan, como era de esperar, en las regiones con ausencia de datos: África y la Antártida. Las diferencias más altas en declinación se encuentran en la Antártida y al Sur del Océano Índico. Las discrepancias en inclinación son bajas, con la excepción del pequeño dipolo en la parte central de Sudáfrica que produce diferencias en inclinaciones hasta 8° y -10° . El principal desacuerdo en intensidad se observa en Sudáfrica y el Sur del Océano Atlántico, con intensidades más altas que en el modelo IGRF-11 original (alrededor de $12 \mu\text{T}$). Estos artefactos son debidos a la ausencia de información para reproducir adecuadamente la SAA. Es decir, las principales diferencias entre el modelo IGRF-11_s y el IGRF-11 se encuentran en la región afectada por la SAA, de la cual no se disponía de suficiente información paleomagnética en el momento de la realización de este trabajo (ver Capítulo 7).

Finalmente, y usando el nuevo conjunto de coeficientes de Gauss del modelo IGRF-11_s, se puede calcular el (A)DM, que denotaremos como (A)DM_s. El error de los coeficientes de Gauss es usado para obtener la banda de error al ~65% de nivel de confianza del (A)DM_s. La Figura 6.7 muestra las curvas de (A)DM_s junto con las (A)DM dadas por el modelo IGRF-11 original. La Tabla 6.3 resume los errores relativos entre ellos. Se puede observar una tendencia temporal similar entre todos los (A)DM, con valores más bajos al comienzo del intervalo temporal, y más altos al final, probablemente debido a la distribución heterogénea de la base de datos. A pesar de este hecho, se puede observar que cuando consideramos la banda de error, las curvas de (A)DM teóricas se encuentran dentro del intervalo, lo que indica la consistencia del (A)DM_s.

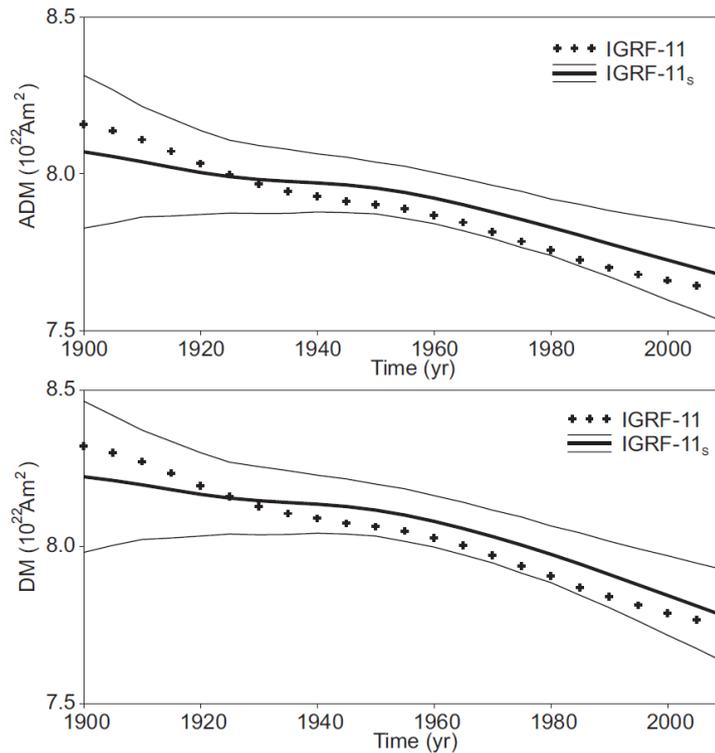


Figura 6.7. a) ADM_s y b) DM_s calculados a partir de los coeficientes de Gauss del modelo IGRF-11_s, junto con sus bandas de error al ~65% de nivel de confianza. El (A)DM teórico (calculado a partir del modelo IGRF-11 original) es también representado para su comparación. De Campuzano et al. (2015).

Tabla 6.3. Errores cuadráticos medios (rms) de la desviación entre ADM y DM del campo geomagnético calculado con los coeficientes de Gauss de IGRF-11_s y IGRF-11 de 1900 a 2010, cada 5 años, junto con la banda de error (nivel de confianza al ~65%). Adaptada de Campuzano et al. (2015).

	rms (%)
ADM _s	0.7 ± 0.2
DM _s	0.8 ± 0.1

6.4. ¿Cuál es la mejor estrategia para investigar la evolución del momento dipolar?

A partir de los estudios realizados podemos concluir que el momento dipolar (y su variación temporal) obtenido a partir del modelado del campo geomagnético refleja más fielmente el momento dipolar teórico que el estimado a partir del esquema de pesado regional. Esta última aproximación, que ha sido la más ampliamente

utilizada en la literatura, produce variaciones artificiales del momento dipolar para ventanas temporales estrechas debido a la mala distribución espaciotemporal de la base de datos paleomagnéticos

Hay que tener en cuenta, además, que este análisis ha sido desarrollado usando datos sintéticos, es decir, hemos considerado el mejor escenario posible, aunque también hay que destacar que se han perturbado dichos datos haciéndolos más realistas. Y más importante aún, en este último caso, la cantidad de información paleomagnética disponible se ha incrementado incluyendo las declinaciones, no consideradas en la sección previa. A partir de este análisis se podría concluir que cuando la información direccional esté disponible, el mejor método para calcular el momento dipolar es a partir del modelado global.

Capítulo 7

Modelo global del CMT basado en datos evaluados con criterios de calidad

Los principales resultados de este trabajo se encuentran en:

Campuzano, S.A., Pavón-Carrasco, F.J., Gómez-Paccard, M., Osete, M.L. (*in prep*) Global geomagnetic field reconstruction for the last 3k years based on high quality archaeomagnetic and volcanic data.

En las últimas décadas el número de datos paleomagnéticos y arqueomagnéticos ha aumentado notablemente. Especialmente, se ha realizado un esfuerzo importante para aumentar la base de datos de paleointensidad, intentando cubrir regiones en las que había importantes lagunas de información así como realizar estudios detallados para analizar las fluctuaciones locales de la intensidad (Genevey et al., 2008, 2016; Donadini et al., 2009; Mitra et al., 2013; Hervé et al., 2013b; Osete et al., 2015, 2016; Tarduno et al., 2015; De Groot et al., 2015; Gómez-Paccard et al., 2012a; 2016; entre otros), aspecto de especial relevancia para controlar los modelos de la geodinamo (Livermore et al., 2014). Sin embargo, como ya vimos en el Capítulo 2, los protocolos de medida de la intensidad en los laboratorios no están, a día de hoy, suficientemente consensuados y las bases de datos contienen datos que podrían no ser fiables, hecho que queda reflejado en la alta dispersión de los mismos a escala regional para edades coetáneas (ver Figura 1.4). Esto ha hecho plantearse a diversos autores (e.g. Chauvin et al., 2000; Bowles et al., 2002; Tauxe, 2005; De Marco et al., 2008; Genevey et al., 2009; Gómez-Paccard et al., 2008; Hervé et al., 2013b; Tema et al., 2012; Pavón-Carrasco et al., 2014b) la necesidad de implementar criterios de calidad en la base de datos actual de paleointensidad para poder obtener una descripción de alta resolución de los cambios de intensidad del campo geomagnético pasado a escala regional. Incluso algunos autores proponen incluso eliminar algunos de los datos menos realistas (Gómez-Paccard et al., 2008, 2012a; Genevey et al., 2009, 2013; Hervé et al., 2013b).

En cuanto a los datos direccionales de los últimos 3000 años, también se ha visto incrementado su número en las últimas décadas (e.g. Neukirch et al., 2012; Tarduno et al., 2015; Donadini et al., 2015; Kondopoulou et al., 2015). Son de especial relevancia los trabajos desarrollados en África, tanto en intensidad como en dirección (Mitra et al., 2013; Tarduno et al., 2015; Donadini et al., 2015; Osete et al., 2015), por tratarse del continente con el menor número de datos disponibles (Figura 1.2). En oposición a los datos de intensidad, el protocolo de medida direccional está bien establecido en la comunidad paleomagnética y, por tanto, estos datos presentan menos problemas de fiabilidad, como fue detallado en el Capítulo 2.

Gracias a la mejora de las bases de datos paleomagnéticos se han ido desarrollando diferentes modelos globales del campo geomagnético durante los últimos 5 años (e.g. Korte & Constable, 2011; Korte et al., 2011; Pavón-Carrasco et al., 2014a; Licht et al., 2013; Nilsson et al., 2014). Cada uno de estos modelos define la evolución espacial y temporal del campo geomagnético en el pasado con algunas diferencias debidas, fundamentalmente, al tipo de dato usado para reconstruir el campo (sólo datos arqueomagnéticos y volcánicos o datos arqueomagnéticos, volcánicos y registros sedimentarios) y al continuo aumento de los datos disponibles. Hasta ahora, y debido fundamentalmente al bajo número de datos de intensidad aún disponibles, los modelos de campo geomagnético se han construido empleando todos los datos, sin ningún tipo de selección que tuviera en cuenta el protocolo de laboratorio seguido para su determinación. Lo que sí se realiza frecuentemente, antes del

proceso de modelado, es aplicar diferentes filtros basados en parámetros estadísticos tales como el semi-ángulo de confianza α_{95} para los datos direccionales y la desviación estándar σ_F para los datos de intensidad, así como la incertidumbre de la edad, σ_e , con el objetivo de detectar y eliminar posibles *outliers* (ver Donadini et al., 2009). Sin embargo, estos filtros no dependen de los protocolos de laboratorio o del número de especímenes usados para calcular el dato final, por lo que las predicciones de los modelos geomagnéticos que existen en la actualidad podrían verse afectados por datos poco fiables. De hecho, Pavón-Carrasco et al., (2014b) demostró que en la región Europea la calidad del dato de intensidad condiciona completamente la visión de la evolución del campo geomagnético regional. Y también hemos visto en los Capítulos 4 y 5 cómo en la Península Ibérica o en el SW europeo existen datos de paleointensidad contradictorios. Y que las bases de datos se vuelven más coherentes cuando se comparan datos obtenidos por protocolos de laboratorio similares.

Ante esta situación que consideramos está limitando las reconstrucciones del campo geomagnético en el pasado reciente, proponemos primero analizar globalmente la base de datos arqueomagnéticos y volcánicos para los últimos 3000 años estableciendo un criterio de selección basado en la metodología usada durante el tratamiento en el laboratorio de las muestras y en el número de especímenes utilizados; y segundo reconstruir con dicha base de datos (que es la más actualizada hasta 2016) el campo geomagnético en los últimos 3000 años aplicando un esquema de pesado de los datos más y menos fiables. En este segundo paso, se desarrollará una serie de *test* sintéticos para analizar cuál es la mejor estrategia para pesar los datos en el modelado a escala global. Estas nuevas reconstrucciones podrían ser sustancialmente diferentes a las anteriormente publicadas en determinados intervalos temporales, donde la base de datos presente mayores inconsistencias.

7.1. Bases de datos y criterios de calidad

Los datos paleomagnéticos que utilizaremos provienen de dos bases de datos globales ampliamente conocidas y que ya fueron descritas en el Capítulo 2: GEOMAGIA50v3 (Brown et al., 2015a; <http://geomagia.gfz-potsdam.de/index.php>), para los datos direccionales y ArcheoInt (Genevey et al., 2008; <https://earthref.org/ERDA/887/>) para los datos de intensidad.

Debido a que la base de datos ArcheoInt contiene datos publicados hasta 2008, se ha actualizado con los datos de intensidad de los últimos 3000 años procedentes de GEOMAGIA50v3 publicados a partir de 2009. También ha sido necesaria la actualización de ambas bases de datos con los estudios publicados más recientes (e.g. Tarduno et al., 2015; Donadini et al., 2015; Osete et al., 2015; Kondopoulou et al., 2015; Goguitchaichvili et al., 2015; Gallet et al., 2015a, b; Cai et al., 2015; Poletti et al., 2016; Genevey et al., 2016; Gómez-Paccard et al., 2016; Osete et al., 2016), que son especialmente importantes ya que contienen datos de África (Tarduno et al., 2015; Donadini et al., 2015; Osete et al., 2015), zona de especial interés en el estudio del campo geomagnético por su vinculación con la evolución de la SAA (Tarduno et al., 2015; Osete et al., 2015).

Una vez compilada toda la información direccional y de intensidad de los últimos 3000 años se procede a analizar en detalle sus características, que permitan clasificarlos en datos de alta calidad que denotamos por la letra *Q*, del inglés *Quality*. Dicha clasificación se establece, como ya se ha mencionado, teniendo en cuenta el protocolo seguido durante el proceso de medida en el laboratorio y el número de especímenes usado para calcular el valor medio como sigue (Tabla 7.1):

- a) En relación al número de especímenes se ha establecido un número mínimo de 4, para considerar que el dato sea de calidad. Dicho umbral se establece de acuerdo con numerosos trabajos que evalúan cómo el número de especímenes es crucial para determinar si el dato es o no suficientemente fiable (Tarling & Dobson, 1995; Núñez, 2005; Chauvin et al., 2000; De Marco et al., 2008; Genevey et al., 2008, 2009; Gómez-Paccard et al., 2008; Hervé et al., 2013a, b; Tema et al., 2012; Pavón-Carrasco et al., 2014b).

Cuando no hay información disponible de este parámetro en la base de datos no se considera dato de calidad.

- b) En cuanto al protocolo de medida paleomagnética en el laboratorio, nos centramos exclusivamente en los datos de intensidad, ya que como se indicó anteriormente, los datos direccionales son medidos siguiendo un protocolo ampliamente aceptado por la comunidad paleomagnética. Recordemos que Genevey et al. (2008) ya apuntó que para considerar que un dato de arqueointensidad fuera considerado suficientemente fiable era necesario que el método de estimación de la arqueointensidad fuese Thellier-Thellier (o alguna de sus variaciones) y que debían haberse llevado a cabo pTRM-*checks* para controlar la alteración de las muestras durante el tratamiento térmico, así como corregir adecuadamente la paleointensidad por el efecto de la anisotropía de la termorremanencia (especialmente en cerámicas) y por el ritmo de enfriamiento. Como ya se ha mencionado en el Capítulo 2 sólo el 20% de los datos de la base de datos de arqueointensidad cumple este último requisito. Y, además, frecuentemente la corrección por el ritmo de enfriamiento es inferior al 10%. Es por ello que nosotros no consideramos este último criterio imprescindible para considerar o no un dato de calidad, aunque sí es deseable que este efecto sea estudiado y corregido adecuadamente pues, como hemos visto en el Capítulo 4 de esta tesis, se pueden llegar a encontrar CR de hasta el 25% dependiendo de la muestra.

En este trabajo, consideramos categoría \mathcal{Q} los datos que cumplen las siguientes condiciones (resumidas en la Tabla 7.1), según el tipo de dato de intensidad:

1) Para datos arqueomagnéticos: las intensidades medias deben ser derivadas de al menos 4 especímenes; deben haberse obtenido con el método Thellier-Thellier original o alguno de sus derivados, con pTRM-*checks* que controlen la alteración de las muestras durante los sucesivos pasos de calentamiento; con corrección por la ATRM exceptuando aquellos materiales tradicionalmente considerados poco anisótropos tales como hornos, hogares, suelos quemados y ladrillos. Se considera que los datos derivados de estos últimos materiales son suficientemente fiables ya que el efecto de la ATRM es generalmente menor al 5% (Kovacheva et al., 2009). Esta categoría incluye 459 arqueointensidades, el 17% del total (2712 datos de arqueointensidad) (ver Tabla 7.1).

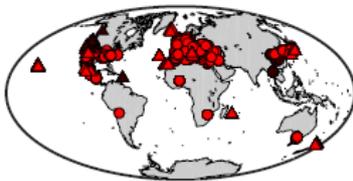
2) Para datos volcánicos: las intensidades medias deben ser derivadas de al menos 4 especímenes; deben obtenerse por el método Thellier-Thellier original o alguno de sus derivados, con pTRM-*checks*. Consideramos que los materiales volcánicos son poco anisótropos en general, por lo que la corrección por la ATRM no es requerida como criterio de calidad. Esta categoría supone 151 datos del total de la base de datos volcánicos, lo que representa el 42% del total de datos de intensidad volcánica (362 datos) (ver Tabla 7.1).

Atendiendo a los criterios anteriormente citados, se han construido 4 bases de datos de acuerdo al siguiente esquema: a) AV (*Archeo-Volcanic*), base de datos que contiene todos los datos arqueomagnéticos y volcánicos (Tabla 7.2 y Figura B1a del Apéndice B); QAV (*Quality Archeo-Volcanic*), donde se contemplan solo datos de calidad de la base anterior AV (Tabla 1Sa y Figura B1b del Apéndice B); A (*Archeo*), se corresponde a la base de datos arqueomagnéticos completa (Tabla 1Sb y Figura B1c del Apéndice B) y QA (*Quality Archeo*), en referencia a la base de datos arqueomagnéticos de calidad (Tabla 1Sc y Figura B1d del Apéndice B).

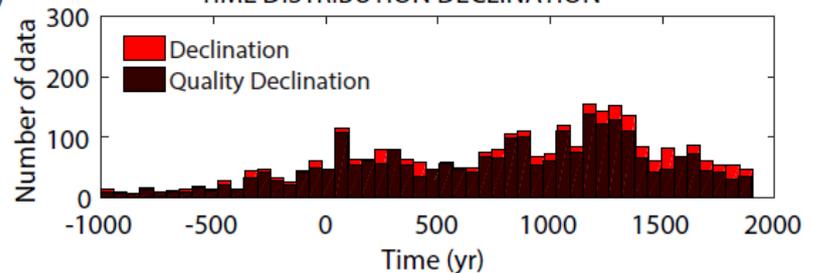
Tabla 7.1. Número de datos y criterios de calidad aplicados a la base de datos arqueomagnéticos y volcánicos de los últimos 3000 años, para los datos direccionales y para los datos de intensidad.

	Descripción	Nº Dec.	Nº Inc.	Nº Int. Arqueo.	Nº Int. Volc.
Inicial		3059	4404	2712	362
Criterios de calidad					
Direccional	Número de especímenes: $n \geq 4$	2602	2822	-	-
Arqueointensidad	$n \geq 4$ Th-Th y derivados ρ TRM- <i>checks</i> corrección por la ATRM	-	-	459	-
Intensidad volcánica	$n \geq 4$ Th-Th y derivados ρ TRM- <i>checks</i>	-	-	-	64

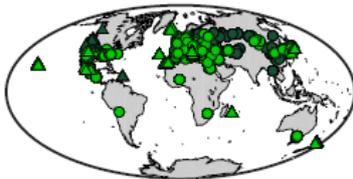
a) DECLINATION



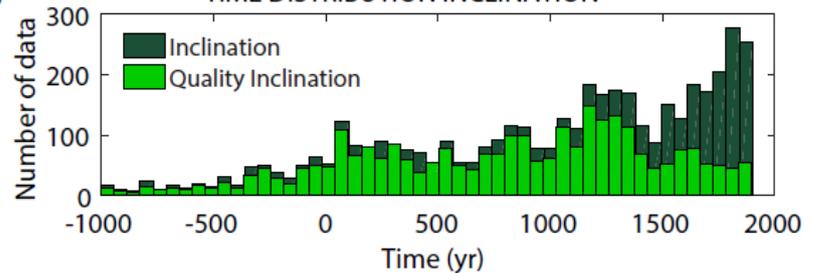
b) TIME DISTRIBUTION DECLINATION



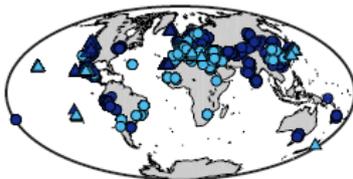
c) INCLINATION



d) TIME DISTRIBUTION INCLINATION



e) INTENSITY



f) TIME DISTRIBUTION INTENSITY

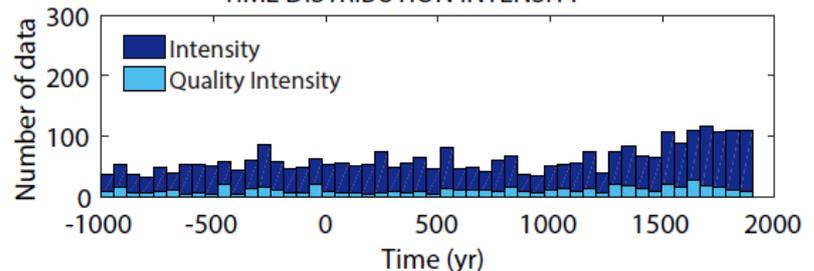


Figura 7.1. Distribución espacial (a, c, e) y temporal (b, d, f) de los datos arqueomagnéticos y volcánicos para los últimos 3000 años (1000 a.C. a 1900 d.C.). En (a, c, e) los círculos indican datos arqueomagnéticos y los triángulos datos volcánicos. En colores claros se representan los datos de calidad de la base de datos, en colores oscuros el resto de los datos.

De la Figura 7.1a, c y e se puede observar claramente que la mayor parte de los datos se concentran en el Hemisferio Norte (un 93% de la base de datos total). Es destacable la escasez de datos tanto en Sudamérica (sólo hay un dato arqueomagnético direccional en Bolivia, Eighmy J., 2003) como en África y en Australia. Además, hay que mencionar que el 90% de los datos de calidad de intensidad del hemisferio Sur y el continente africano han sido publicados durante los últimos cinco años (Hartmann et al 2011; Goguitchaichvili et al., 2011; Neukirch et al 2012; Roperch et al., 2014; Mitra et al., 2013; Osete et al., 2015; Tarduno et al., 2015; Donadini et al., 2015).

El efecto de la aplicación del criterio de calidad es especialmente relevante en los datos de intensidad (sólo el 17% de los datos pasan este criterio) (ver Tabla 7.1). En el caso de los elementos direccionales, la declinación es el elemento magnético que mejor pasa el criterio de calidad (75%), mientras que al aplicar el criterio de calidad los datos de inclinación se reducen en un 35%. Siendo destacable que el 32% de estos provienen de la región euroasiática, eliminados en la mayoría de los casos por no disponer de información sobre el número de especímenes usado para calcularlos.

En cuanto a la distribución temporal (Figura 7.1b, d y f), se observa que, en general, el número de datos disminuye durante el primer milenio antes de Cristo. La distribución temporal que menos se ve afectada por el criterio de calidad es la de la declinación. La base de datos de inclinación pierde la mayor de los datos en épocas recientes, durante los últimos 500 años (1500 a 1900 d.C.), al aplicar el criterio de calidad. Esto es debido fundamentalmente, como ya mencionamos, a la falta de información sobre el número de especímenes usados en estos trabajos para calcular los valores finales de inclinación presentes en las bases de datos, lo que los hace ser considerados como datos de no calidad. Al aplicar el criterio de calidad a los datos de intensidad, esta base de datos disminuye notablemente, persistiendo únicamente el 17% de los datos iniciales. Afecta a todo el espectro temporal, pero finalmente los periodos más críticos son entre el 400 y el 600 a.C. y el intervalo comprendido entre 0 a 500 d.C.

En nuestra clasificación, no hemos considerado la incertidumbre de la edad ni los parámetros estadísticos asociados a cada dato (α_{95} y σ_F) dentro del criterio de calidad asociado al protocolo experimental mencionado (ver Tabla 7.1). Pero estos parámetros de calidad se tienen en cuenta al filtrar los datos de entrada y más tarde durante el proceso de modelado. Los filtros empleados en cada una de las cuatro bases de datos usadas aparecen recogidos en la Tabla 7.2 y B1 del Apéndice B. El primer filtro que se aplica afecta a los datos que presenten un valor de α_{95} y/o σ_F mayor a tres veces su media en los últimos tres milenios, cuyos valores son 5.4° y $5.6 \mu T$, respectivamente. En la base de datos AV esto supone una reducción del 1.7% de los datos de declinación, 2.6% de inclinación y 3.0% de intensidad (Tabla 7.2). El segundo filtro afecta a la incertidumbre de la edad. Aquellos datos cuya edad posea un error mayor a 250 años serán eliminados. Esto supone una reducción de la base de datos AV de 3.9% para la declinación, 4.1% para la inclinación y 5.8% para la intensidad (calculando el acumulado entre el primer y el segundo filtro). Finalmente, antes de comenzar el proceso de modelado se lleva a cabo una eliminación de *outliers*, que podrían afectar al resultado final del modelo de no eliminarse. En general estos datos se eliminan realizando un primer modelo con todos los datos y calculando el residuo entre los datos de entrada y las predicciones dadas por este primer modelo. Si el residuo obtenido para un dato es tres veces mayor que la desviación estándar de todos los residuos, este dato se elimina (se considera un *outlier*). Esto supone para la base de datos AV una reducción del 5.7% para la declinación, 6.1% para la inclinación y 7.1% para la intensidad. Se pueden consultar las estadísticas asociadas al resto de bases de datos en la Tabla B1 del Apéndice B.

La Tabla 7.3 recoge también información sobre el número de datos de las bases de datos que no poseen información de la incertidumbre (ya sea la de la edad o de los datos) o cuando estos valores se encuentran por debajo de un umbral. En ambos casos, se les asocia de manera artificial unos valores de incertidumbre ($\alpha_{95}=4.3^\circ$ y $\sigma_F=5 \mu T$) siguiendo a Donadini et al. (2009). Para el caso de la edad, el valor asociado es la media de las incertidumbres de la edad de los últimos 3000 años, i.e. 70 años.

El hecho de tener que asignar incertidumbres artificiales a los datos cuya incertidumbre real sea menor de un umbral fue apuntado por Korte & Constable (2003). Esta necesidad se debe al hecho de que la bondad de un modelo, calculada a partir del n-rms (ver ec. [7.1]), debe encontrarse cercano a 1, lo que significa que el ajuste del dato se encuentra dentro de la tolerancia de la incertidumbre, es decir, la incertidumbre experimental no estaría ni subestimada y sobreestimada.

$$n - rms = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left(\frac{x_i - \hat{x}_i}{\varepsilon_i} \right)^2}, \quad [7.1]$$

donde N es el número total de datos de entrada, x_i son los datos de entrada del modelo, \hat{x}_i son las predicciones dadas por el modelo, y ε_i es la incertidumbre asociada a la medida.

Así, es necesario introducir esta incertidumbre artificial en todos los datos con incertidumbres menores a un cierto umbral. Donadini et al. (2009) aplicaron una incertidumbre mínima a todos los datos direccionales y de intensidad de diferentes bases de datos utilizadas para calcular modelos globales y regionales. De esta forma comprobaron que este incremento artificial de la incertidumbre producía n -rms cercanos a la unidad debido a que el denominador de la ec. [7.1] presenta valores más elevados.

Tabla 7.2. Filtros empleados en el proceso de Modelado. Número de datos usados en el proceso de modelado y número de datos sustituido en la base de datos original. Columna 1: Tipo de filtro aplicado o Caso de sustitución. Columna 2: Descripción de los filtros y casos. Columnas 3/4/5/6: número de datos de declinación, inclinación e intensidad. El número entre paréntesis indica el porcentaje de datos eliminados de la base de datos original.

Tipo de Filtro	Descripción	Nº Dec	Nº Inc	Nº Int
Inicial		3059	4404	3074
Filtro 1: incertidumbre de la medida	$\alpha_{95} \leq 3 \cdot \text{media}(\alpha_{95}) \rightarrow \alpha_{95} \leq 10.8^\circ$ $\sigma_F \leq 3 \cdot \text{media}(\sigma_F) \rightarrow \sigma_F \leq 11.1 \mu\text{T}$	3008 (1.7%)	4289 (2.6%)	2982 (3.0%)
Filtro 1: Incertidumbre edad	$\sigma_T \leq 250 \text{ yr}$	2941 (3.9%)	4222 (4.1%)	2895 (5.8%)
Filter 2: datos residuales	residuos $\leq 3 \cdot \sigma_{\text{residual}}$ residuosDec $\leq 3 \cdot 7.3^\circ = 21.9^\circ$ residuosInc $\leq 3 \cdot 4.8^\circ = 14.4^\circ$ residuosInt $\leq 3 \cdot 9.1 \mu\text{T} = 27.3 \mu\text{T}$	2885 (5.7%)	4136 (6.1%)	2857 (7.1%)

Tabla 7.3. Número de datos que no presentan información sobre las incertidumbres de la medida o de la edad, o que tienen incertidumbres de medida más bajas de un umbral (ver Donadini et al., 2009).

Casos	Descripción	Declinación	Inclinación	Intensidad
Caso 1	Sin información de incertidumbre en la medida	92	296	522
Caso 2	Sin información de incertidumbre en la edad	88	223	558
Caso 3	Incertidumbres de la medida más bajas de un umbral	2449	2684	1944

7.2. Reconstrucciones del CMT a partir de diferentes bases de datos

Las cuatro bases de datos que hemos definido con datos arqueomagnéticos y volcánicos (AV, QAV, A, QA), han servido para generar cuatro reconstrucciones del campo geomagnético para los últimos 3000 años. La metodología seguida es la descrita en el Capítulo 3, Sección 3.2. En este caso, los cuatro modelos se han generado usando los siguientes parámetros de modelado:

- Se ha determinado una separación de 25 años para fijar las funciones cúbicas de *splines*.
- Los parámetros de amortiguamiento α y τ de la ec. [3.14] variarán entre $10^{-9} - 10^{-8} \mu\text{T}^{-2}$ y $10^{-5} - 10^{-4} \mu\text{T}^{-2}\text{yr}^4$, respectivamente, de acuerdo con la base de datos de entrada considerada.

- c) El grado máximo del modelo N se establece igual a 10, como en la mayor parte de los modelos globales del campo geomagnético que abarcan los últimos 3000 años.

Cada modelo será obtenido a partir de una media de 1000 modelos generados mediante el método *bootstrap* teniendo en cuenta las incertidumbres de los datos de entrada, ya sean de la medida como del tiempo (ver Capítulo 3 para más detalles del procedimiento de modelado).

Para cuantificar la bondad del modelado se ha calculado el error cuadrático medio normalizado (n-rms) para cada modelo y elemento magnético (D , I , F) siguiendo la ec. [7.1]. Los resultados se encuentran resumidos en la Tabla 7.4. Como se puede observar, todos los valores de n-rms oscilan en torno a 1, promediados para los últimos 3000 años, lo que significa que existe un buen acuerdo entre los datos de entrada y los dados por los modelos. Además, el n-rms parece mejorar cuando consideramos únicamente datos de calidad, especialmente en inclinación e intensidad (los datos más afectados por el criterio de calidad establecido). Esto podría indicarnos que parece mejor construir un modelo global basado exclusivamente en datos de calidad.

Tabla 7.4. Error cuadrático medio normalizado (n-rms) para la declinación (D), inclinación (I) e intensidad (F) promediado desde el año 1000 a.C. al 1900 d.C. para los 4 modelos propuestos (AV, QAV, A, QA).

	n-rms D	n-rms I	n-rms F
AV	1.2	1.7	1.6
QAV	1.1	1.5	1.1
A	1.1	1.6	1.6
QA	1.1	1.5	1.1

Para estudiar el efecto de la actualización de la base de datos sobre los modelos se ha calculado el residuo entre el modelo AV y el modelo global de campo geomagnético basado en datos arqueomagnéticos y flujos de lava SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014a), el más actualizado hasta la fecha. Para este cálculo del residuo, hemos considerado una malla regular homogénea sobre la superficie de la Tierra donde hemos sintetizado los valores de declinación, inclinación e intensidad a partir del modelo AV y el SHA.DIF.14k. En un paso posterior, se han calculado todos los residuos a partir de la expresión [7.2]

$$residuos = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (x_i - \hat{x}_i)^2}, \quad [7.2]$$

donde en este caso x_i son las predicciones dadas por el modelo SHA.DIF.14k y \hat{x}_i son las predicciones dada por el modelo AV. Se han promediado temporalmente y los resultados se muestran en la Figura 7.2. En la Tabla 7.5 se puede consultar el valor medio y la desviación típica de estos residuos, promediados también espacialmente. Como se puede observar en la Figura 7.2, los residuos medios mínimos se obtienen en el Hemisferio Norte, la zona con más datos disponibles en todas las bases de datos consideradas (ver Figura B1 del Apéndice B). Las principales diferencias se registran en las zonas con nuevos datos, como África y Sudamérica, especialmente patente en la inclinación y la intensidad.

Para estudiar el efecto de la incorporación de datos volcánicos a la base de datos, también calculamos los residuos entre el modelo AV y el A. Como se puede observar en la Figura 7.2, las principales diferencias se encuentran en Hawaii, especialmente en inclinación e intensidad, dado que es la localización con mayor cantidad de datos volcánicos en la actualidad.

Por otro lado, para estudiar el efecto del criterio de calidad sobre los modelos calcularemos los residuos a partir de la ec. [7.2] entre los modelos AV y QAV, y entre los modelos A y QA. Se representan también en la Figura 7.2 y su promedio en la Tabla 7.5. Como se puede observar, el residuo medio aumenta cuando sólo se consideran datos de calidad (aunque si consideramos las incertidumbres asociadas, todos los residuos son consistentes entre sí). Esto significa que puede haber diferencias considerables entre las reconstrucciones del CMT basadas únicamente en datos de calidad y las publicadas hasta la fecha.

Tabla 7.5. Valor medio y desviación típica de los residuos de la declinación (D), inclinación (I) e intensidad (F) entre a) el modelo AV y el modelo SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014a), b) el modelo AV y el modelo A, c) el modelo QAV y AV y d) el modelo QA y A. Los valores mostrados corresponden a los promedios temporales y espaciales de los n-rms calculados para el intervalo de 1000 a.C. a 1900 d.C.

	res D	res I	res F
a) AV - SHA.DIF.14k	7.8 ± 8.6	4.7 ± 3.0	4.2 ± 1.6
b) AV - A	4.8 ± 6.6	3.0 ± 1.9	3.0 ± 1.6
c) QAV - AV	10.0 ± 10.2	5.9 ± 3.0	7.4 ± 2.9
d) QA - A	12.2 ± 10.8	8.5 ± 6.1	7.4 ± 3.3

Como se observa en la Figura 7.2, en los mapas de declinación los residuos son máximos en los polos porque la declinación no está bien definida en esas altas latitudes geográficas (norte y sur). En general, cuando se tienen en cuenta los datos de calidad (QAV y QA), los residuos aumentan (ver también Tabla 7.5), encontrándose las mayores diferencias en el Hemisferio Sur, especialmente sobre la región sudafricana y Sudamérica. Esto significa que, o bien el considerar los datos de calidad como base de datos de entrada en el proceso de modelado podría alterar significativamente la concepción que actualmente se tiene de la evolución del campo geomagnético en el pasado, o bien que no existen actualmente suficientes datos de calidad para definir de forma robusta el campo geomagnético usando exclusivamente estas bases de datos.

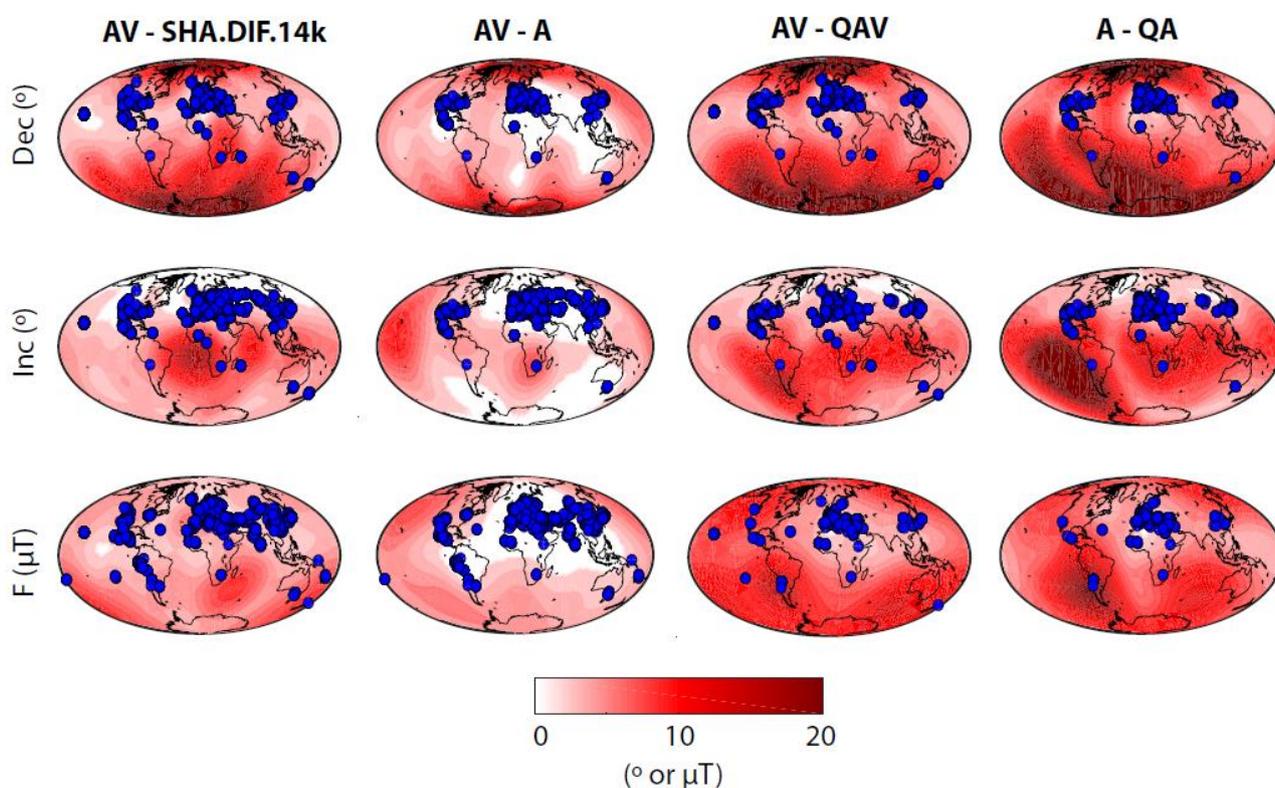


Figura 7.2. Residuos promediados entre los modelos geomagnéticos globales generados usando las bases de datos descritas en el texto (AV, QAV, A, QA) y el modelo SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014a) promediados en todo el intervalo temporal (1000 a.C. a 1900 d.C.) para declinación, inclinación e intensidad: de izquierda a derecha, residuos entre el modelo AV y el SHA.DIF.14k; entre el modelo AV y A; entre el modelo QAV y AV; y entre el modelo QA y A. Los puntos azules representan los datos seleccionados para el modelo AV, A, QAV y QA, respectivamente.

7.3. Análisis de las bases de datos. *Test* sintéticos.

Con el objetivo de analizar en detalle si las bases de datos paleomagnéticas pueden proporcionar reconstrucciones del campo geomagnético robustas, se han desarrollado una serie de *test* basados en datos sintéticos de declinación, inclinación e intensidad usando dos modelos diferentes:

1) Usando la nueva generación de modelos de Campo Geomagnético Internacional de Referencia (*International Geomagnetic Reference Field*, IGRF-12, Thébault et al., 2015), basado únicamente en datos instrumentales de satélites y observatorios en tierra.

2) Usando el modelo paleomagnético global SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014a) para los últimos 3000 años.

Para la primera aproximación, se fija el tiempo en el año 2015.0 y se generan los datos sintéticos para ese año usando el modelo IGRF-12 en las latitudes y longitudes donde haya datos disponibles en las bases de datos originales. Es decir, en esta prueba se considera un campo magnético constante en todo el intervalo temporal investigado, últimos tres milenios, cuyo valor en superficie lo proporciona el modelo IGRF-12 en el año 2015.0.

En la segunda aproximación, dado que el modelo SHA.DIF.14k usó parte de la base de datos presentada aquí como datos de entrada en el proceso de modelado, y para evitar posibles dependencias y sesgos debido a ello, hemos sintetizado los datos a partir de este modelo considerando el tiempo inverso, es decir, realizamos una transformación lineal del tiempo (similar a la que ya hicimos en los modelos sintéticos del Capítulo 6) en la cual el año 1000 a.C. corresponderá al año 1900 d.C. y *vice versa*, siguiendo la siguiente relación lineal: $t_2 = -t_1 + 900$, donde t_2 es el tiempo adaptado en la nueva base sintética, y t_1 es el tiempo dado por la base de datos original. Así, logramos eliminar la fuerte conexión existente entre ambos modelos. Es decir, aquí hemos supuesto una variación temporal del campo para los últimos tres milenios que podría ser una variación esperable del campo magnético terrestre.

Para cada uno de estos *test* se han considerado las cuatro bases de datos descritas anteriormente, AV, QAV, A y QA. Una vez obtenidas las 8 bases de datos, 4 para cada tipo de *test*, se han generado los respectivos modelos de campo geomagnético mediante la misma técnica descrita en el Capítulo 3 y los mismos parámetros indicados en la sección anterior. En este caso, el método *bootstrap* ha sido aplicado siguiendo las siguientes distribuciones del error del dato sintético: 1) una distribución Gaussiana para los datos direccionales y de intensidad, centrada en los datos sintéticos y con una desviación estándar igual al error aproximado de los datos promediados para los últimos 3000 años (5° , 3° y $5 \mu\text{T}$, para la declinación, inclinación e intensidad, respectivamente); 2) una distribución homogénea para el tiempo, centrada en el tiempo original con una amplitud igual al error aproximado de la edad promediado para los últimos 3000 años (70 años). Este último punto es importante porque aunque en el primer *test* los datos sintéticos correspondan al año 2015, la base de datos de entrada para el *test* preserva el tiempo original. Esto también ocurre en el segundo *test*, donde los datos son sintetizados teniendo en cuenta el tiempo invertido, pero a la hora de generar el modelo, la base de tiempos se cambia a la dada originalmente.

Para analizar los resultados, hemos calculado el momento dipolar (ver Capítulo 3 para su cálculo a partir de los tres primeros coeficientes de Gauss, ecs. [3.20 - 3.21]) de cada modelo como una función de probabilidad normal con media y desviación estándar dada por el valor medio y desviación estándar de los 1000 modelos generados por el método *bootstrap*. Los momentos dipolares obtenidos son comparados con aquellos proporcionados por el IGRF-12 (para el año 2015) y SHA.DIF.14k-invertido (para los últimos 3000 años). En la Figura 7.3, se presentan dichos resultados. Las diferencias entre la línea oscura y los modelos indican un número insuficiente de datos en un intervalo temporal determinado y/o una distribución espacial de los datos inapropiada. Del mismo modo, el espesor de la banda de error proporciona una idea de la robustez de los modelos generados a partir de estas bases de datos.

Resultados del *test 1*: Una base de datos bien determinada en tiempo y espacio debería proporcionar valores del momento dipolar cercanos a la línea recta centrada en $7.7245 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$ (el momento dipolar en 2015.0 dado por el modelo IGRF-12). Como se puede observar de la Figura 7.3, las cuatro bases de datos se encuentran, en general, bastante bien definidas para los últimos 2000 años. Para épocas más antiguas (primer milenio a.C.), en las que la cantidad de datos es menor, se observa una disminución de la densidad de probabilidad del momento dipolar, acercándose a valores cercanos a cero cuando se utiliza la base de datos de calidad exclusivamente.

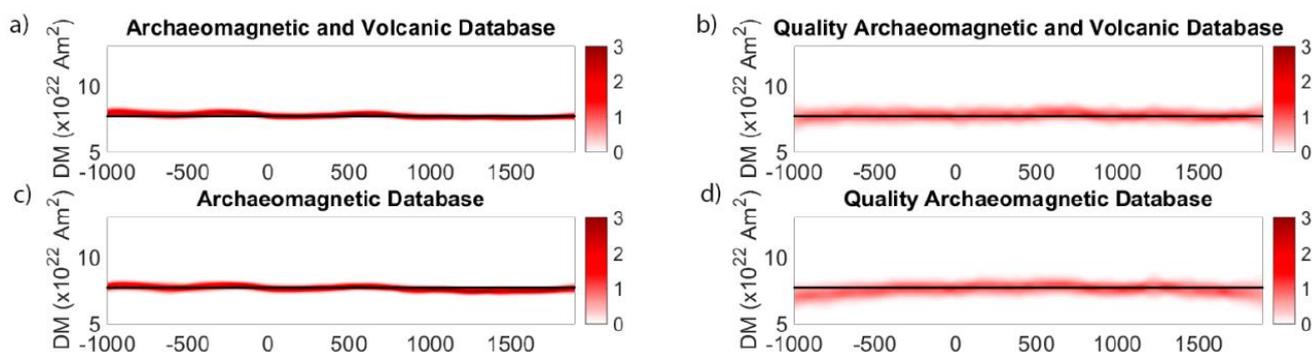


Figura 7.3. Funciones de densidad de probabilidad del momento dipolar para cada modelo probado, generados a partir de las bases de datos (a) AV, (b) AVQ, (c) A y (d) AQ descritas en el texto. La línea negra en (a-d) corresponde al momento dipolar original del IGRF-12 para el año 2015. Las unidades de la densidad de probabilidad son la inversa de las del momento dipolar ($\times 10^{-22} \text{ A}^{-1}\text{m}^{-2}$).

Resultados del *test 2*: Se muestra en la Figura 7.4, donde se representa el momento dipolar del SHA.DIF.14k para los últimos 3000 años junto con el momento dipolar obtenido en el *test* sintético, el cual recordemos está invertido en el tiempo y ha sido revertido para una representación más clara. En este caso se observa algo parecido a lo que ocurría en el *test 1*. La distribución de probabilidad es menor cuando la base de datos empleada es de calidad, exclusivamente, llegando a valores cercano a cero para el último milenio antes de Cristo. Esta disminución en la densidad de probabilidad también se observa cuando usamos las bases de datos completas (AV y A), pero siempre presentan valores mayores.

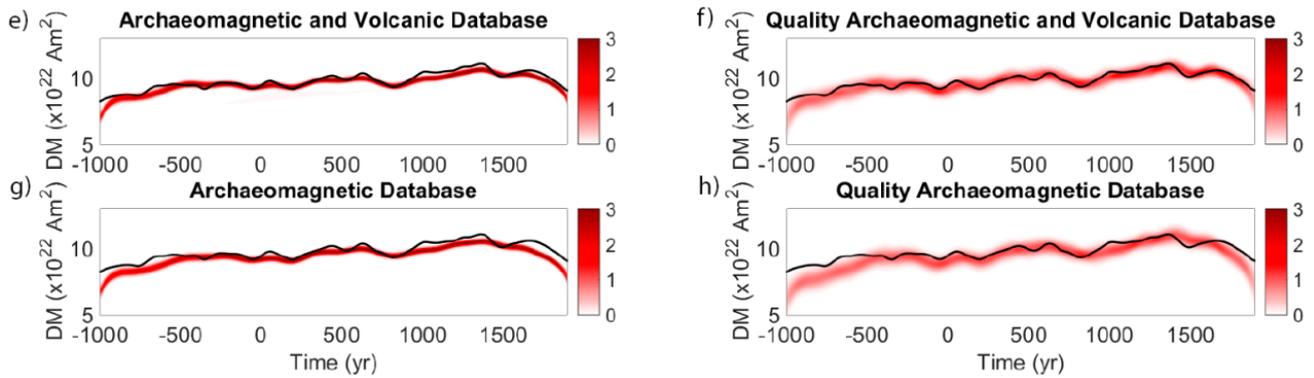


Figura 7.4. Funciones de densidad de probabilidad del momento dipolar para cada modelo probado, generados a partir de las bases de datos (a) AV, (b) AVQ, (c) A y (d) AQ descritas en el texto. La línea negra corresponde al momento dipolar del SHA.DIF.14k para los últimos 3000 años. Las unidades de la densidad de probabilidad son la inversa de las del momento dipolar ($\times 10^{-22} \text{ A}^{-1}\text{m}^{-2}$).

Los resultados obtenidos a partir de los *test* anteriores indican cierta falta de robustez de la bases de datos de calidad para generar actualmente un modelo global geomagnético. Por ello ha sido necesario abordar una nueva estrategia en el proceso de reconstrucción del campo geomagnético en el pasado.

7.4. Esquema de pesado

Como se ha demostrado en la sección anterior, las reconstrucciones de campo geomagnético usando exclusivamente una base de datos de calidad (QAV o QA) no son suficientemente robustas para los últimos 3000 años. En otras palabras, no contamos, actualmente, con una base de datos de alta calidad que tenga una buena distribución espacio-temporal para reconstruir con la fiabilidad requerida la evolución del campo geomagnético. Sin embargo, la bases de datos completas, sin aplicar criterios de calidad, sí parecen tener la distribución espacio temporal adecuada. Ante este hecho, y con el objetivo de mantener nuestro criterio de calidad en las reconstrucciones geomagnéticas y, por otra parte, tener un número suficiente de datos, proponemos la siguiente estrategia de modelado: pesar los datos en función de su calidad. Para ello, seleccionamos la base de datos AV, ya que es la que cuenta con la mayor cantidad de datos (arqueomagnéticos + volcánicos) y damos un peso mayor a los datos QAV de dicha base. Dicho peso puede ser introducido en la ec. [3.14] mediante una nueva matriz diagonal de pesos que dependa de la calidad del dato.

Para calcular esta matriz es necesario establecer la relación entre los pesos de los datos de calidad (que denotamos por w_Q) y el resto de datos (w). Para ello vamos a comparar las predicciones de intensidad hechas por el modelo que usa la base de datos de entrada AV con las dadas por el modelo regional de intensidad de categoría “B” de Pavón-Carrasco et al. (2014b) en tres localidades distintas (París, Sofía y Mari). La elección de estas tres localidades está motivada porque Europa es la región con más datos y, en particular, con más datos de calidad. En Europa Occidental la región donde el ratio de datos/datos calidad es mayor es París, mientras que en Europa Oriental es Sofía. Mari se escoge por completitud del estudio, ya que es una región que también tiene un ratio entre número de datos totales y número de datos de calidad elevado y está fuera de la región europea. Con respecto al modelo para comparar (el modelo B de Pavón-Carrasco et al., 2014b) su elección viene motivada por el hecho de que usa los mismos criterios de calidad que los empleados en este trabajo, aunque sólo considera datos arqueomagnéticos, y es considerado hasta la fecha el modelo de intensidad más realista que describe la evolución temporal de la intensidad en Europa (es decir, se trata de un modelo regional que usa datos QA en su construcción).

Siguiendo la metodología expuesta en el Capítulo 3, generamos un conjunto de modelos para diferentes matrices de peso (C_w^{-1} en la ecuación [3.14]) y diferentes parámetros de amortiguamiento α y τ en la regularización espacial y temporal del modelo. Las diferentes matrices de peso se construyen asignando pesos $w = 1$ a todos los datos de no calidad de la base de datos AV, y $w_Q = 1, 2, 3, 5, 10, 20, 30, 50, 70, 100$, a los de calidad. Con esto obtendremos 10 modelos distintos para diferentes esquemas de pesado. De tal forma que cuando $w = 1$ y $w_Q = 1$ (ratio de pesado $w_Q/w = 1$), significa que estamos considerando que todos los datos son igualmente fiables. Cuando $w = 1$ y $w_Q = 2$ (ratio de pesado $w_Q/w = 2$), significa que los datos de calidad pesan dos veces más que los de no calidad en el proceso de modelado, y así, sucesivamente. Asimismo, para cada uno de estos 10 modelos, variamos los parámetros de regularización α y τ desde 10^{-10} a $10^{-6} \mu T^{-2}$ y 10^{-7} a $10^{-3} \mu T^{-2} \text{año}^4$, respectivamente, obteniendo para cada uno de los esquemas de pesado 25 modelos distintos. A continuación, determinamos la intensidad en las tres localizaciones previamente seleccionadas para cada uno de estos modelos y comparamos con las predicciones del modelo B en las mismas localizaciones calculando el error cuadrático medio entre ambas (Figura 7.5 y B2 y B3 en el Apéndice B). El ratio de peso (w_Q/w) en que se registre el mínimo error cuadrático medio (rms) se considerará el ratio óptimo. De los resultados mostrados en la Figura 7.5 y B2 y B3 en el Apéndice B comprobamos que el ratio de pesado no depende de la localización escogida ni de la regularización empleada (salvo cuando suavizamos en exceso la parte espacial, Figura 7.5f), ya que el mínimo rms se produce cuando $w_Q=10w$ en todos los casos, es decir, cuando los datos de calidad pesan 10 veces más que los de no calidad. Las bandas oscuras en la Figura 7.5 indican el mínimo rms y, por tanto, el óptimo ratio de pesado, expresado en escala logarítmica ($w_Q/w=10^1 \rightarrow w_Q=10w$).

Aunque es cierto que este esquema de pesado sería, en principio, válido únicamente para los datos de intensidad, se ha extrapolado el mismo ratio de peso a la base de datos direccional, por no contar en la actualidad con ningún modelo análogo al modelo B de Pavón-Carrasco et al. (2014b) para los datos direccionales del CMT.

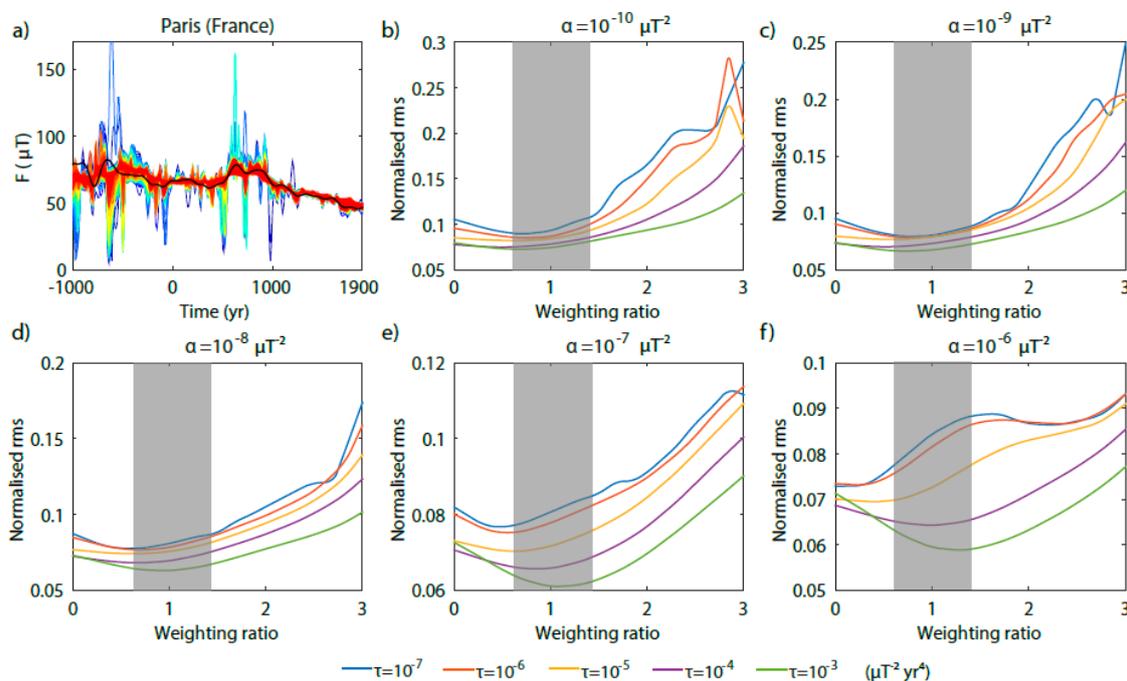


Figura 7.5. Esquema de pesado: a) comparación entre el modelo B de Pavón-Carrasco et al. (2014b) en París y los modelos calculados a partir de la base de datos AV para diferentes ratios de pesado (w_Q/w) y parámetros de amortiguamiento, α y τ . (b-f) El error cuadrático medio (rms) para diferentes parámetros de amortiguamiento y ratios de pesado, en escala logarítmica (10^x). Las bandas oscuras indican el mínimo rms y, por tanto, el óptimo ratio de pesado ($w_Q/w=10^1 \rightarrow w_Q=10w$).

7.5. Reconstrucción geomagnética para los últimos 3000 años a partir de una base de datos adecuadamente pesada: el modelo global SHAQ3k

El modelo que presentamos aquí, llamado SHAQ3k, pretende proporcionar una herramienta útil para evaluar la evolución del campo geomagnético durante los últimos 3000 años, donde la distribución espacial y temporal de los datos hace posible una representación más realista de las características globales y regionales del campo geomagnético. El nombre del modelo se compone de tres partes: "SHA" indica la técnica espacial de modelado usada; "Q" indica que el modelo tiene en cuenta la calidad de los datos de entrada (el primero a escala global en hacerlo); "3k" se refiere al intervalo de tiempo cubierto por el modelo (de 1000 a.C. a 1900 d.C.).

El proceso de generación del modelo es el mismo usado anteriormente en las secciones previas y que está ampliamente descrito en la Sección 3.2 del Capítulo 3. En el proceso de inversión se han considerado los siguientes parámetros:

- En el tiempo, se eligieron puntos fijos para las funciones cúbicas de *splines* cada 25 años de 1150 a.C. hasta 2000 d.C., para evitar posibles efectos de borde.

- En el espacio, el grado máximo N se estableció en 10, proporcionando un total de 120 coeficientes de Gauss dependientes del tiempo para el período de tiempo seleccionado.

- La regularización se aplicó, como en anteriores ocasiones, para poder obtener un modelo con la mínima complejidad posible que ajuste razonablemente bien a los datos. Para obtener los parámetros de regularización óptimos utilizamos el método de Licht et al. (2013), basado en el comportamiento espacio-temporal del campo en el núcleo, inferido a partir de los modelos modernos e históricos mejor conocidos. Estos autores introducen dos medidas

$$A(\alpha, \tau) = \frac{1}{4} \sum_{n=2}^N \frac{\langle W \rangle_t(\alpha, \tau, n)}{W_\sigma(l)} \quad [7.4]$$

$$A'(\alpha, \tau) = \frac{1}{4} \sum_{n=2}^N \frac{\langle W' \rangle_t(\alpha, \tau, n)}{W'_\sigma(l)} \quad [7.5]$$

donde $\langle W \rangle_t(\alpha, \tau, n)$ y $\langle W' \rangle_t(\alpha, \tau, n)$ son los promedios temporales de las componentes de grado n del poder espectral y la variación secular del poder espectral del modelo que estamos evaluando. Si el modelo produce espectros que fluctúan como se esperaría, las dos cantidades anteriores deberían ser cercanas a 1. Ambas medidas puede combinarse en una sola como

$$B(\alpha, \tau) = \sqrt{|\log(A(\alpha, \tau))|^2 + |\log(A'(\alpha, \tau))|^2} \quad [7.6]$$

que será mínima cuando ambas cantidades $A(\alpha, \tau)$ y $A'(\alpha, \tau)$ son próximas a 1. De esta forma obtenemos que los parámetros de regularización óptima para este modelo son α y τ iguales a $10^{-8} \mu T^{-2}$ y $10^{-4} \mu T^{-2} \text{año}^4$ (Figura B4 en el Apéndice B).

El modelo final se generó después de 6 iteraciones, donde se alcanzó la convergencia de los coeficientes de Gauss. El error de los coeficientes de Gauss se obtuvo a partir del algoritmo *bootstrap* descrito en detalle en Korte & Constable (2008) y en el Capítulo 3 de esta tesis. Hay que destacar que el modelo SHAQ3k no está

limitado por los modelos históricos de campo geomagnético para los últimos 400 años (GUFM1, Jackson et al., 2000; IGRF-12, Thébault et al., 2015), sino que su evolución viene dada exclusivamente por los datos arqueomagnéticos y volcánicos (AV).

A partir de la ec. [7.1] se puede cuantificar la bondad del ajuste de este nuevo modelo a los datos de entrada. El valor del n-rms para la declinación, inclinación e intensidad promediado en los 3000 años que abarca nuestro modelo es de 1.1, 1.6 y 1.6 respectivamente. Todos ellos se encuentran muy próximos a 1, lo que significa un buen acuerdo entre las predicciones del modelo y los datos reales. El n-rms global nos proporciona un valor de 1.5, muy cercano a 1, lo que indica de nuevo que el modelo obtenido es muy robusto.

Para analizar en detalle la comparación entre los datos de entrada y los que proporcionan el modelo SHAQ3k, se ha generado una serie de histogramas que proporcionan una valiosa información sobre cómo el modelo es capaz de reproducir fielmente las variaciones espacio-temporales de los datos usados. Como se puede observar en la Figura 7.6, los histogramas de los valores n-rms para cada elemento geomagnético se muestran simétricos (con formas características de campanas gaussianas o laplacianas), con valores entre -5 y 5, con valor medio en torno a 0 y desviación estándar próximas a 1. La simetría observada en todos ellos nos proporciona una idea de la coherencia de la base de datos, donde no se muestra síntomas de sobreestimación o subestimación en los datos usados en la modelización (que se vería reflejado con histogramas asimétricos). Si realizamos el mismo análisis teniendo en cuenta únicamente los datos de calidad (ver los paneles inferiores de la Figura 7.6) se aprecia que la altura de los histogramas decrece, ya que el número de datos de calidad es sensiblemente menor al total, especialmente en intensidad. De nuevo se obtienen histogramas simétricos en torno a -5 y 5, salvo en el caso de la intensidad, en el cual los residuos se reducen, oscilando entre -4 y 4. Es decir, el nuevo esquema de pesado, que da mayor peso a los datos de calidad que al resto de la base de datos, tiene un efecto notable en la base de datos de intensidad. En este caso, la desviación media del n-rms para los datos de calidad proporcionan valores de 1.0, 1.5, 1.2 para la declinación, inclinación e intensidad, respectivamente, siendo como era de esperar (por el esquema de pesado establecido en la modelización) más bajos que los n-rms teniendo en cuenta todos los datos (1.1, 1.6 y 1.6, respectivamente), notándose el mayor cambio en la intensidad (la medida más afectada por el esquema de pesado).

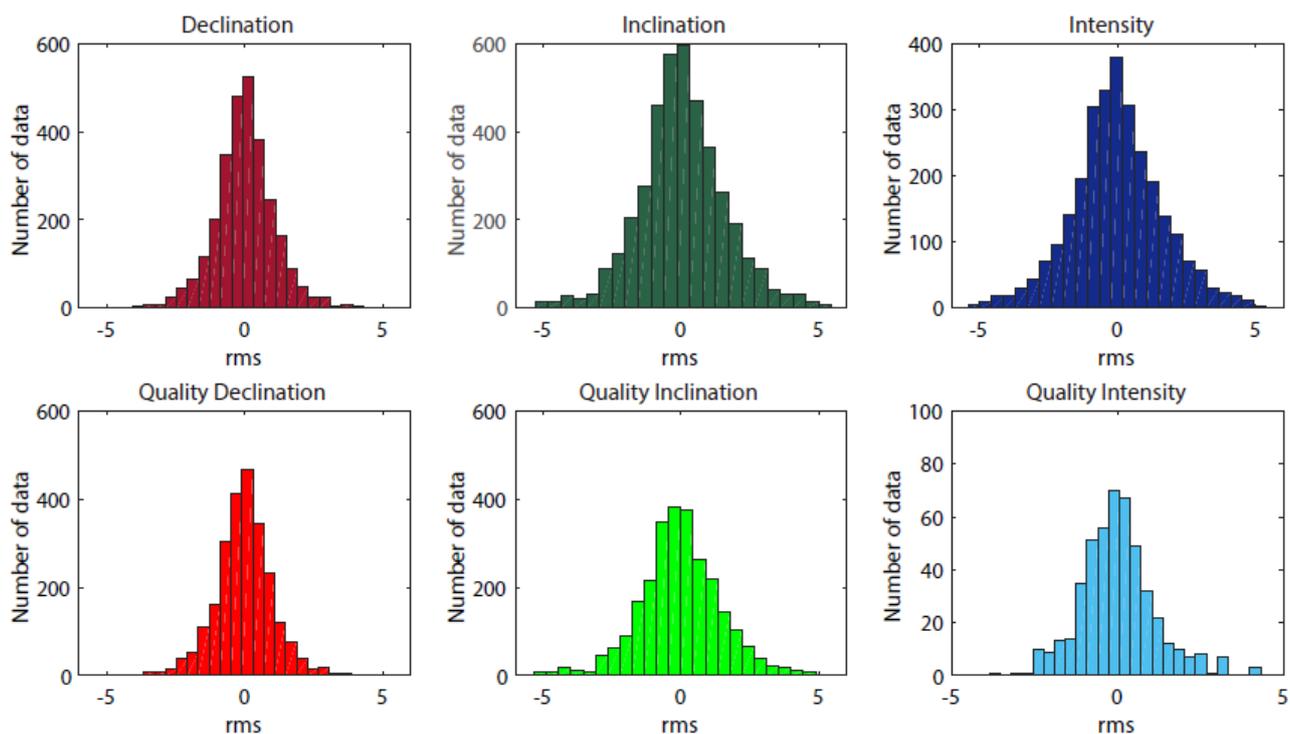


Figura 7.6. Histogramas de residuos de declinación (izquierda), inclinación (centro) e intensidad (derecha) para la base de datos completa (paneles superiores) y considerando únicamente los datos de calidad (paneles inferiores) calculado con el modelo SHAQ3k.

La evolución temporal del n-rms total y de la declinación, inclinación e intensidad calculada teniendo en cuenta la base de datos completa y únicamente los datos de calidad ha sido representada en la Figura 7.7. Para su cálculo se ha promediado el valor del n-rms en ventanas móviles de 100 años movidas cada 100 años. Se observa que en todos los casos el n-rms de los datos de calidad se menor que el obtenido a partir de la base de datos completa. Esto era esperable dado que el esquema de pesado elegido para generar el modelo pesa diez veces más los datos de calidad que el resto de la base de datos, por lo que es lógico que las predicciones del modelo se ajusten mejor a los datos de calidad. Los mayores residuos se encuentran en el primer milenio antes de Cristo, en torno al año 800 a.C. y 350 a.C., donde el número de datos es más escaso (ver también Figura 7.1). Los n-rms con valores más constantes a lo largo del tiempo son los de la declinación, considerando la base completa y también la de calidad, con valores en torno a la unidad (recordemos que la declinación es el parámetro menos afectado por el criterio de calidad, ver Tabla 7.1). Los valores de n-rms de la inclinación son más altos que los de la declinación, oscilando entre el 1 y el 2.5. Sin embargo, tampoco se observan grandes diferencias entre los datos de calidad y la base de datos completa. Las mayores discrepancias se encuentran en el n-rms de la intensidad, que oscila entre 0.5 y 2.5 a lo largo de los 3000 últimos años.

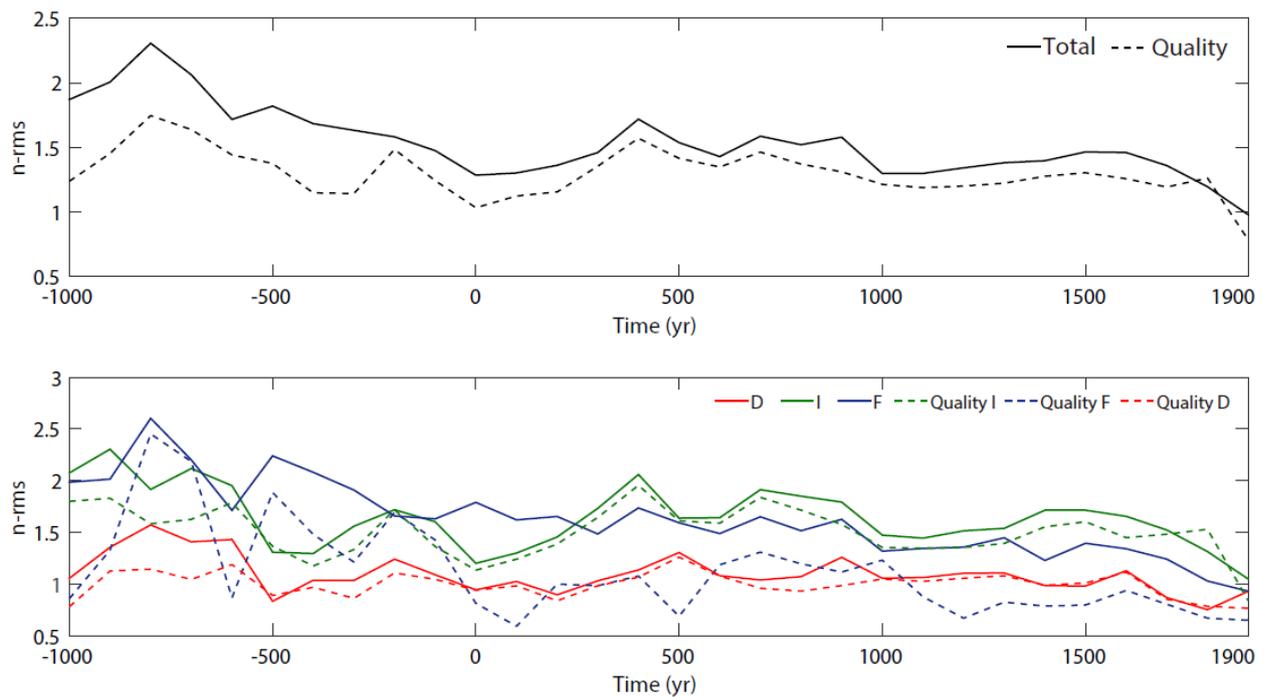


Figura 7.7. Evolución temporal del n-rms total (panel superior) y de la declinación, inclinación e intensidad (panel inferior) calculado con el modelo SHAQ3k para la base de datos completa (líneas sólidas) y para los datos de calidad (línea discontinua). Se han realizado promedios temporales a partir de ventanas móviles cada 100 años desde el año 1000 a.C. al 1900 d.C.

Las estimaciones de las componentes del campo geomagnético en cualquier punto de la superficie de la Tierra pueden ser calculadas a partir del modelo obtenido. En la Figura 7.8 se representan los mapas de estas componentes cada 500 años desde el 1000 a.C. al 1900 d.C.

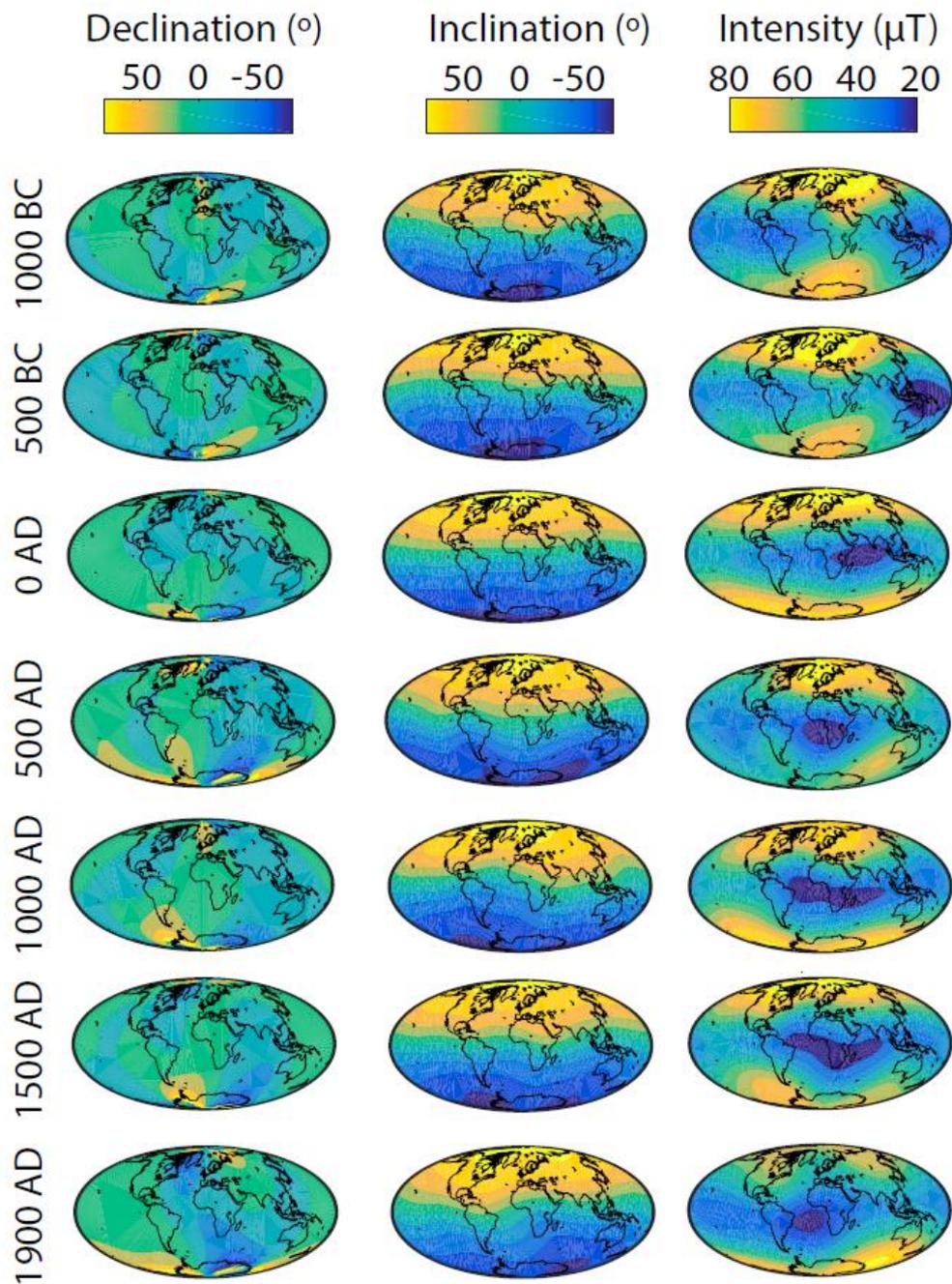


Figura 7.8. Instantáneas del modelo SHAQ3k cada 500 años desde el 1000 a.C. al 1900 d.C.

Es posible que una de las características que más llama la atención de la Figura 7.8 es la aparición de un mínimo de intensidad en la zona del ecuador en el 1000 a.C. sobre el noreste de Oceanía-zona de Indonesia, más acusado en el mapa que describe el campo en el año 500 a.C. Este mínimo se desplaza rápidamente hacia el oeste hasta llegar al continente africano en el año 500 d.C., donde parece que comienza a crecer hasta el año 1500 d.C., desplazándose de nuevo hacia el suroeste oeste en la imagen correspondiente al año 1900 a.C., dando lugar a lo que actualmente es la SAA. Este resultado, que podría arrojar luz sobre el origen de la SAA, ha sido obtenido a pesar de no haber regularizado el modelo por los modelos históricos para los últimos 400 años. Esto significa que la base de datos arqueomagnéticas y volcánicas actual presenta el potencial de poder determinar este tipo de características, aun cuando la distribución de datos tanto espacial como temporal presenta deficiencias importantes

en el Hemisferio Sur. En el apartado 7.5.4. se discutirá como se observa esta característica del campo geomagnético en el límite manto-núcleo.

7.6. Evolución del campo geomagnético en los últimos 3000 años a partir del modelo SHAQ3k.

7.6.1. Comportamiento regional

Hemos comparado la reconstrucción que proporciona el modelo SHAQ3k (las PSVCs generadas) con los datos de entrada en 9 localizaciones situadas en zonas con una elevada densidad de datos (Figura 7.9). En la región europea, París (48.9°N, 2.3°E) representa Europa Occidental, y Sofía (42.7°N, 23.3°E), Europa Oriental. Oriente Medio está representado por la ciudad de Mari (moderno Tell Hariri en Siria, 34.5°N, 40.9°E) y Asia por Shanghai (31.2°N, 121.5°E). En el continente norteamericano se ha elegido la ciudad de Boulder (40.0°N, 105.3°O) y para Centroamérica, Méjico D.F. (19.5°N, 99.1°O). Honolulu (21.3°N, 157.8°O) representa la región del Pacífico central, escogida por ser la zona con mayor cantidad de datos volcánicos de la base de datos. El Hemisferios Sur se representa por la ciudad de Perú (12.0°S, 77.0°O) y Buenos Aires (34.6°S, 58.4°O) en Sudamérica, y Sydney (33.9°S, 151.2°E), en Australia.

Junto con las PSVCs se representan los datos de entrada del modelo situados a 900 km de distancia de cada una de las ciudades seleccionadas, relocalizados a la ciudad de referencia, siguiendo el método del polo geomagnético virtual (Noël & Batt, 1990). Se hace distinción entre los datos de calidad y el resto de la base de datos (en verde y gris en la Figura 7.6, respectivamente). Además se añaden las predicciones de las PSVCs de los modelos globales CALS3k.4b (Korte & Constable, 2011), ARCH3k.1 (Korte et al., 2009), pfm9k.1a (Nilsson et al., 2014), SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014a), para su comparación.

De modo general, el nuevo modelo SHAQ3k está de acuerdo con el resto de modelos basados en datos arqueomagnéticos y volcánicos, como son el SHA.DIF.14k y el ARCH3k.1. El modelo pfm9k.1a, que incorpora datos sedimentarios a su base de datos de entrada, sigue, en general, la tendencia de largo periodo de los otros modelos, presentando mucha menos variabilidad de alta frecuencia, debido al suavizado que produce en el modelo la inclusión de datos sedimentarios. Este fenómeno también es observado en el CALS3k.4b, pero, a diferencia del anterior modelo, éste no sigue el comportamiento general del resto de modelos, ni tampoco es coherente con los datos de entrada (ver por ejemplo Figura 7.7d). Hay que resaltar este hecho porque este modelo es de uso común entre la comunidad científica de Ciencias de la Tierra y de la Atmósfera.

Las principales diferencias entre el nuevo modelo obtenido en esta tesis y el resto de reconstrucciones basadas en datos arqueomagnéticos y volcánicos se debe a la incorporación reciente de nuevos datos, especialmente del Hemisferio Sur, y al novedoso esquema de pesado basado en criterios de calidad.

Europa Occidental es la región con mayor densidad de datos de alta calidad (especialmente de arqueointensidad). Es por ello que las predicciones en París (Figura 7.9a), a partir de diferentes reconstrucciones basadas en datos arqueomagnéticos y volcánicos son consistentes. Sin embargo es de destacar que el modelo SHAQ3k refleja la presencia de una doble oscilación (dos máximos) en intensidad entre el 600 y el 800 d.C. que los anteriores modelos globales no registraban. Se trata de una singular característica de la evolución del campo geomagnético en Europa, que ha sido descrita recientemente en Europa occidental (Gómez-Paccard et al., 2012a, 2016, Genevey et al., 2013) y que se observa en las últimas curvas de variación secular propuestas para esa región (Genevey et al., 2013; Gómez-Paccard et al., 2016). Direccionalmente se observan cambios bruscos especialmente en la inclinación, en torno a los años 200 d.C., 700 d.C., 1200 d.C. y 1800 d.C.

Europa Oriental también posee una base de datos bastante densa, especialmente en intensidad, pero la mayor parte de ellos son de poca calidad (ver Sofía, Figura 7.9b). También se observa la doble oscilación en el mismo periodo que en Europa Occidental (entre el 600 y el 800 d.C.).

En Mari y Shanghai (Figura 7.9c, d) destaca la escasa densidad de datos direccionales durante todo el periodo estudiado. En Mari, la base de datos de intensidad es de baja calidad, concentrándose todos los datos de calidad en el primer milenio antes de Cristo. Aquí ya no se observa la doble oscilación entre los años 600 y 800 d.C., donde hay un único máximo. Es importante destacar los cambios bruscos de intensidad que se observan en la base de datos de intensidad durante el primer milenio a.C., pasando de 80 μT a 40 μT en el periodo de tiempo del 1000 a.C. al 600 a.C. Los modelos no se comportan de forma tan brusca a pesar de los datos, aunque sí se observa una alta variabilidad durante los 1000 primeros años, destacando el máximo del año 1000 a.C., que no había sido observado por el resto de los modelos hasta ahora, y que sigue los datos de intensidad de calidad de ese intervalo temporal. En Shanghai los datos de intensidad son muy escasos, presentando además inconsistencias en torno al año 1100 d.C., con diferencias de hasta 30 μT entre datos de esa misma época.

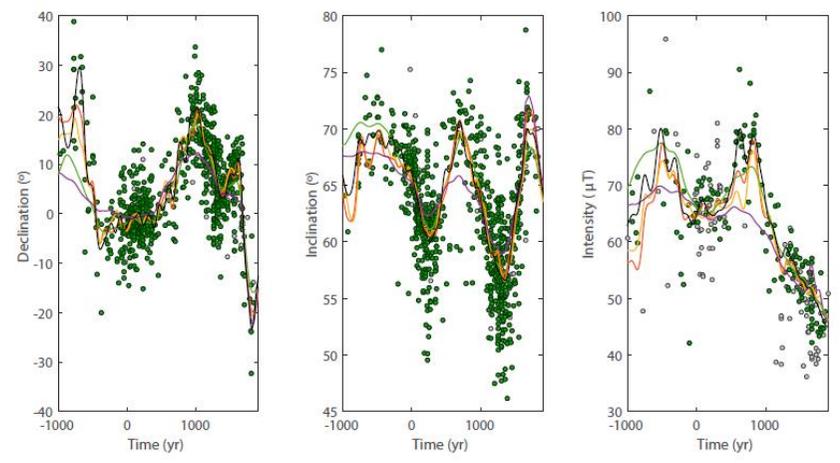
En Méjico (Figura 7.9e) la base de datos direccional es bastante escasa, especialmente durante el primer milenio antes de Cristo. Los datos de intensidad son, en general, de baja calidad, y los únicos que pasan el criterio se concentran en el primer milenio d.C.

En Boulder (Figura 7.9f) destaca sobre todo la escasez de datos direccionales durante el primer milenio antes de Cristo y la baja calidad de todos los datos de intensidad de la zona, que no son tampoco muy numerosos.

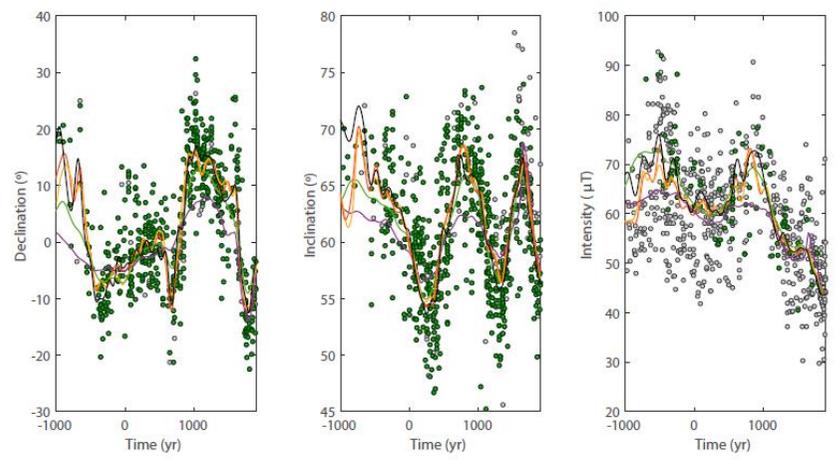
En Lima, Buenos Aires y Sidney (Figura 7.9h-j) se observa una casi completa falta de datos direccionales y de intensidad. En Lima (Figura 7.7h) la cantidad de datos de intensidad es mayor, concentrados en los dos últimos milenios, pero son todos de baja calidad. Las predicciones de los modelos en estas localizaciones siguen los escasos datos que hay, pero es obvia la necesidad de aumentar la base de datos en el Hemisferio Sur.

En Honolulu (Figura 7.9g) la base de datos está casi completamente formada por datos volcánicos. Se observa, especialmente en intensidad, una gran dispersión de los datos en prácticamente todo el intervalo estudiado, con diferencias de hasta 40 μT en un mismo año (entre 100 a.C. y 200 d.C.). Las predicciones de la intensidad en Honolulu para el modelo propuesto registran un máximo entre 100 a.C. y 200 d.C. que los otros dos modelos basados en datos arqueomagnéticos y volcánicos (ARCH3k.1 y SHA.DIF.14k) registraron como un mínimo. Esto se debe, como ya vimos, a que en este intervalo temporal los datos de intensidad se encuentran bastante dispersos. Cuando consideramos el esquema de pesado de calidad a nivel global, la base de datos aumenta en consistencia, por lo que las zonas con inconsistencias son especialmente sensibles a los cambios.

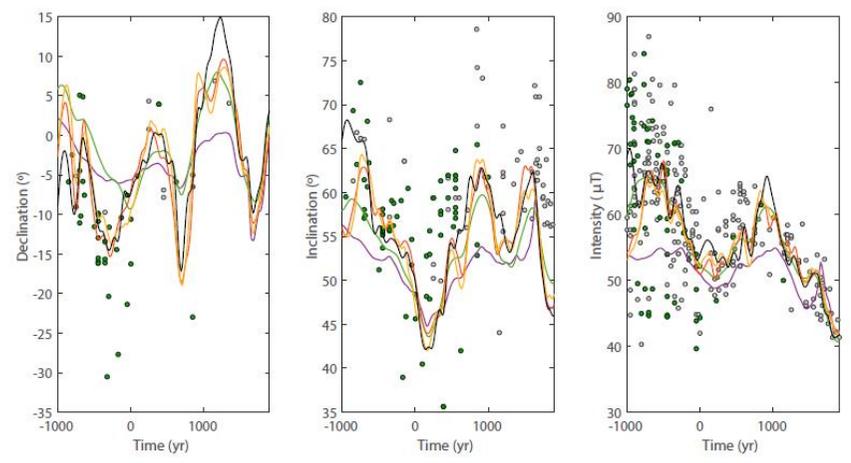
a) Paris



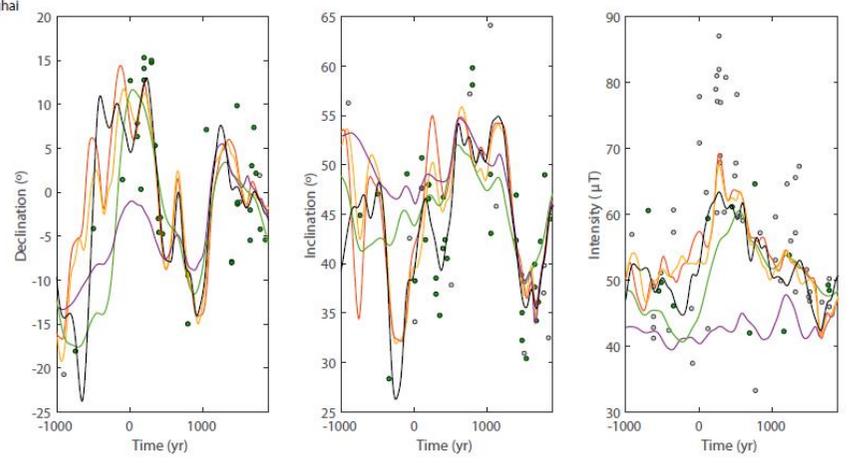
b) Sofia



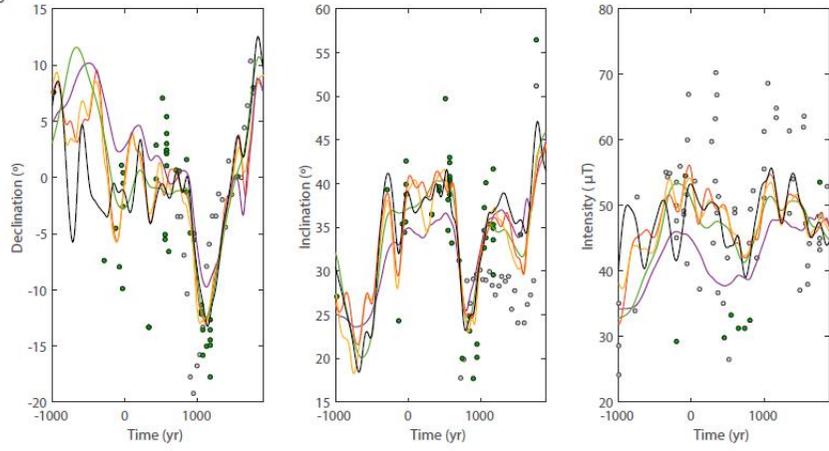
c) Mari



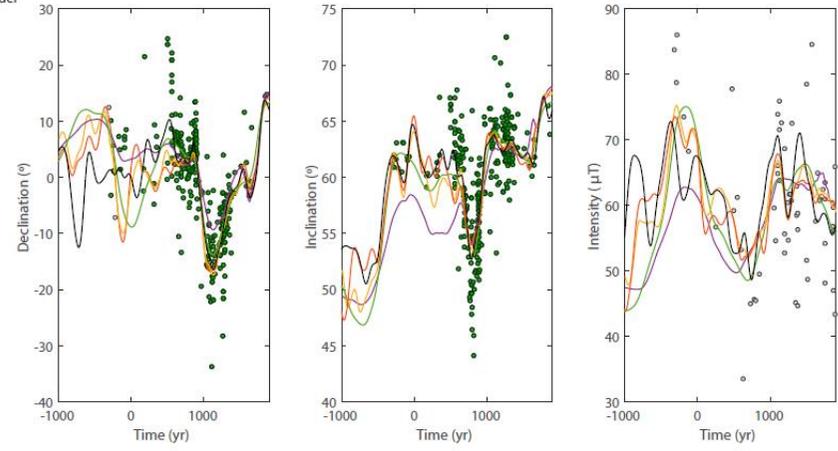
d) Shanghai



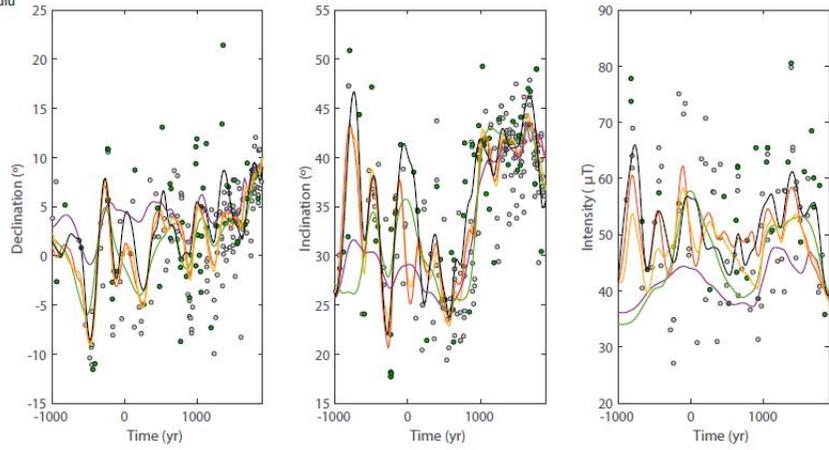
e) Mexico



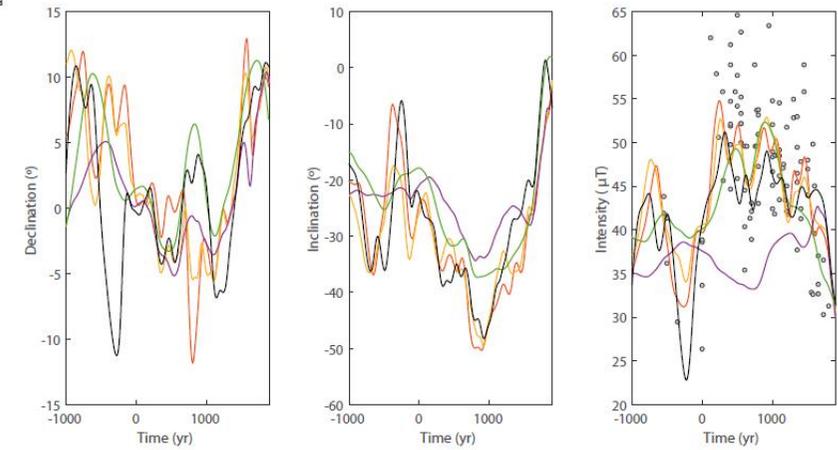
f) Boulder



g) Honolulu



h) Lima



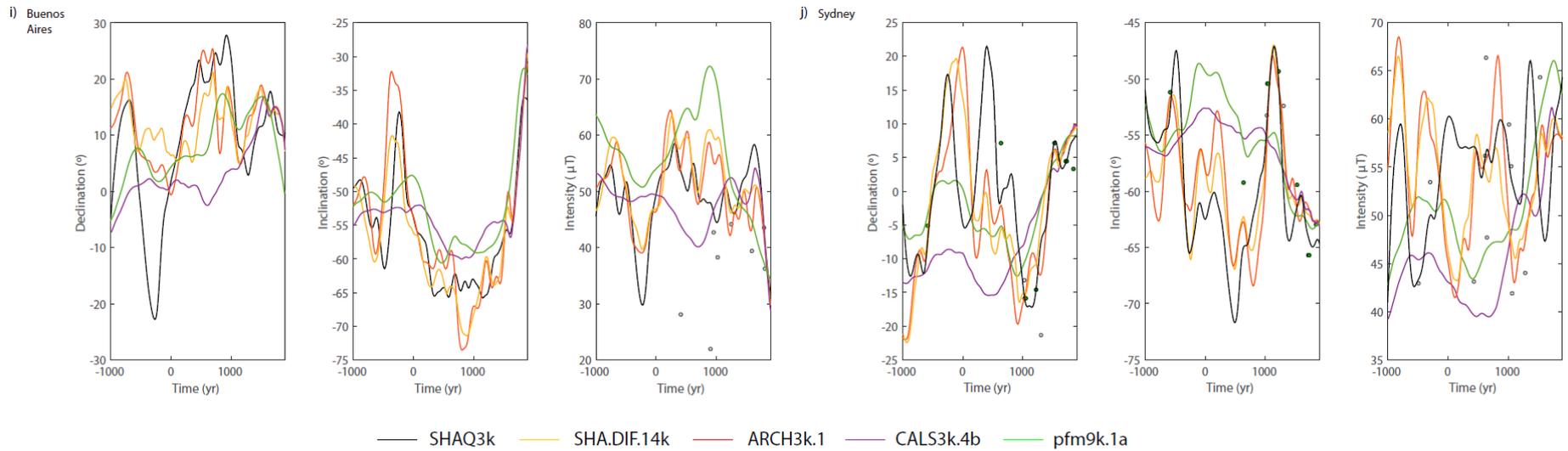


Figura 7.9. Comparación entre las predicciones del modelo (línea negra) y los datos de entrada (círculos verdes para los datos de calidad y grises para el resto de datos) en cuatro localizaciones a) París (Francia), b) Sofía (Bulgaria), c) Mari (Siria), d) Shanghai (China), e) Méjico D.F. (Méjico), f) Boulder (EE.UU), g) Honolulu (Hawaii), h) Lima (Perú), i) Buenos Aires (Argentina), j) Sidney (Australia). Se representan la declinación, inclinación e intensidad. Para comparar, también se han representado las predicciones dadas por otros modelos globales: SHA.DIF.14k (línea amarilla), ARCH3k.1 (línea roja), CALS3k.4b (línea morada) y pfm9k.1a (línea verde).

De la región de Méjico y Hawaii cabe destacar la presencia de cinco datos de intensidad (Tanaka & Kono, 1991; Boehnel et al., 1997; González et al., 1997; Alva-Valdivia, 2005; Pressling et al., 2006) que han sido considerados de no calidad, a pesar de cumplir todos los criterios expuestos en la Tabla 7.1. Como se puede observar en la Figura 7.10, donde se representa el VADM calculado siguiendo la ec. [3.32] a partir de los datos de intensidad de la base de datos AV para los cuatro cuadrantes en los que se divide la Tierra, los VADM calculados a partir de estos datos (señalados en verde dentro de un recuadro negro) no siguen la tendencia esperada, creando una inconsistencia en la base de datos como se comentará en el siguiente apartado (Figura 7.11). De hecho, en Pressling et al. (2006) ya se menciona que sus propios datos resultaban anómalos e inconsistentes con la base de datos actual.

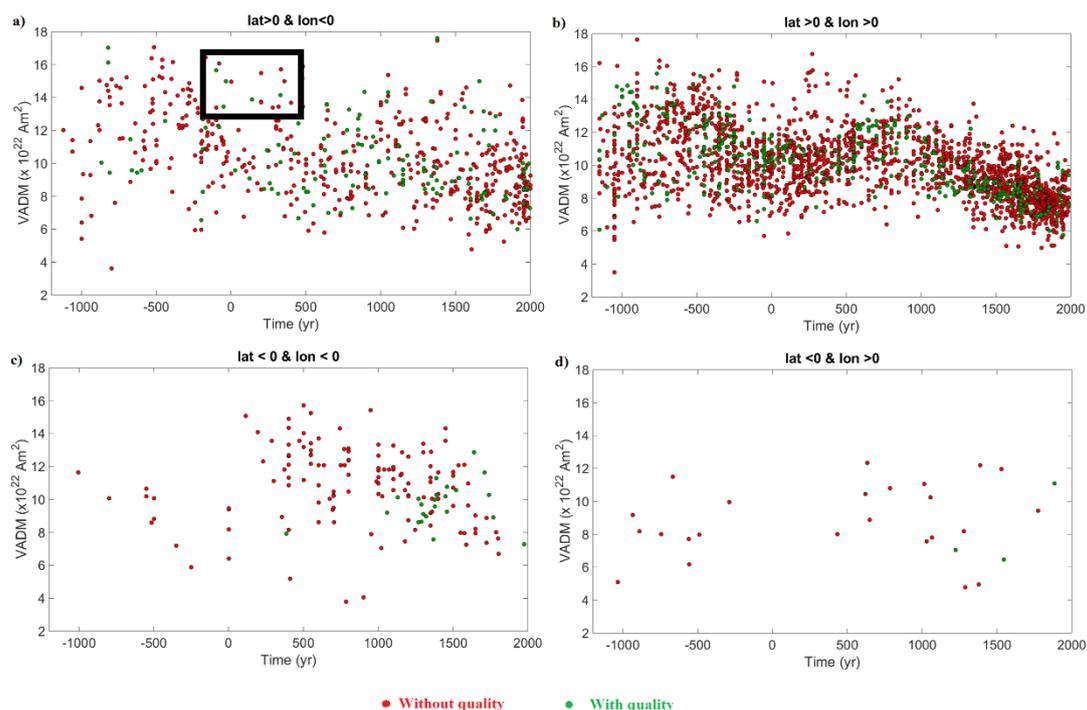


Figura 7.10. VADM calculado con los datos de intensidad de la base de datos AV. Con puntos verdes se representan los VADM calculados con los datos que cumplen los criterios de calidad mostrados en la Tabla 7.1, y en rojo el resto.

7.6.2. Evolución del momento dipolar

Para analizar las variaciones del momento dipolar con el nuevo sistema de pesado, vamos a comparar el DM calculado a partir de SHAQ3k con el proporcionado por los modelos globales descritos en el apartado anterior (Figura 7.11). La diferencia encontrada será debida a dos efectos: 1) al nuevo sistema de pesado, que da más importancia al dato de mayor calidad y 2) a la nueva aparición de datos desde que se publicaron los otros modelos globales. Para evaluar el segundo efecto compararemos también con el modelo construido con la base de datos AV con ratio de pesado $w_Q/w = 1$, es decir, consideramos que todos los datos tienen el mismo peso (modelo llamado SHA3k). Por último calcularemos un último modelo (SHAQ3k*) con el que se estudiará el efecto producido por considerar de calidad los cinco datos de la región de Méjico y Hawaii que, a pesar de cumplir con todos los criterios de calidad, presentan valores poco realistas para poder utilizarlos en una reconstrucción robusta del CMT (ver Figura 7.9).

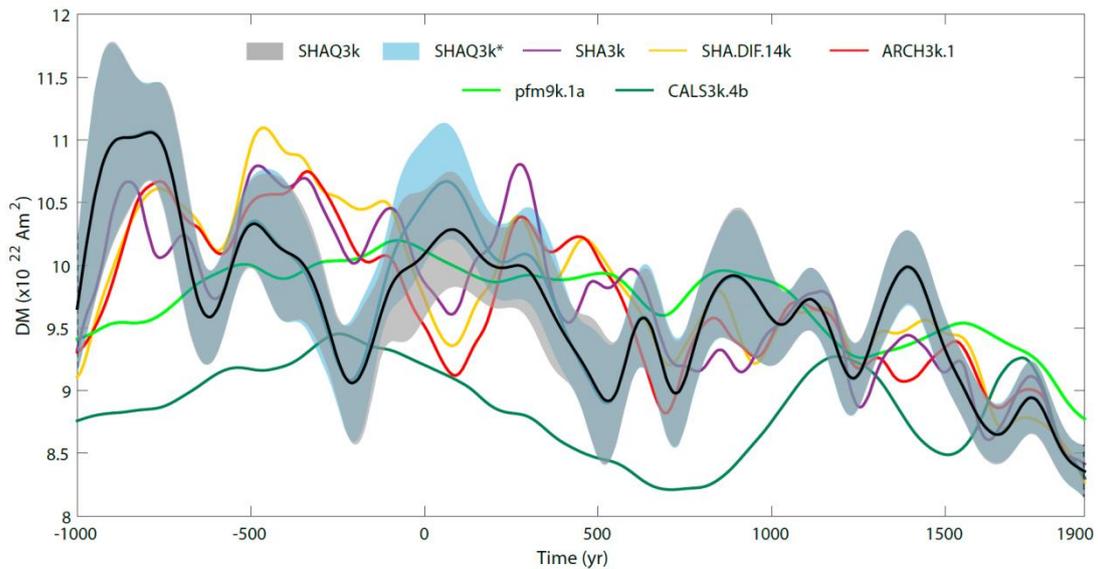


Figura 7.11. Momento dipolar del modelo SHAQ3k (línea negra) junto con su banda de error al 95% de nivel de confianza, comparado con los momentos dipolares calculados a partir de los modelos globales (ver texto para más detalles) CALS3k.4b (Korte & Constable, 2011), ARCH3k.1 (Korte et al., 2009), pfm9k.1a (Nilsson et al., 2014) y SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014a) (ver leyenda en la figura).

De la Figura 7.11 se puede observar algunas diferencias entre el nuevo DM y los propuestos por modelos anteriores. El nuevo modelo sugiere una tendencia de larga longitud de onda de disminución del momento dipolar desde el máximo observado en torno 900 a.C. ($11.1 \times 10^{22} \text{ Am}^2$) hasta valores en torno a $8.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ en el 1900 d.C. A esta tendencia decreciente se le superpone una modulación del DM de menor longitud de onda. Por el contrario, en las reconstrucciones previas el máximo valor del DM se observa en torno al 500 a.C. ($11.1 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, SHA.DIF.14k) ó al 330 a.C. ($10.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, ARCH3k.1). En el nuevo modelo se observa un máximo en estos años ($10.3 \times 10^{22} \text{ Am}^2$), pero es un máximo relativo. En torno al 200 a.C. el nuevo modelo indica un marcado mínimo en la intensidad del DM ($9.0 \times 10^{22} \text{ Am}^2$), mientras que los modelos anteriores presentan únicamente una ligera fluctuación. En torno al año 50-100 d.C. se observa quizás la mayor discrepancia entre la nueva evaluación del DM y las anteriores. El nuevo modelo sugiere un máximo relativo de $10.7 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, cuando los otros modelos sugieren un mínimo de $9\text{-}9.2 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Estas diferencias son un efecto directo del nuevo esquema de pesado de calidad, en concreto en la región norte y centroamericana, y en la zona de Hawaii. Estas regiones se caracterizan por poseer una base de datos muy dispersa y con pocos datos en estos periodos. El criterio de calidad impuesto aumenta la coherencia de la base de datos (ver Figura 7.9), lo que afecta fundamentalmente a este tipo de regiones, pudiendo proporcionar, como en este caso, comportamientos del DM contrarios a los obtenidos por anteriores modelos globales.

El descenso del DM registrado entre el 350 d.C. y 500 d.C. se debe a la incorporación de nuevos datos en la región Sudamericana (Goguitchaichvili et al., 2012) con intensidades inferiores a los $30 \mu\text{T}$ para una época y región en la que no se tenían datos anteriores a este trabajo. Esto se demuestra también con la comparación con el modelo SHA3k, que en esta época registra también un descenso más pronunciado que en el resto de modelos ya publicados. En torno al 500 d.C. se observa un marcado mínimo ($8.9 \times 10^{22} \text{ Am}^2$), claramente debido al nuevo esquema de pesado, especialmente por datos de calidad correspondientes al primer cuadrante (ver Figura 7.10).

Se observa también un máximo claro en torno al 600 d.C., que los demás modelos no registraban, aunque sí el mínimo posterior entre el 650 – 700 d.C., exceptuando el CALS3k.4b, que presenta una variación completamente diferente al resto de los modelos, incluyendo el pfm9k.1a, que también está basado en datos sedimentarios. Esto también fue mencionado cuando estudiamos el comportamiento regional de los modelos en

distintas regiones del globo (Figura 7.9). La comparación del DM calculado con el modelo SHAQ3k con el calculado con el modelo SHA3k parece indicar que el máximo en torno al 600 d.C. procede de la incorporación de datos nuevos a la base de datos durante ese período.

Otra característica común en todos los modelos, excepto nuevamente el CALS3k.4b, parece ser el descenso del DM en torno al año 1200 d.C., mientras que el máximo en torno al 1400 d.C. es una característica que no se observaba en todos los modelos de forma tan clara como en el SHAQ3k. El mínimo de 1600 d.C. también es registrado por los modelos ARCH3k.1 y SHA.DIF.14k, pero no por los modelos basados también en datos sedimentarios. El último descenso del DM se produce desde el año 1750 d.C., y es registrado por todos los modelos. Recordemos que, salvo el SHAQ3k, el SHAQ3k* y el SHA3k, el resto de modelos está regularizado por el modelo GUFM1 basado en datos históricos en el período final (del 1600 al 1900 d.C. para la parte direccional y del 1840 al 1900 d.C. para la intensidad), por lo que es esperable que el último descenso sea común en todos los modelos previos.

Ya vimos en la Figura 7.7 que las principales discrepancias entre el n -rms calculado para la base de datos de intensidad completa y sólo con la base de datos de intensidad de calidad se producen precisamente en años donde el DM presenta sus principales diferencias con modelos anteriores, como son los años 300 - 200 a.C., 100 d.C. y 500 d.C. Estas diferencias son un efecto claro del esquema de pesado y se observan en las épocas donde hay mayores discrepancias entre las bases completas y de calidad de intensidad.

La comparación entre el SHAQ3k y el SHAQ3k* nos informa de la importancia de los datos de entrada en la generación de los modelos. Aunque ambos modelos son consistentes considerando sus bandas de error (calculada al 95% de nivel de confianza), el modelo SHAQ3k* registra un máximo en torno al año 0-100 d.C. con una elevada banda de error, lo que denota una inconsistencia en la base de datos del modelo SHAQ3k*, como ya vimos en la Figura 7.10, por haber dado un peso mayor a datos de calidad que son aparentemente inconsistentes con la tendencia general observada.

7.6.3. Poder espectral y variación secular del poder espectral

Para seguir analizando el comportamiento del modelo SHAQ3k extenderemos el análisis a la frontera manto-núcleo externo (CMB) donde se ha aplicado tanto la regularización espacial como la temporal para asegurarnos una correcta prolongación descendente hasta la fuente del campo geomagnético principal (ver Capítulo 3, Sección 3.2).

En primer lugar, analizaremos el poder espectral del campo en el CMB (R_n en la ec. [7.3]) siguiendo a Lowes (1974),

$$R_n = (n + 1) \sum_{m=0}^n [(g_n^m)^2 + (h_n^m)^2] \left(\frac{a}{c}\right)^{2n+4}, \quad [7.3]$$

donde a es el radio medio de la Tierra y c el radio medio de la frontera manto-núcleo externo. En la Figura 7.12a se muestra el promedio temporal para todo el intervalo analizado en función del grado n .

En este trabajo se calcula por primera vez la desviación del poder espectral. Se determina como dos veces la desviación estándar (al 95% de probabilidad) de los poderes espectrales de los 5000 modelos que hemos generado siguiendo el método *bootstrap* perturbando la base de datos de entrada original. Comparamos con el poder espectral de los modelos globales ya mencionados anteriormente. Como es fácil observar de la Figura 7.12a, el poder espectral del dipolo ($n = 1$) es análogo en todos los modelos. El modelo al que más se aproxima el poder

espectral del SHAQ3k es al del SHA.DIF.14k, aunque se obtienen mayores contribuciones en el cuadrupolo ($n = 2$) y en el octupolo ($n = 3$), los dos términos no dipolares que, como vimos en el Capítulo 6, contribuyen más a nivel regional (después del dipolo).

Asimismo podemos calcular el poder espectral de la variación secular de nuestro modelo, junto con su incertidumbre (Figura 7.12b). Al igual que en el caso anterior, los valores para el cuadrupolo y octupolo son más altos que los obtenidos por el resto de los modelos globales paleomagnéticos, siendo con el SHA.DIF.14k con el que se encuentra más de acuerdo. En este caso el dipolo también es mayor que en el resto de modelos, aunque los valores son consistentes con el SHA.DIF.14k si consideramos la incertidumbre.

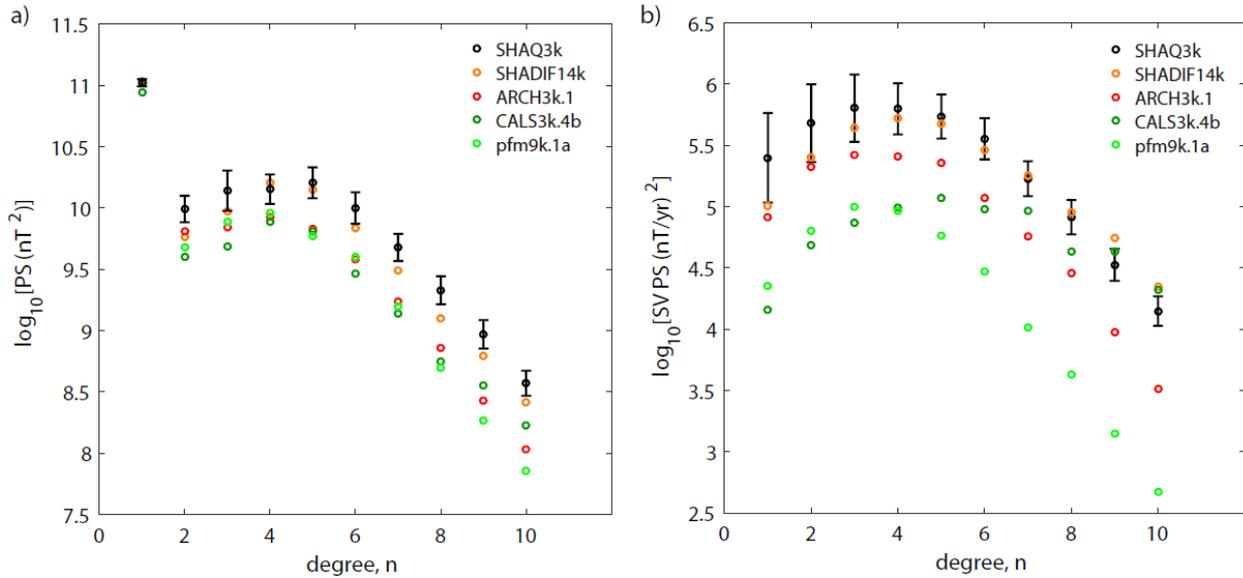


Figura 7.12. Poder espectral promediado en el tiempo de a) el campo y b) la variación secular del campo, en función de los diferentes grados de armónicos esféricos n en el CMB.

7.6.4. Evolución en el CMB. El máximo Europeo en torno al 800 d.C. y el surgimiento de la SAA

Para conocer mejor los procesos dinámicos que ocurren en el núcleo externo y que rigen el comportamiento del campo geomagnético principal, vamos a estudiar cómo es el campo radial ($Br = -Z$, ec. [3.24]) y la contribución no dipolar al campo radial ($Br_{ND} = Br - Br_{dipolar}$) proporcionada por el modelo SHAQ3k en el CMB, promediada para diferentes épocas en los últimos 3000 años (Figura 7.13). La razón de promediar en 500 años es destacar los lóbulos de flujo de más larga persistencia (e.g. Constable et al., 2016). Como queremos estudiar el Br en el CMB, el cálculo se realiza considerando los coeficientes de Gauss del modelo hasta grado $n = 6$ para no considerar longitudes de ondas irreales generadas por armónicos más altos en el CMB. Para calcular el Br_{ND} necesitamos estimar además el $Br_{dipolar}$, que corresponde al Br calculado considerando únicamente los coeficientes de Gauss hasta grado $n = 1$.

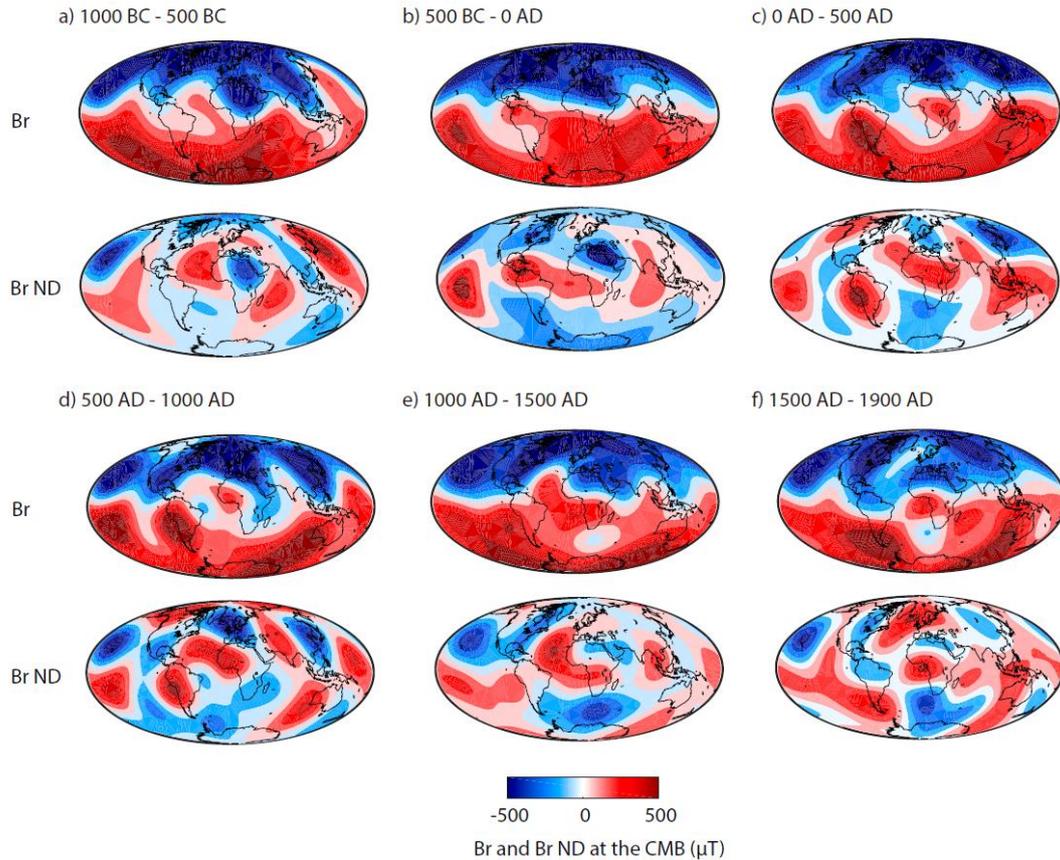


Figura 7.13. Componente del campo radial promediada en el tiempo (Br) y su contribución no dipolar (Br ND), computadas en el CMB para diferentes intervalos de tiempo. Se ha considerado 6 como el grado máximo del desarrollo armónico del potencial geomagnético.

Los Hemisferios Norte y Sur están caracterizados por valores negativos y positivos de Br respectivamente. Se observa como Br es más intenso (en valor absoluto) en épocas más antiguas (1000 BC – 500 BC) y que paulatinamente disminuye hacia épocas más recientes (1500 AD – 1900 AD). Hay que destacar la aparición de un lóbulo de flujo de polaridad negativa en el Hemisferio Sur que persiste durante el último milenio. El hecho de la disminución del valor absoluto de Br en ambos hemisferios explicaría la tendencia de caída del momento dipolar durante los últimos tres milenios (ver Figura 7.8) y además, la aparición del lóbulo negativo en el Hemisferio Sur, estaría relacionada con la evolución de la Anomalía del Atlántico Sur, SAA (Hulot et al., 2002; Gubbins et al., 2006; Olson & Amit, 2006; De Santis & Qamili, 2010; Pavón-Carrasco & De Santis, 2016). De ser así, este resultado estaría de acuerdo con los trabajos de Tarduno et al. (2015) y Osete et al. (2015) donde se cuestiona la antigüedad de la SAA. Según trabajos previos el lóbulo de polaridad invertida aparecería en el límite manto-núcleo en torno al año 1840 d.C. Debemos recordar que nuestro modelo no está regularizado por los modelos históricos e instrumentales, por lo que esta información está únicamente proporcionada por los datos arqueomagnéticos y volcánicos, lo que de nuevo pone de manifiesto su enorme potencial.

Por otra parte, el comportamiento de la componente no dipolar de Br (Br ND) nos permite analizar características más regionales del campo geomagnético. En los promedios temporales de Br ND más antiguos (1000 BC – 500 AD) se observa un patrón de lóbulos mayoritariamente positivos en la zona ecuatorial (con lóbulos negativos distribuidos en medias y altas latitudes). Otra característica regional significativa es el dipolo observado en el promedio 500 AD – 1000 AD con valores negativos sobre el continente Europeo que estaría relacionado con el máximo de intensidad registrado en torno al 800 d.C. en dicha región (ver Figura 7.9a). Finalmente, destacar también que en los últimos 1000 años (1000 AD – 1900 AD) persiste otro dipolo centrado

en Sudáfrica que está relacionado con el flujo negativo de Br explicado anteriormente, y que por tanto, sería el precursor de la SAA en dichas latitudes.

Capítulo 8

Aplicaciones a la Paleoclimatología

Si recordamos el primer párrafo de la Motivación con el que iniciamos esta tesis, nos preguntábamos si realmente conocíamos la evolución pasada del CMT con suficiente fiabilidad como para poder dar una respuesta a la pregunta de si existe o no una conexión entre el CMT y el clima. En los capítulos anteriores hemos contribuido a mejorar las bases de datos arqueomagnéticas, hemos logrado establecer cuál es la metodología más apropiada para estimar el momento magnético dipolar: la basada en modelos de reconstrucción globales, y, finalmente hemos determinado la evolución del CMT durante los últimos 3000 años y, en particular, hemos estimado el momento dipolar a partir de un modelo global del campo geomagnético basado en una base de datos suficientemente robusta. Esto es, en una base de datos en la que cada dato ha sido reevaluado y pesado de acuerdo con unos criterios de calidad. En este capítulo nos centramos en la propia relación entre el CMT y el clima y para ello haremos uso de la nueva metodología desarrollada en esta tesis, la *Transfer Entropy* (ver Capítulo 3 para más detalles sobre la técnica). La relación entre estos dos sistemas complejos para los últimos 300 años será investigada en primer lugar, ya que se tienen datos directos e independientes de ambos sistemas (el registro del nivel global del mar, GSL, y la reconstrucción del campo geomagnético a partir de datos históricos y paleomagnéticos). Pero no podemos extender este tipo de investigación más allá de este periodo puesto que para épocas anteriores al registro histórico tenemos un problema metodológico: algunos de los *proxies* utilizados en las reconstrucciones paleoclimáticas o en el modelado paleoclimático están también relacionados con el campo geomagnético. Es decir, puede haber una relación entre estos sistemas que sea un artefacto producido por un inadecuado tratamiento de los *proxies*. Es por ello que la existencia o no de este artefacto es el segundo de los objetivos de este capítulo. Y utilizaremos también la herramienta de la *Transfer Entropy* para investigarlo. En particular investigaremos la posible relación entre irradiancia solar total (TSI) y la intensidad del momento magnético dipolar.

8.1. Estudio de la relación entre la SAA y el GSL (últimos 300 años)

Los principales resultados de este trabajo se encuentran en:

Campuzano, S.A., De Santis, A., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Qamili, E. (2016) Transfer Entropy between South Atlantic Anomaly and Global Sea Level for the last 300 years. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss*, doi: 10.5194/nhess-2016-56.

En el año 2012, De Santis et al. (2012) propusieron una relación entre el incremento del área de extensión de la SAA sobre la superficie de la Tierra y el aumento del nivel global del mar (GSL) durante los últimos 300 años (ver Capítulo 2 para más detalles sobre la SAA y este estudio en particular). Ahora, cuatro años más tarde, el objetivo perseguido es comprobar si, usando la *Transfer Entropy*, los resultados confirman esta relación también en escalas más cortas (el estudio previo se realizó sobre la larga tendencia) y, de ser así, en qué sentido se produce.

Se analizan, por tanto, estas dos series temporales: a) el área de extensión de la SAA en la superficie de la Tierra dada por diferentes modelos geomagnéticos (modelo GUFM1, Jackson et al., 2000; y las últimas modificaciones dadas por Gubbins et al., 2006 y Finlay, 2008), y b) la reconstrucción de la GSL para los últimos 300 años (Jevrejeva et al., 2008).

La superficie de extensión de la SAA en la superficie de la Tierra se calcula como el área bajo la línea de contorno de intensidad de 32000 nT (siguiendo a De Santis et al., 2012) a partir de los tres modelos geomagnéticos históricos mencionados en el párrafo anterior, que cubren los últimos 400 años. La diferencia entre estos modelos estriba en el método usado para estimar el primer coeficiente de Gauss (g_1^0) antes del 1840 d.C., debido a la falta de datos de intensidad instrumental antes de ese año (ver Capítulo 2 para más detalles). Consecuentemente, las estimaciones de la superficie de extensión de la SAA obtenidos por estos modelos difieren ligeramente para épocas anteriores al año 1840, pero están de acuerdo para el período más reciente (ver Figura 8.1a).

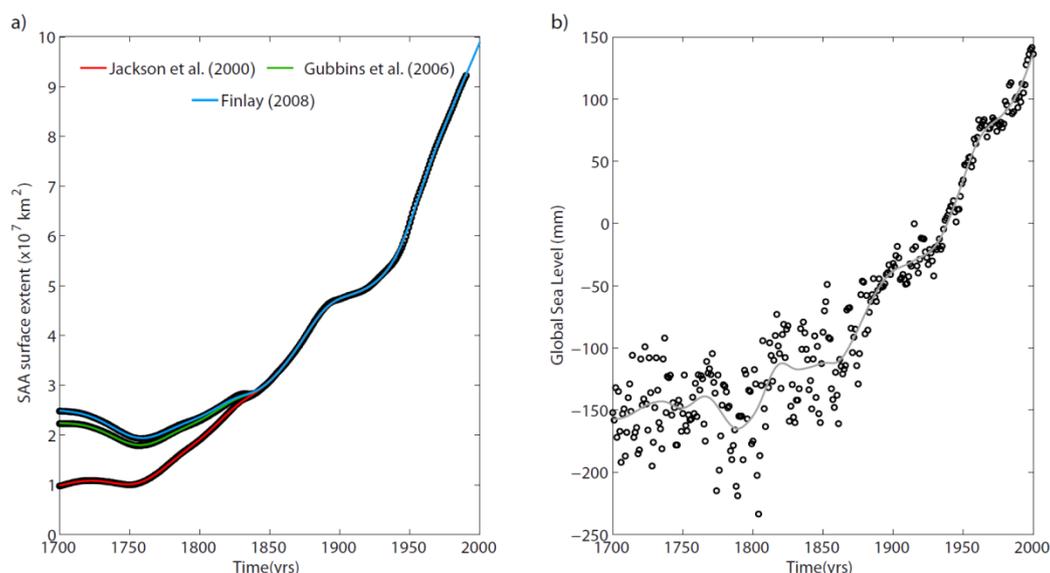


Figura 8.1. Evolución de a) el área de extensión de la SAA en la superficie de la Tierra expresado en 10^7 km² calculadas a partir de tres modelos globales del campo geomagnético (GUFM1, Jackson et al., 2000; y los modelos históricos de Gubbins et al., 2006, y Finlay, 2008), y b) GSL en mm, para los últimos 300 años (1700 - 2000). Las líneas representan los ajustes usando splines cúbicos penalizados: (rojo, verde, azul) SAA calculada de Jackson et al. (2000), Gubbins et al. (2006) y Finlay (2008), respectivamente, y (gris) GSL. De Campuzano et al. (2016).

Para el nivel medio global del mar (GSL), usamos una reconstrucción basada en los registros de mareógrafos más largos disponibles hasta la fecha, desde el año 1700 hasta la actualidad, donde han sido eliminados los efectos del movimiento vertical de la tierra por ajuste isostático glacial de la Tierra sólida (Jevrejeva et al., 2008; <http://www.psmsl.org/products/reconstructions/jevrejevaetal2008.php>). Jevrejeva et al. (2008) extendió este registro para épocas anteriores al año 1850 usando tres de los más largos (aunque discontinuos) registros de mareógrafos disponibles, siendo el error de la reconstrucción más alto en esta época (Figura 8.1b).

Para este trabajo se han suavizado las dos series temporales anteriormente descritas usando *splines* cúbicos penalizados con el objetivo de evitar futuros artefactos matemáticos resultantes de las diferencias en las reconstrucciones antes y después del año 1850. Para ambos registros este ajuste se realizó usando puntos fijos cada 5 años desde 1700 a 2000 y un parámetro de penalización del *spline* de 10 años⁴/km⁴ y 10 años⁴/mm² para el SAA y GSL, respectivamente. Estos valores óptimos fueron estimados calculando el error cuadrático medio (rms), de manera similar a como ya se mostró en el Capítulo 5.

En general, la *Transfer Entropy* (TE) se aplica sobre series temporales estacionarias (e.g. Marschinski & Kantz, 2002). Sin embargo, como es evidente de la Figura 8.1, tanto la SAA como la GSL no pueden ser asumidas como estacionarias, siendo ambas curvas crecientes. Por esta razón, aplicaremos la TE sobre la anomalía de estas series, después de eliminar la tendencia de largo término que mejor ajusta a los datos (ver Figura 8.2). En nuestro

caso, elegimos la función más simple que da cuenta de la evolución temporal de la serie: un polinomio de segundo orden, que parece el mejor compromiso para eliminar la tendencia de más largo periodo y no destruir completamente algunas de las fluctuaciones de corto periodo en ambas series. Así, una anomalía positiva/negativa significará que la extensión del área de la SAA o elevación de la GSL crece más/menos de lo esperado.

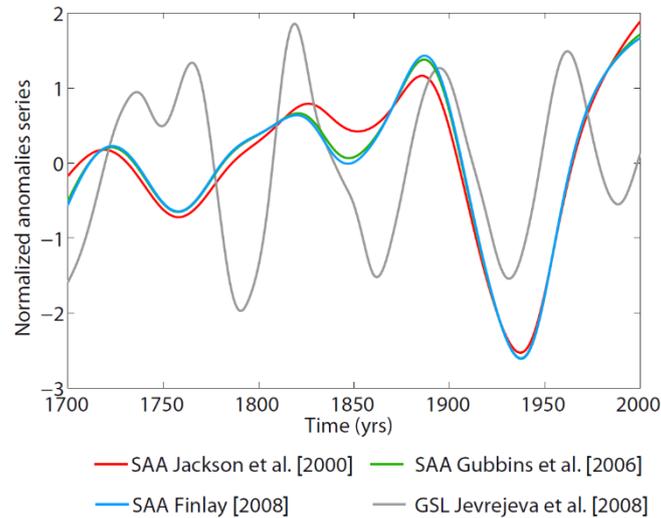


Figura 8.2. Las líneas roja, verde y azul corresponden a las anomalías de la SAA calculadas a partir de los modelos históricos del campo magnético de Jackson et al. (2000), Gubbins et al. (2006) y Finlay (2008), respectivamente. La línea gris corresponde a las anomalías de la GSL. Ver el texto para detalles adicionales. Ambas series temporales han sido normalizadas a media cero y varianza unidad. De Campuzano et al. (2016).

Aplicamos la metodología explicada en el Capítulo 3, Sección 3.3. El análisis del logaritmo de [3.54] (log posterior) en función del número de *bins* proporciona información útil sobre: a) si ambas series temporales son suficientemente largas para aplicar la TE, y b) la selección del número óptimo de *bins* de acuerdo con el máximo de la función log posterior (ver Figuras 8.3a-b). El log posterior de las anomalías de la SAA (Figura 8.3a) aumenta abruptamente con el número de *bins* considerado, alcanzando un pico que corresponderá con el número óptimo de *bins* ($S = 5$) y, a continuación, decrece. Este comportamiento significa que la serie posee un número de datos suficientemente alto como para realizar este análisis. Respecto a las anomalías de la GSL (Figura 8.3b), el log posterior también decrece gradualmente, pero el máximo no se produce tan claramente. Este comportamiento indica que aunque se tenga una cantidad de datos suficiente para aplicar la TE, los efectos debidos a la finitud de la serie temporal podrían ser importantes. Debido a la falta de un pico obvio en la serie temporal de la GSL, establecemos un acuerdo entre la curva dada por el log posterior y las principales características del histograma de la serie temporal (Figuras 8.3c-d). A la vista de la Figura 8.3d, consideramos que con $S = 4$ se captura la información más relevante de la serie de anomalías de la GSL. Finalmente, y con el objetivo de evitar futuros sesgos en el cálculo de la TE, elegimos el mismo número de bins S para ambas series temporales, i.e. $S = 4$ (ver Tabla 8.1) ya que los tamaños de *bin* más amplios (S más pequeños) son normalmente favorecidos en la literatura ya que son capaces de mostrar las características más destacadas de las series temporales de manera más clara (Sandoval Jr., 2014).

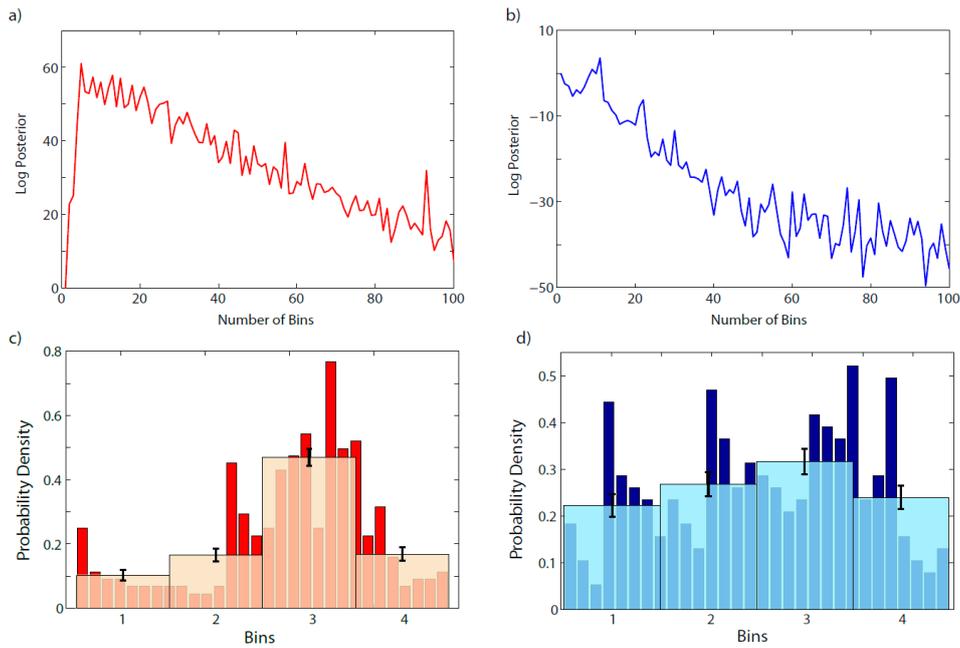


Figura 8.3. Curvas del log posterior en función del número de *bins* S : a) para las anomalías de la SAA calculadas con el modelo histórico para el campo magnético de Jackson et al. (2000) y b) para las anomalías de la GSL. Los gráficos c) y d) representan, en naranja y cian respectivamente, la discretización óptima elegida ($S = 4$) teniendo en cuenta los resultados dados en a) y b), así como las características fundamentales de la densidad de probabilidad de ambos sistemas (ver el diagrama de barras en rojo y azul en c) y d)). Las barras de error indican la desviación estándar de las alturas de los *bins*. De Campuzano et al. (2016).

Como se indicó en el Capítulo 3, la selección del parámetro de encapsulado k para ambas series es una de las elecciones más importantes en un estudio de TE. Para estimarlo de una manera adecuada, se calcula la información mutua dada por [3.55]. Los resultados se muestran en la Figura 8.4a-b y están resumidos en la Tabla 8.1 y C1b del Apéndice C.

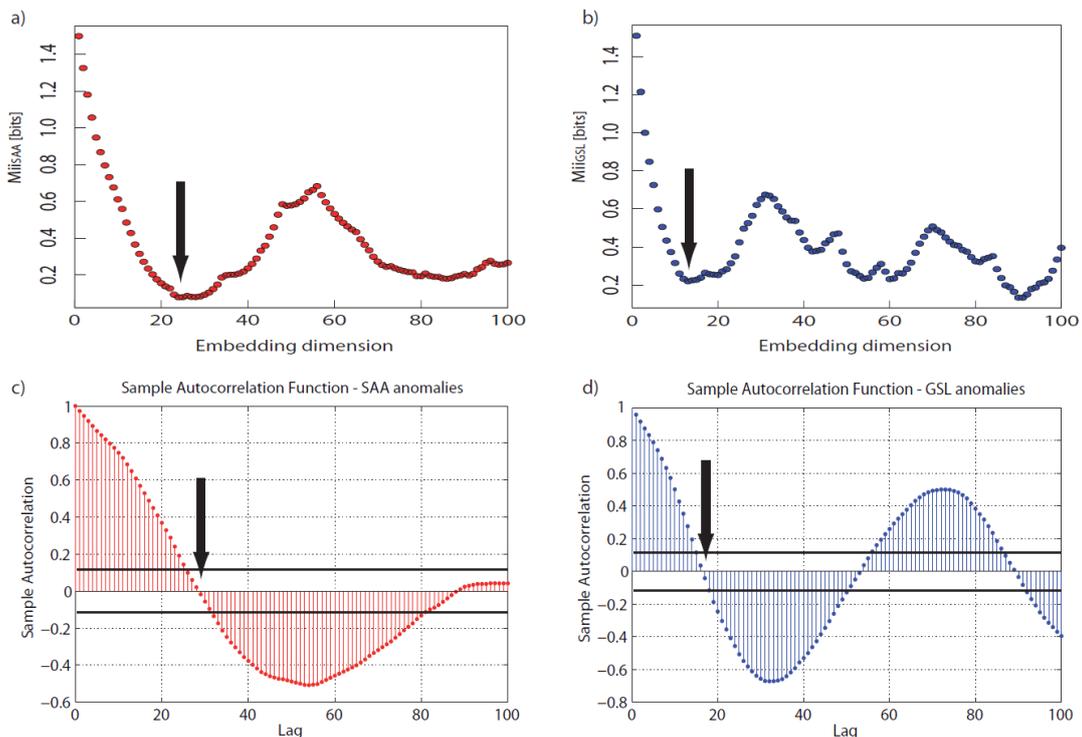


Figura 8.4. Información mutua a) para las anomalías de la SAA calculadas a partir del modelo de Jackson et al. (2000) y b) para las anomalías de la GSL. Las flechas indican el primer mínimo, que representa la dimensión de encapsulado óptima k . La función de autocorrelación simple se muestra en c) para las anomalías de la SAA calculadas a partir del modelo de Jackson et al. (2000) y d) para las anomalías de la GSL. De nuevo, las flechas indican la dimensión de encapsulado óptima dada por el primer cero de la función de autocorrelación. De Campuzano et al. (2016).

Para la serie de la GSL, la dimensión óptima se obtiene para $k_{GSL} = 13$, mientras que para la SAA se obtienen 3 valores diferentes teniendo en cuenta los 3 modelos usados para calcularla (24 para la anomalía de la SAA calculada con el modelo de Jackson et al., 2000; y 26 para las otras dos series). No obstante, dado que las diferencias en las dimensiones de encapsulado pueden llegar a generar sesgos en la TE (Kraskov et al., 2004), hemos fijado la dimensión de $k_{SAA} = 26$ para todas las series de la SAA, ya que un ligero sobre-encapsulado no compromete la detección de TE significativas (Lindner et al., 2011). Para corroborar la diferencia entre los distintos valores de la dimensión k entre la serie de la GSL y la SAA, hemos determinado también la función de autocorrelación (Figura 8.4c-d), dado que la estimación más simple de este parámetro es, sencillamente, el primer cero de esta función (Abarbanel, 1996; Kantz & Schreiber, 1997). Aunque este procedimiento es más sencillo que el cálculo de la información mutua, estas estimaciones generalmente producen valores demasiado amplios de k en sistemas dinámicos estocásticos (Ragwitz & Kantz, 2002). De hecho, el primer mínimo obtenido para las anomalías de la SAA usando la función de autocorrelación se produce en $k_{SAA} = 29$, y para las anomalías de la GSL en $k_{GSL} = 17$ (Figura 8.4c-d). Sin embargo, tanto en los resultados de k dados por la información mutua como los proporcionados por la función de autocorrelación se observa una memoria menor en la serie de las anomalías de la GSL que en las 3 series de la SAA.

Tabla 8.1. Selección del número óptimo de *bins* S y de la dimensión de encapsulado k para las anomalías de la SAA y de la GSL.

PARÁMETROS DE OPTIMIZACIÓN				
Extensión superficial de la SAA				
	<i>Jackson et al.</i> (2000)	<i>Gubbins et al.</i> (2006)	<i>Finlay</i> (2008)	GSL
S	4	4	4	4
k	26	26	26	13

Con el objetivo de evaluar cómo la selección de estos parámetros (S , k) afecta a los resultados, hemos desarrollado varias pruebas usando diferentes conjuntos de ellos. Estos resultados se detallan en el Apéndice C junto con la Tabla C1 y C2. Los resultados confirman que la selección del número de *bins* y del parámetro de encapsulado no afectan significativamente a nuestros resultados, aunque pueden afectar al nivel de significancia con el que se obtiene la TE.

Para los parámetros elegidos (Tabla 8.1), los resultados de la TE [3.53] se resumen en la Tabla 8.2 y en las Figuras 8.5 y 8.6.

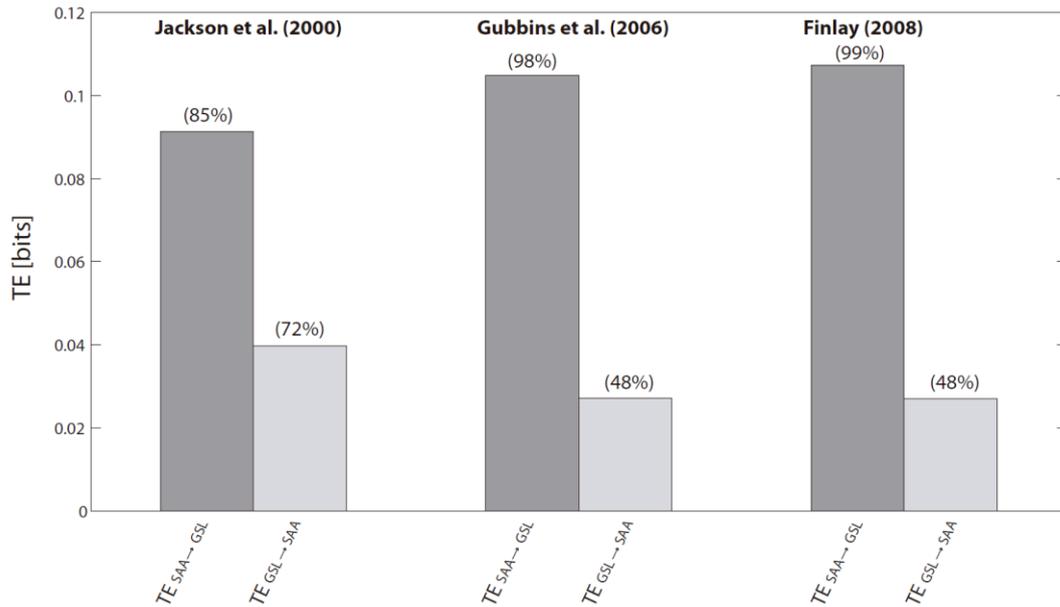


Figura 8.5. *Transfer entropy* que mide el flujo de información de la serie de anomalías de la SAA a la de la GSL, así como de la GSL a la SAA, usando los tres modelos históricos de campo magnético terrestre para calcular la superficie de extensión de la SAA. Entre paréntesis aparece el nivel de significancia de cada TE calculada. De Campuzano et al. (2016).

Tabla 8.2. Transfer entropy y significancia estadística (entre paréntesis) de las anomalías de la SAA a las de la GSL y viceversa, calculadas a partir de los parámetros óptimos (S y k) recogidos en la Tabla 8.1, y $l = 1$.

	<i>Jackson et al. (2000)</i>	<i>Gubbins et al. (2006)</i>	<i>Finlay (2008)</i>
TE _{SAA→GSL} [bits]	0.091 (85%)	0.10 (98%)	0.11 (99%)
TE _{GSL→SAA} [bits]	0.040 (72%)	0.027 (48%)	0.027 (48%)

Como se puede observar, hay un flujo de información significativo desde las anomalías de las SAA a las de la GSL. Este descubrimiento parece ser independiente del modelo usado para calcular la extensión superficial de la SAA, lo que refuerza este resultado. Los niveles de significancia calculados siguiendo la aproximación IAATF detallada en la Sección 3.3 del Capítulo 3 de esta tesis, son también clarificadores, con porcentajes en torno al 90% en todos los casos para la TE que se observa desde la SAA a la GSL. Este resultado sugiere interacciones entre ambas series temporales en escalas de tiempo iguales o menores al tiempo transcurrido entre dos datos consecutivos, es decir, de un año o menos, en este estudio. Esto indicaría que las anomalías en la extensión de la SAA añaden predictibilidad a las anomalías de la GSL y por tanto, sería esperable que futuras anomalías de la extensión de la SAA (teniendo en cuenta la larga tendencia eliminada de la serie original) generasen anomalías de la GSL con un desfase temporal de un año o menos.

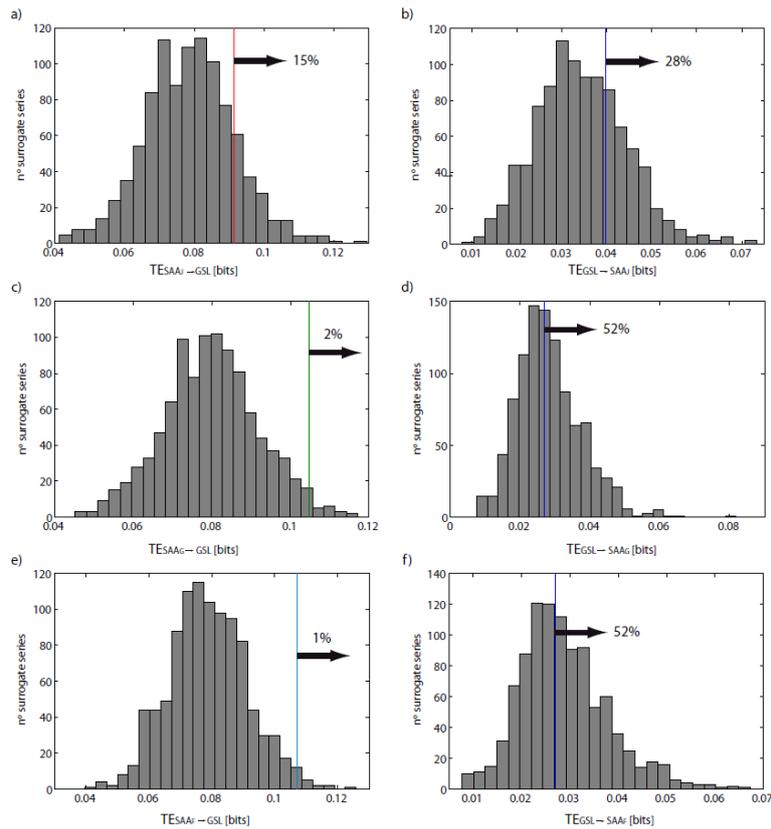


Figura 8.6. *Transfer entropy* calculada de las series surrogadas de (a, c, e) las anomalías de la SAA a partir de Jackson et al. (2000) (SAA_J), Gubbins et al. (2006) (SAA_G) y Finlay (2008) (SAA_F) respectivamente, y (b, d, f) las anomalías de la GSL. Los resultados muestran que la significancia estadística es más alta cuando el sentido de la información va desde las anomalías de la SAA a las de la GSL, también registrando valores de la TE más elevados. Adaptada de Campuzano et al. (2016).

Se han propuesto muchos mecanismos físicos para intentar explicar este posible acoplamiento (ver De Santis et al., 2012 y Capítulo 2 para más detalles). El primero de ellos es que un incremento en el área de la SAA facilitaría la entrada de partículas cargadas del espacio. Si la extensión del área de la SAA crece más de lo esperado (anomalía positiva), entonces esta entrada se vería favorecida. Como resultado tendríamos un clima más cálido, lo cual implicaría a su vez un deshielo de las principales masas de hielo de la Tierra (la Antártida y Groenlandia) que finalmente causaría un incremento mayor del nivel global del mar (anomalía positiva). Otro mecanismo propuesto está basado en una posible reducción de la capa de ozono en la parte superior de la estratosfera sobre la región del Atlántico Sur que podría llegar a modificar el flujo radiativo de la parte alta de la atmósfera y por tanto podría causar cambios en el tiempo y en los patrones climáticos, incluyendo la cobertura de nubes. Finalmente, existe también un mecanismo interno que podría llegar a explicar esta conexión y que fue propuesto por Greff-Lefftz et al. (2004). Se trataría de un dinamismo convectivo en el núcleo externo que podría causar una variación en el campo magnético terrestre y una deformación elástica en la superficie de la Tierra (ver también Capítulo 2).

Gracias a este trabajo podemos concluir que, sea cual sea el mecanismo físico que explique esta relación entre la SAA y el GSL, deberá involucrar una acción por parte del CMT que desencadene una respuesta en la GSL (y no *viceversa*) con un tiempo de acción de un año o menos. Estas condiciones podrían ayudar a encontrar el mecanismo físico responsable de esta relación en un futuro.

Aunque este trabajo parece proporcionar un argumento favorable a la posible relación entre el clima y el campo magnético de la Tierra, se necesitan más investigaciones para poder explotar completamente este tema, como por ejemplo trabajar con series temporales en escalas de tiempo más amplias. Sin embargo, demostramos de

forma clara la utilidad de la TE como metodología para estudiar estas conexiones, proporcionando una gran cantidad de información acerca de la dinámica de la relación y el sentido de la misma, que además puede ayudar a determinar uno de los problemas encontrados en este tipo de estudio, el mecanismo físico involucrado.

8.2. Estudio de la corrección de la TSI por el DM (últimos 2000 años)

Una vez testada la eficacia de la TE en el estudio de la relación entre el CMT y el clima, el siguiente paso será utilizarla para determinar si la corrección por el CMT que actualmente se realiza sobre el ritmo de producción de radionúclidos cosmogénicos (PRC) es suficientemente realista. Recordemos (ver Capítulo 2 para más detalles) que estas series de radionúclidos cosmogénicos son utilizadas para reconstruir la actividad solar pasada, que posteriormente se emplea para calcular la irradiancia solar total (TSI) que es usada en los modelos climáticos que ayudan al desarrollo de escenarios del clima futuro a partir del conocimiento del clima del pasado.

En este trabajo estudiaremos cuatro series de TSI utilizadas como forzamiento externo en cuatro modelos climáticos de circulación general oceánica con atmósfera acoplada (AOGCMs, por sus siglas en inglés, *Atmosphere-Ocean General Circulation Models*), y el momento dipolar calculado a partir de tres modelos globales del CMT: SHA.DIF.14k, CALS7k.2 y CALS3k.4; además de una reconstrucción del VADM, dada por Yang et al. (2000).

Los AOGCMs son modelos numéricos que representan procesos físicos en la atmósfera y el océano, así como interacciones entre ellos. Son una de las herramientas más avanzadas disponibles en la actualidad para simular la respuesta del sistema climático. En este trabajo los AOGCMs utilizados son: EC5MP-E1 y EC5MP-E2 (Jungclaus et al., 2010); ECHO-G (González-Rouco et al., 2006; Wagner et al., 2007) y CSIRO (Phipps et al., 2011, 2012). Para más detalles acerca de estos modelos puede también consultarse Fernández-Donado et al. (2013).

Cada uno de estos modelos utiliza una serie de reconstrucciones de distintos forzamientos externos como parámetros de entrada. Estos forzamientos pueden ser naturales o antropogénicos. Entre los forzamientos naturales utilizados se emplean las series de la TSI calculadas a partir de las reconstrucciones de la actividad solar pasada (que pueden o no incluir una estimación del ciclo solar de 11 años). La actividad solar se parametriza por el parámetro de modulación solar (Φ) (ver Capítulo 2 para ver diferentes métodos de estimación de la actividad solar). Cada uno de estos modelos utiliza una reconstrucción distinta (ver Tabla 8.3 y Figura 8.6), por lo que los resultados de la TSI variarán de acuerdo a esta elección.

Tabla 8.3. Reconstrucciones del forzamiento solar aplicadas en cada modelo AOGCMs utilizado. Leyenda: Stein09 (Steinhilber et al., 2009); Kriv07 (Krivova et al., 2007); Bard00 (Bard et al., 2000); Lean95 (Lean et al., 1995); Shap11 (Shapiro et al., 2011). Adaptada de Fernández-Donado et al., (2013).

	CSIRO	EC5MP-E1	EC5MP-E2	ECHO-G	SHAPIRO
Forzamiento Solar	Stein09	Kriv07	Bard00	Bard00 Lean95	Shap11

El modelo CSIRO emplea la reconstrucción más larga de todos ellos, del 1 al 1999 d.C., basada en series de ^{10}Be corregidas por las estimaciones del VADM determinadas por Yang et al. (2000) y McElhinny & McFadden (2000) (Steinhilber et al., 2009), no incluyendo estimaciones del ciclo solar de 11 años. El modelo EC5MP-E1 utiliza la reconstrucción dada por Krivova et al. (2007), basada en un modelo de flujo magnético solar que reconstruye los cambios de irradiancia desde el año 1610 a 2005 d.C. Dado que esta variable no está disponible hasta la segunda mitad del siglo XX, utilizan el registro de manchas solares como *proxy* para épocas anteriores, usando un modelo propuesto por Solanki et al. (2002). Desde el año 800 a 1610 d.C. se usan las concentraciones de isótopos de ^{14}C registradas en los anillos de los árboles (Solanki et al., 2004; Usoskin et al., 2007; Krivova &

Solanki, 2008). Esta reconstrucción incluye el ciclo solar de 11 años desde el 1610 al 2005 d.C. y se extiende artificialmente para tiempos anteriores, superponiendo el ciclo de 11 años promediado entre 1700 d.C. al presente. El modelo EC5MP-E2, del 850 al 1999 d.C., usa la reconstrucción original de actividad solar dada por Bard et al. (2000), basada en reconstrucciones de ^{10}Be suavizadas y que no incluye estimaciones del ciclo solar de 11 años. El modelo ECHO-G, del 1000 al 1990 d.C., usa una versión de la reconstrucción de la actividad solar dada por Bard et al. (2000), junto con una reconstrucción de TSI de Lean et al. (1995) proporcionada por Crowley (2000), que usa el registro de manchas solares y la luminosidad solar para reconstruir la actividad solar del 1610 al presente. Por último, también trabajaremos con la reconstrucción reciente de la actividad solar de SHAPIRO (Shapiro et al., 2011), que da mayor amplitud a la variabilidad de la irradiancia solar que cualquiera de los modelos anteriores y está exclusivamente basado en reconstrucciones de manchas solares del 1600 al 2009 d.C. Dado que la TE debe realizarse sobre series estacionarias, el estudio se realizará sobre cada uno de los modelos anteriormente descritos hasta el año 1800, antes de que aparezca el aumento de la TSI propio de épocas recientes (ver Figura 8.6). De manera excepcional, dada la brevedad del registro proporcionado por la reconstrucción de SHAPIRO, consideramos que la serie es suficientemente estacionaria hasta el año 1900 d.C. (siendo demasiado corta para realizar este tipo de análisis estadístico sólo hasta el año 1800 d.C.).

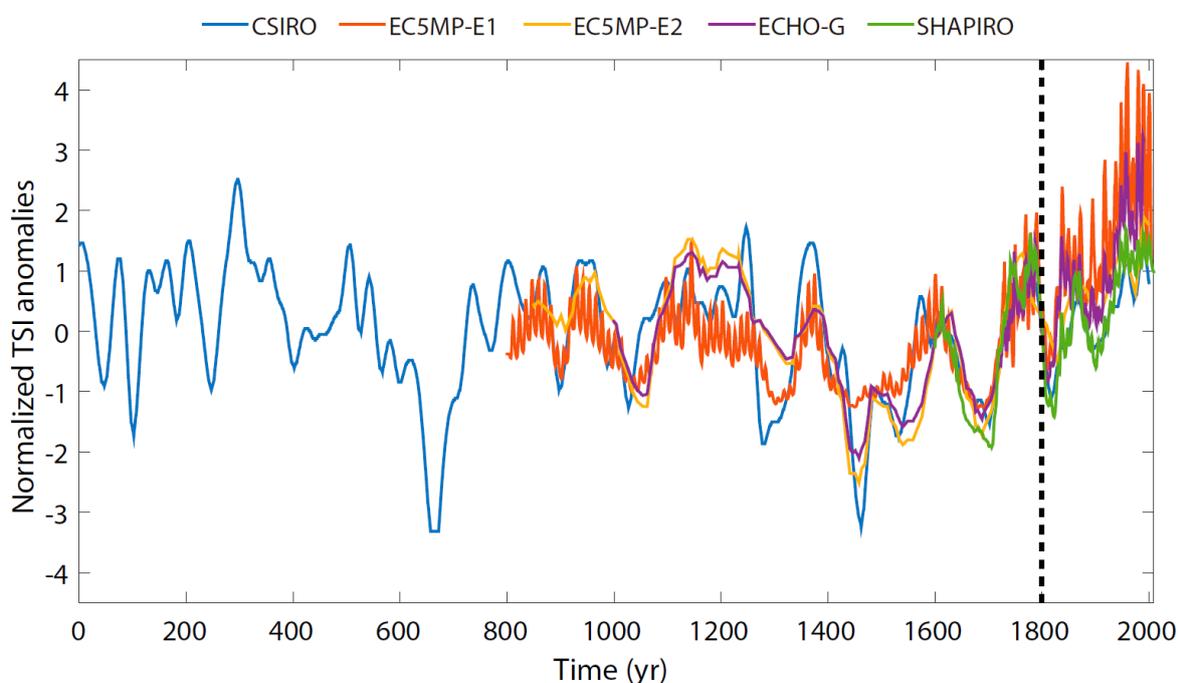


Figura 8.6. Anomalías de la TSI normalizada a media cero y desviación estándar 1 de los distintos modelos AOGCMs seleccionados en este estudio (ver texto para más detalles). La línea de puntos en la gráfica superior indica el año a partir del cual comienza a observarse el incremento de la TSI.

Las principales diferencias entre los modelos de campo geomagnético global, con los que estudiaremos la posible relación con la TSI a través del estudio de la TE, están relacionadas con el tipo de datos de entrada (Figura 8.7a). El SHA.DIF.14k, que abarca desde el 12000 a.C. al 1900 d.C., es un modelo con alta variabilidad pues está basado en datos arqueomagnéticos y volcánicos. Los modelos CALS7k.2, del 5000 a.C. al 1990 d.C., y CALS3k.4, del 1000 a.C. al 1990 d.C., son más suaves que el modelo previo, ya que incluyen datos sedimentarios en su proceso de modelado. Estos dos últimos modelos son los que han sido más ampliamente utilizados para eliminar la contribución del campo geomagnético en los proxies paleoclimáticos utilizados (e.g. Snowball & Muscheler, 2007). También emplearemos la reconstrucción del VADM de Yang et al. (2000), que se extiende desde el 10000 a.C. al 1995 d.C., utilizada en el modelo de CSIRO. Se recomienda consultar el Capítulo 2 para conocer más

detalles sobre los modelos. Estos modelos son los más utilizados actualmente en este tipo de trabajos y, por esta razón, han sido elegidos para este análisis.

Como es obvio de la Figura 8.6 y 8.7, cada uno de los modelos estudiados abarca un intervalo temporal diferente. Adecuaremos cada análisis al periodo temporal de la serie más corta. Además, dado que los valores de TSI de los cuales disponemos son, en realidad, anomalías, vamos a trabajar con anomalías también en el caso del DM. Para ello sustraemos la tendencia de largo período (en este caso una tendencia lineal) y normalizamos ambas series a media cero y desviación estándar 1 (Figura 8.7b).

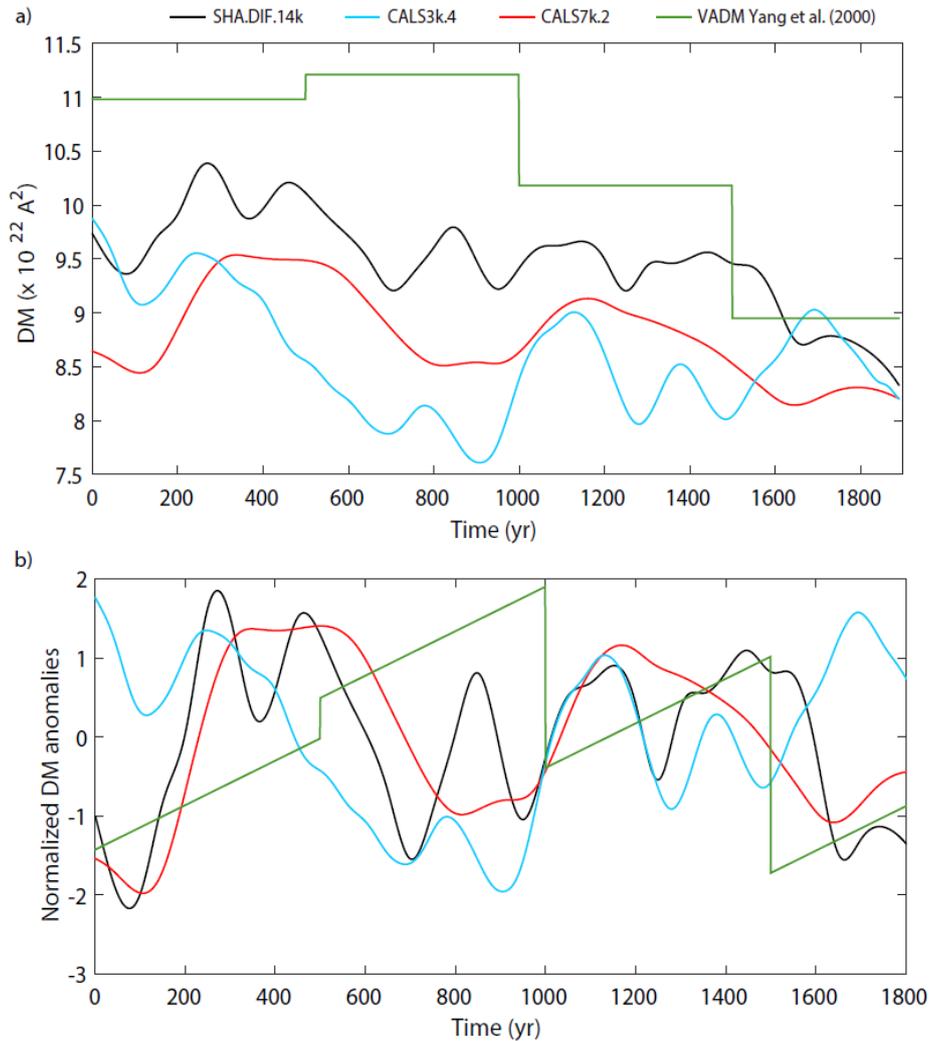


Figura 8.7. a) Momento dipolar de los modelos globales de CMT usados en este estudio: SHA.DIF.14k, CAL7k.2, CALS3k.4; y el VADM de Yang et al. (2000). b) Anomalías del DM y el VADM normalizadas a media cero y desviación estándar 1 (ver texto para más detalles).

Siguiendo un procedimiento análogo al descrito en el anterior trabajo (Sección 8.1), calculamos los parámetros óptimos teniendo en cuenta que, para evitar sesgos en el resultado de la TE, debemos elegir parámetros iguales para cada una de las variables físicas en juego. En este caso, la TSI tendrá unos valores de $k_{TSI} = 30$, y el DM $k_{DM} = 60$. El número de *bins* S será igual a 7 para las dos series de estudio, el valor más pequeño para las series estudiadas, ya que cuanto menor sea S , más se resaltan las características de las series en la TE. Calculamos la TE a partir de [3.53] y obtenemos los valores de la Tabla 8.4.

Tabla 8.4. *Transfer entropy* y significancia estadística (entre paréntesis) de las anomalías de la TSI al DM y del DM a la TSI, para diferentes modelos geomagnéticos: SHA.DIF.14k (negro), CALS3k.4 (rojo), CALS7k.2 (azul) y el VADM dado por Yang et al. (2000) (verde). Las TSI se han obtenido a partir de los AOGCMs de: CSIRO, EC5MP-E1, EC5MP-E2 y ECHO-G, hasta el año 1800 d.C. (ver texto para más detalles). También se ha desarrollado el análisis para la reconstrucción solar dada por Shapiro et al. (2011).

	CSIRO	EC5MP-E1	EC5MP-E2	ECHO-G	SHAPIRO	Modelo geomagnético
$TE_{TSI \rightarrow DM}$ [bits]	0.015 (87%)	0.016 (75%)	0.0091 (19%)	0.0055 (21%)	0.0062 (37%)	SHA.DIF.14k
	0.017 (19%)	0.012 (47%)	0.0077 (15%)	0.0093 (53%)	0.0087 (49%)	CALS3k.4
	0.0090 (10%)	0.013 (76%)	0.0086 (45%)	0.011 (84%)	0.0062 (45%)	CALS7k.2
	0.011 (38%)	0.017 (61%)	0.0048 (4%)	0.025 (96%)	6.73e-5 (37%)	Yang et al. (2000)
$TE_{DM \rightarrow TSI}$ [bits]	0.059 (91%)	0.0059 (26%)	0.045 (82%)	0.030 (78%)	0.0085 (67%)	SHA.DIF.14k
	0.058 (71%)	0.0072 (52%)	0.040 (62%)	0.032 (86%)	0	CALS3k.4
	0.054 (67%)	0.0062 (45%)	0.032 (5%)	0.016 (5%)	0.0031 (29%)	CALS7k.2
	0.058 (65%)	0.011 (93%)	0.038 (18%)	0.024 (8%)	0	Yang et al. (2000)

Para facilitar la interpretación de estos resultados representamos en la Figura 8.8 la ETE (*Effective Transfer Entropy*) obtenida a partir de la ec. [3.60]. Una ETE negativa significa una TE no significativa. Cuanto mayor sea la ETE más significativa será la TE asociada.

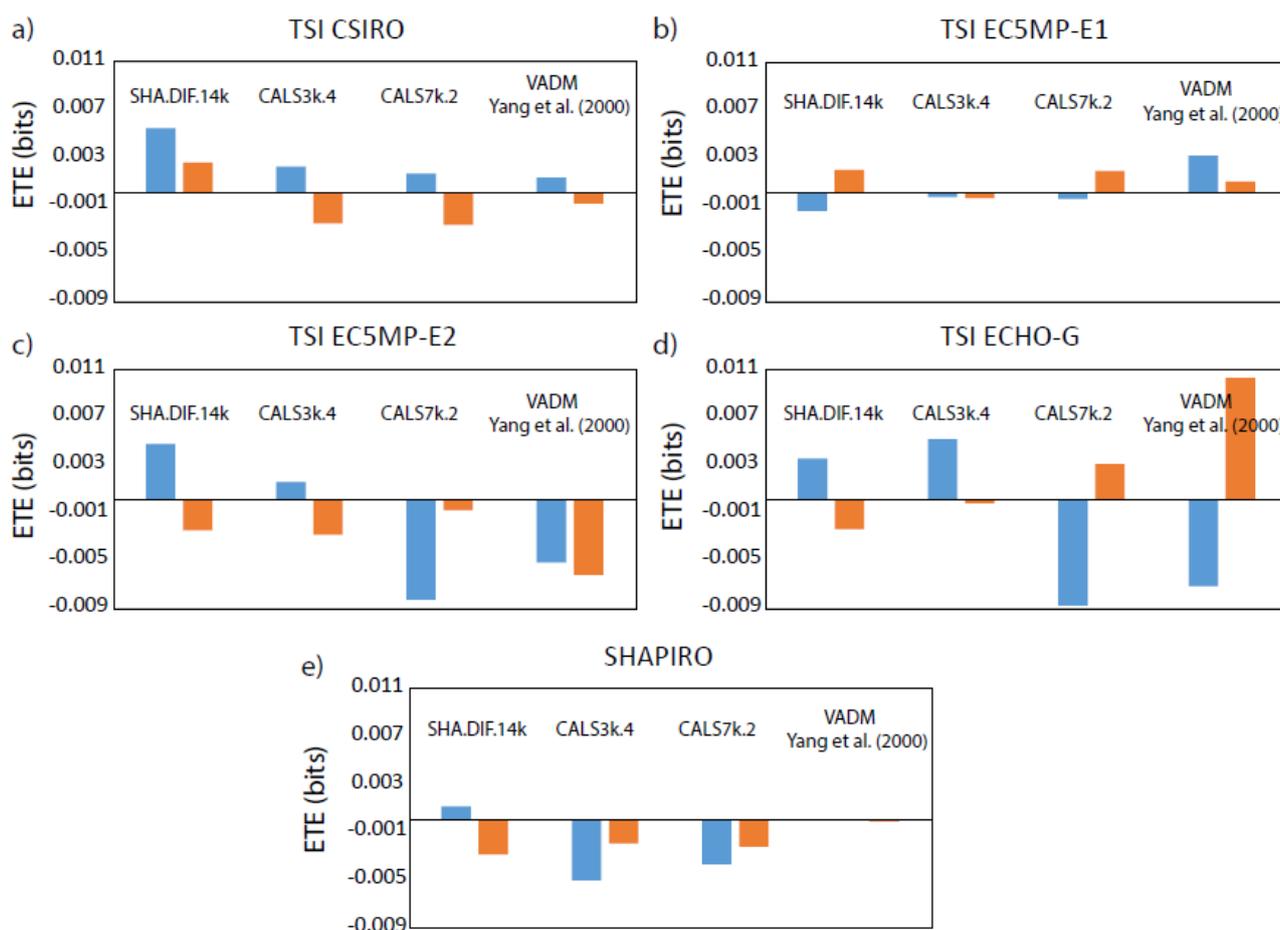


Figura 8.8. *Transfer entropy* efectiva (ETE) que mide la significancia del flujo de información (TE) de la serie del DM al TSI (azul) y de la TSI al DM (naranja). Cada panel corresponde a la ETE calculada con una de las reconstrucciones de TSI usadas como forzamiento externo en los modelos climáticos CSIRO (a), EC5MP-E1 (b), EC5MP-E2 (c), ECHO-G (d) y en la

reconstrucción de la TSI SHAPIRO (e). Dentro de cada panel, cada uno de los cuatro grupos de barras corresponden al cálculo de la ETE con uno de los DM de las reconstrucciones globales del CMT y el VADM de Yang et al. (2000). Por ejemplo, en el panel (a) el primer conjunto de barras corresponderá al valor de la ETE desde la serie del DM del SHA.DIF.14k a la de la TSI del modelo CSIRO (barra azul), y *viceversa* (barra naranja).

En principio la TE entre la TSI y el DM no debería ser significativa en ningún caso, ya que los campos magnéticos solar y terrestre no son dependientes. Sin embargo, en la Tabla 8.4 y Figura 8.8 se observa que para los modelos climáticos CSIRO, EC5MP-E2 y ECHO-G, la TE (ETE) es mayor cuando el flujo de información es transmitido desde el DM al TSI que *viceversa*, con resultados significativos para el DM obtenido a partir de los modelos SHA.DIF.14k y CALS3k.4, que son los que presentan mayor variabilidad (ver Figura 8.7). Esto podría significar que en estas reconstrucciones de la TSI se ha subestimado la variabilidad real del CMT por lo que no estarían completamente corregidas por su efecto.

Recordemos que los modelos CSIRO, EC5MP-E2 y ECHO-G son, precisamente, aquellos en los que las reconstrucciones solares proceden de series de radionúclidos cosmogénicos de ¹⁰Be suavizadas (EC5MP-E2 y ECHO-G) o corregidas (CSIRO) por el VADM propuesto por Yang et al. (2000), el cual presenta una variabilidad poco realista. En general, con el VADM de Yang et al. (2000) y el CALS7k.2 (las dos reconstrucciones menos variables y poco realistas) siempre se obtiene una TE más baja y/o menos significativa que con el resto de modelos de CMT.

Con el modelo SHAPIRO y EC5MP-E1 los resultados de TE son cercanos a cero o cero, con significancias estadísticamente bajas en general. Si eliminamos el ciclo solar de 11 años de la TSI dada por el modelo EC5MP-E1 (Tabla 8.5) observamos que los valores de TE transferidos desde el DM al TSI aumentan, lo que significa que esta alta variabilidad introducida en la serie de la TSI sesga la TE transmitida. Sin embargo, los resultados siguen siendo menos significativos que en el resto de modelos, lo que podría significar que las reconstrucciones basadas en manchas solares y series de ¹⁴C podrían estar menos afectadas por el CMT, ya que hay efectos más relevantes que afectan al ciclo del carbono (ver por ejemplo Roth & Joos, 2013). Para los modelos como el SHAPIRO, basados en reconstrucciones de la actividad solar a partir de manchas solares, no existe ningún efecto del CMT, por lo que la TE es poco significativa y muy cercana a cero o cero, como cabía esperar. Se debe tener en cuenta, además, que la TE entre el SHAPIRO y la reconstrucción del VADM de Yang et al. (2000) es nula por definición (ver ec. [3.53]), ya que en ese período el VADM es una constante.

Tabla 8.5. *Transfer entropy* y significancia estadística (entre paréntesis) de las anomalías de la TSI al DM y del DM a la TSI, para diferentes modelos geomagnéticos: SHA.DIF.14k (negro), CALS3k.4 (azul), CALS7k.2 (rojo). La TSI se ha obtenido a partir del AOGCM EC5MP-E1, filtrado por el ciclo solar de 11 años, hasta el año 1800 d.C. (ver texto para más detalles).

	EC5MP-E1 filtrado	Modelo geomagnético
$T_{E_{TSI \rightarrow DM}}$ [bits]	0.017 (91%)	SHA.DIF.14k
	0.014 (70%)	CALS3k.4
	0.015 (90%)	CALS7k.2
$T_{E_{DM \rightarrow TSI}}$ [bits]	0.030 (14%)	SHA.DIF.14k
	0.036 (71%)	CALS3k.4
	0.026 (2%)	CALS7k.2

Estos resultados, todavía preliminares, están a favor de la hipótesis que ha mantenido la comunidad paleomagnética en relación al uso de los modelos de campo paleomagnético en las reconstrucciones solares. Los primeros estudios sobre dicha hipótesis fueron hechos por Usoskin et al. (2006) donde usaron correlaciones cruzadas para estudiar la posible influencia del DM sobre las reconstrucciones solares. Estos autores observaron que, aunque el valor de la TSI aumentaba según se corrigiera con el modelo CALS7k.2 o el VADM de Yang et al.

(2000), los resultados no presentaban correlaciones significativas entre la reconstrucción y los DM. En este trabajo también hemos obtenido resultados similares con estas dos reconstrucciones. Sin embargo, para los modelos con mayor variabilidad como el SHA.DIF.14k y el CALS3k.4, el uso, por primera vez en este contexto, de una herramienta como la TE, nos informa de que en todos los casos estudiados en los que se reconstruyó la actividad solar a partir de radionúclidos cosmogénicos de ^{10}Be (CSIRO, EC5MP-E2 y ECHO-G), la TE es mayor del DM al TSI, con significancias elevadas. Los resultados obtenidos para el CALS3k.4 son, en general, menos significativos, con una TE de menor valor. Recordemos que ya vimos en el Capítulo 7 que este modelo no reconstruía de forma adecuada el CMT en diferentes regiones, lo que podría significar un incorrecto procedimiento de modelado o datos de entrada poco fiables.

En resumen, las reconstrucciones de la TSI usadas en los modelos climáticos estudiados, que se basan en reconstrucciones determinadas a partir de radionúclidos cosmogénicos del ^{10}Be parecen aún contener información del campo magnético terrestre. Esto puede ser muy probablemente debido a que no se han corregido adecuadamente los registros del ^{10}Be por las fluctuaciones del CMT. Y se ha asociado a la actividad solar variaciones de periodo corto que son atribuibles al campo geomagnético.

Conclusiones

De acuerdo con los resultados obtenidos y presentados en este trabajo de tesis doctoral, podemos establecer las siguientes conclusiones:

1. Tras analizar en detalle la distribución espacial y temporal de los datos arqueomagnéticos en los últimos 3000 años y con la ayuda de varios *casos-estudio* llevados a cabo con datos sintéticos, se ha demostrado que el mejor método para calcular el momento dipolar geomagnético para los últimos milenios es el modelado global. El método del promediado regional del momento dipolar virtual, ampliamente utilizado hasta la fecha, no consigue eliminar el sesgo que introduce la inhomogeneidad de la actual base de datos paleomagnéticos.
2. Las principales fuentes de error en la cuantificación del momento dipolar a partir de datos arqueomagnéticos y volcánicos son, por una parte, la distribución actual de la base de datos paleomagnéticos, tanto espacial como temporal, y, por otra, la calidad del dato de paleointensidad. El 93% de la información paleomagnética disponible actualmente para los últimos tres milenios proviene del Hemisferio Norte y, especialmente, de Europa (59%). En cuanto a la distribución temporal, el 82% de los datos provienen de estructuras de los últimos dos milenios. Por otra parte, sólo el 17% de los datos de paleointensidad publicados en las bases de datos actuales pasan los criterios de calidad establecidos en esta tesis. El efecto de la anisotropía de la termorremanencia en la estimación de la paleointensidad es muy probablemente uno de los factores que puede producir, si no se corrige adecuadamente, datos de paleointensidad erróneos.
3. Se ha actualizado la base de datos arqueomagnéticos de Iberia con nuevos datos de arqueointensidad y direccionales provenientes de yacimientos del primer milenio antes de Cristo de España (Soria, Numancia y Ciadueña) y Portugal (Mogadouro, Castelinho y Crestelos). Con estos nuevos datos se cubre una de las lagunas temporales más importantes de la base de datos arqueomagnéticos de Iberia. A partir de la nueva base de datos generada y revisada se ha construido una nueva Curva direccional de Variación Paleosecular de Iberia para los últimos 3000 años. La nueva curva muestra discrepancias en el periodo tardorromano – Alta Edad Media, donde la información arqueomagnética disponible es aún escasa.
4. Se ha realizado el primer estudio arqueomagnético en cerámicas de las Islas Canarias. Se obtuvieron cinco datos preliminares de arqueointensidad correspondientes a los siglos I a XVI d.C. Sólo 2 de estas cinco muestras cumplían los criterios de selección establecidos en esta tesis. En general los nuevos datos presentaban valores más bajos que los datos presentes actualmente en la base de datos del archipiélago, basada exclusivamente en datos volcánicos, especialmente los más antiguos del primer milenio d.C.
5. Se ha compilado y revisado en detalle la base global de datos arqueomagnéticos y de lavas volcánicas de los últimos 3000 años y se ha procedido a la clasificación de los datos en dos categorías: datos de calidad y resto de datos. El criterio empleado se ha basado en el número de especímenes utilizados para calcular el valor final presente en las bases de datos, que debía ser mayor o igual a 4, y en el protocolo de laboratorio para obtener los datos de paleointensidad. Para todos ellos se exigió que el método de medida utilizado fuera el método clásico de Thellier-Thellier o derivados y que se hubiera realizado un control de la alteración de la mineralogía magnética a partir de los *pTRM-checks*. Para el caso de los datos de arqueointensidad se exigía además la corrección por anisotropía de la termorremanencia (para las muestras *a priori* consideradas como muy anisótropas como las cerámicas y tejas). El porcentaje de los datos que pasan los criterios de calidad supone un 17% de la base de datos total.
6. Se han realizado *test* sintéticos para evaluar si el número de datos de alta calidad disponible y su distribución espacio-temporal es la adecuada para poder compilar un modelo global que describa la evolución del campo

geomagnético durante los últimos tres milenios. Los resultados indican que aún no disponemos de una base de datos de calidad lo suficientemente bien distribuida espacio-temporalmente como para poder reconstruir la evolución del CMT de una manera suficientemente robusta para los últimos 3000 años.

7. Se ha generado un nuevo modelo global, que hemos llamado SHAQ3k, en cuya construcción se ha aplicado, por primera vez, un proceso de pesado que da prioridad al dato de calidad. Para establecer la relación de pesado se han comparado las predicciones de intensidad del nuevo modelo para diferentes localizaciones, con aquellas dadas por el modelo de calidad B propuesto por Pavón-Carrasco et al. (2014b) para diferentes ratios de pesado. El ratio de pesado para el cual la diferencia entre ambas predicciones sea mínima será el ratio de pesado óptimo. En este trabajo se ha determinado que este ratio óptimo es 10, es decir, los datos de calidad pesan 10 veces más que el resto de la base de datos.

8. A partir del modelo SHAQ3k se ha estimado la variación del momento dipolar durante los últimos 3000 años. Durante este periodo se observa una tendencia global decreciente desde el 900 a.C., donde se alcanza un valor de $11.1 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, hasta la actualidad, con un valor de $8.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. A esta tendencia de gran longitud de onda se le superponen oscilaciones de mayor frecuencia, encontrando máximos relativos en 500 a.C., 100 d.C., 600 d.C., 800 d.C., 1400 d.C. y 1750 d.C.

9. El nuevo modelo SHAQ3k permite, además, observar el origen y evolución de la SAA, una de las características principales del CMT que se observa hoy en día en superficie. A principios del primer milenio antes de Cristo se observa en superficie una zona de baja intensidad del campo centrada en el océano Pacífico, al norte de Australia, que deriva hacia el oeste y, en sólo 1500 años se sitúa en la región de Sudáfrica. Esta región anómala comienza a crecer sobre esta zona hasta el año 1500 d.C. donde comienza a desplazarse hacia el suroeste de nuevo, situándose sobre el Atlántico Sur. En el límite manto núcleo se observa cómo se va generando un lóbulo de polaridad invertida que comienza a aislarse desde el año 0 a 500 d.C. y que se encuentra perfectamente formado en el año 1000 d.C. situado bajo la región Sudafricana, y que perdura hasta la actualidad.

10. Se ha aplicado una nueva metodología para investigar la posible correlación entre el clima y el campo magnético terrestre: la *transfer entropy*. Con ella somos capaces de determinar si existe flujo de información entre dos series temporales y el sentido en el que este flujo se produce. Con la aplicación de dicha herramienta estadística hemos podido analizar varios aspectos de la relación entre campo geomagnético y clima:

10.1. Hemos aplicado esta nueva técnica para estudiar la relación entre el crecimiento de la anomalía del Atlántico Sur (SAA) y el aumento del nivel global del mar (GSL) en los últimos 300 años. El resultado obtenido para tres modelos distintos de campo geomagnético que cubren el mismo período temporal y que han sido utilizados para calcular la SAA, es que el flujo de información se produce de las anomalías de la SAA a las de la GSL en intervalos de un año o menos con un nivel de confianza mayor al 90%. Esto puede ayudar a acotar el mecanismo físico implicado en esta relación, ya que debe actuar en un sentido determinado, i.e. del campo geomagnético al clima, y en un periodo de tiempo de un año o inferior.

10.2. El análisis de la *transfer entropy* existente entre las series de reconstrucciones de la TSI utilizadas como forzamiento externo en distintos modelos climáticos, y el momento dipolar dado por diferentes reconstrucciones del campo geomagnético global han proporcionado resultados positivos en todas las reconstrucciones de la TSI que implicaban al ^{10}Be , registrando un flujo de información predominante y significativo desde el DM al TSI. Este trabajo podría indicar que la corrección por el momento dipolar en estas series está siendo subestimada.

Perspectivas futuras

En relación a la base de datos paleomagnéticos, los trabajos futuros deberían enfocarse a escala local (Península Ibérica) en el periodo tardorromano - Alta Edad Media, ya que la información arqueomagnética disponible es aún escasa y, a escala global, es especialmente relevante obtener nuevos datos del Hemisferio sur. Es importante también que todos los nuevos datos que se incorporen a la base de datos cumplan los criterios de calidad expuestos en esta tesis.

El estudio preliminar de arqueointensidad presentado en el Capítulo 4 se completará, en un futuro próximo, investigando de 2 a 4 especímenes más de los mismos materiales, para poder obtener, así, datos de paleointensidad de calidad que cumplan los criterios establecidos a lo largo de esta tesis. Por ello es previsible que en un futuro cercano contemos con 8 nuevos datos de arqueointensidad del norte de Portugal de los siglos XII a.C. a I d.C., y 5 nuevos datos de arqueointensidad de las Islas Canarias del siglo I a XVI d.C., los primeros de este tipo en el archipiélago.

Aunque aquí se ha presentado por primera vez un sistema de pesado que incluye la calidad del dato paleomagnético en la generación de modelos geomagnéticos globales, en un futuro se podría avanzar en otras técnicas de modelado que ya implementen algún tipo de escala jerárquica, por ejemplo, la estadística bayesiana.

El estudio de la relación entre el CMT y el clima también ha proporcionado resultados interesantes. El uso de la *transfer entropy* podría ayudar, como hemos visto en el caso del estudio entre la SAA y la GSL, a acotar el mecanismo físico implicado, proporcionando un sentido y un intervalo de actuación del mismo, por lo que se recomienda su uso en este tipo de trabajos. Además, en el futuro se deberían estudiar otras series temporales distintas a las usadas en este trabajo, y en tiempos más antiguos para poder confirmar definitivamente esta relación.

Los resultados de esta tesis indican que la corrección del ritmo de producción de radionúclidos cosmogénicos por el CMT no se está realizando adecuadamente, por lo que una colaboración entre climatólogos y paleomagnetistas parece necesaria para solucionar este problema. El primer paso sería repetir el análisis utilizando las reconstrucciones originales de TSI, antes de ser utilizadas como forzamiento en los modelos climáticos, y usar en este nuevo análisis el modelo global presentado en esta tesis.

Conclusions

According to the results obtained and presented in this PhD thesis, we can establish the following conclusions:

1. After a detailed analysis of the spatial and temporal evolution of the archaeomagnetic data for the last 3000 years and thanks to numerous case-studies carried out by using synthetic palaeomagnetic data, it has been shown that the best method to estimate the geomagnetic dipole moment for the last millennia is the global modelling. The regional average method to calculate the virtual dipole moment, which is very used, do not refuse the bias due to the inhomogeneity of the recent palaeomagnetic data distribution.
2. The main error sources in the quantification of the dipole moment from archaeomagnetic and volcanic data are, on the one hand, the current distribution of the palaeomagnetic database, both spatial and temporal, and, on the other hand, the quality of palaeointensity data. The 93% of the palaeomagnetic information currently available for the last three millennia comes from the Northern Hemisphere and especially from Europe (59%). For the temporal distribution, the 82% of the data come from structures dated in last two millennia. Moreover, only 17% of the palaeointensity data published in the current databases pass the quality criteria established in this PhD thesis. The effect of the anisotropy of the thermoremanence on the estimation of the palaeointensity is most probably one of the factors that can produce, if not corrected properly, erroneous palaeointensity data.
3. The archaeomagnetic database of Iberia has been updated with a new set of archaeointensity and directional data coming from archaeological sites of the first millennium BC of Spain (Soria, Numancia and Ciadueña) and Portugal (Mogadouro, Castelinho and Crestelos). With these new data one of the most important temporary gaps in the archaeomagnetic database of Iberia has been covered. From the new generated and revised database, a new directional Palaeosecular Variation Curve of Iberia has been constructed for the last 3000 years. The new curve shows discrepancies with the previous PSVCs in the Late Roman-Middle Ages period, where the available archaeomagnetic information is still scarce.
4. A first archaeomagnetic study in the Canary Islands has been carried out. Five preliminary archaeosensity data corresponding to the first to sixteenth centuries AD were obtained. Only 2 of these five samples pass the selection criteria established in this PhD thesis. In general, the new data presented values lower than the current data in the database of the archipelago (based exclusively on volcanic data), especially the oldest ones from first millennium AD.
5. The global archaeomagnetic and volcanic database for the last 3000 years has been compiled and reviewed in detail and the data have been classified in two categories: quality data and other data. This criterion was based on the number of specimens used to estimate the mean value presents in the databases, which should be greater than or equal to 4, and in the laboratory protocol to obtain the palaeointensity data. For all the quality data the method of measurement must be the classic Thellier-Thellier method or derivatives with a control of the alteration of the magnetic mineralogy from the pTRM-*checks*. In the case of the archaeointensity data, anisotropy correction of the thermoremanence was also required. The percentage of data passing the quality criteria represents 17% of the total database.
6. Synthetic tests have been performed to evaluate if the number of the quality data available and its spatio-temporal distribution is adequate to generate a global model describing the evolution of the geomagnetic field over the last three millennia. The results indicate that the current quality database is not sufficiently well distributed in space and time to reconstruct the past evolution of geomagnetic field.

7. A new global model, called SHAQ3k, has been generated. In its construction, for the first time, a weighting scheme has been applied, which gives more relevance to the quality data. In order to establish the weighting ratio, the intensity predictions of the new model for different locations were compared with those given by the quality model B proposed by Pavón-Carrasco et al. (2014b). The weighting ratio for which the difference between both model predictions presents the minimum value has been estimated in 10, i.e. the quality data weigh 10 times more than the rest of the data.

8. From SHAQ3k model, the dipole moment variation for the last 3000 years has been estimated. During this period there is a global trend decreasing from 900 BC, where it reaches a value of $11.1 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, until the present day, with a value of $8.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. This long trend overlaps with higher frequency oscillations, with relative maxima at 500 BC, 100AD, 600 AD, 800 AD, 1400 AD and 1750 AD.

9. The new SHAQ3k model also allows us to observe the origin and evolution of the SAA, one of the main characteristics of the geomagnetic field that is observed today on surface. At the beginning of the first millennium BC, there is a low intensity area on the Pacific Ocean at north of Australia, which drifts westwards, and in only 1500 years, is located on the South African region. This anomalous region begins to grow on this zone until 1500 AD, when it starts to move towards the west again, being placed on the South Atlantic Ocean. In the core mantle limit, one can observe how a reversed flux polarity patch is generated, which begins to be isolated from 0 to 500 d.C., and is perfectly formed in the year 1000 d.C., located under the South African region, and which lasts until today.

10. A new methodology has been applied to investigate the possible correlation between climate and geomagnetic field: the transfer entropy. This tool determines if there is a flow of information between two time series and the direction in which this flow occurs. With the application of this statistical tool we have been able to analyze several aspects of the relationship between geomagnetic field and climate:

10.1. We have applied this new technique to study the possible connection between the growth of the South Atlantic Anomaly (SAA) and the increase of the Global Sea Level (GSL) for the last 300 years. The result obtained for three different models of geomagnetic field that cover the same time period and that have been used to calculate the SAA, is that the flow of information occurs from the SAA anomalies to those of the GSL in intervals of one year or less, with a confidence level greater than 90%. This may help to delimit the physical mechanism involved in this relationship, since it must act in a determinate sense, i.e. from the geomagnetic field to the climate, and over a period of time of one year or less.

10.2. The analysis of transfer entropy between the series of TSI reconstructions used as external forcing in different climate models and the dipole moment given by different reconstructions of the global geomagnetic field have provided positive results in all TSI reconstructions involving ^{10}Be , recording a predominant and significant flow of information from the DM to the TSI. This important result could indicate that the dipole moment correction in these series is being underestimated.

Outlook

In relation to the palaeomagnetic database, future work should be focused on local (Iberian Peninsula) in the late Roman-Middle Ages period, as the available archaeomagnetic information is still scarce and, on a global scale, it is especially relevant to obtain new data coming from the Southern Hemisphere. It is also important that new data incorporated in the database fulfil the quality criteria set on this PhD thesis.

The preliminary archaeointensity study presented in Chapter 4 will be completed by investigating 2 to 4 more specimens of the same materials, in order to obtain, therefore, quality palaeointensity data taking into account the criteria established throughout this PhD thesis. Therefore we will incorporate 8 new archaeomagnetic data from northern Portugal from the 12th century BC to I AD, and 5 new archaeomagnetic data from the Canary Islands from the first to the sixteenth century AD, the first of this kind of data in the archipelago.

Although a weighting scheme has been presented here for the first time, including the quality of the palaeomagnetic data in the generation of global geomagnetic models, in the future one could advance in other modelling techniques that implement some hierarchical mechanism, such as Bayesian statistics.

The study of the relationship between the geomagnetic field and climate has also provided interesting results. The use of the transfer entropy could help, as we have seen in the case of the study between the SAA and the GSL, to limit the physical mechanism involved, providing a sense and an interval of time to act, so it is recommended its use in this works. In addition, in the future, other time series should be studied, in older times, in order to definitively confirm this relationship.

The results of this PhD thesis indicate that the correction of the rate of production of cosmogenic radionuclides by the geomagnetic field is not being performed adequately, so the collaboration between climatologists and palaeomagnetists seems necessary to solve this problem. The first step would be to repeat the analysis using the original reconstructions of TSI, before being used as a forcing in the climate models, and to use the global model presented in this thesis in this new analysis.

APÉNDICES

Apéndice A

En este apéndice se muestran las tablas y figuras suplementarias correspondientes al Capítulo 6 de esta tesis, y que han sido referenciadas a lo largo del texto.

Tabla A1. Desviaciones entre el promedio de VADM y ADM (σ_{VADM}) y el de VDM y DM (σ_{VDM}) calculados a partir de las ec. 6.1 y 6.2 para el intervalo de tiempo del 1900 al 2010, cada 5 años (para datos sintéticos generados por el IGRF-11). Ver el texto y la Figura 6.1 para más detalles. La última fila muestra el valor medio temporal para ambas desviaciones considerando el intervalo completo. Adaptada de Campuzano et al. (2015).

Time (yrs)	σ_{VADM} (%)	σ_{VDM} (%)
1900	4.52	1.26
1905	4.59	1.29
1910	4.69	1.33
1915	4.80	1.38
1920	4.91	1.43
1925	5.01	1.47
1930	5.12	1.52
1935	5.23	1.56
1940	5.33	1.61
1945	5.46	1.68
1950	5.49	1.72
1955	5.53	1.75
1960	5.53	1.79
1965	5.54	1.82
1970	5.55	1.86
1975	5.55	1.91
1980	5.60	1.97
1985	5.61	2.03
1990	5.63	2.08
1995	5.65	2.14
2000	5.63	2.19
2005	5.60	2.23
2010	5.58	2.28
Mean (time-average)	5.31	1.75

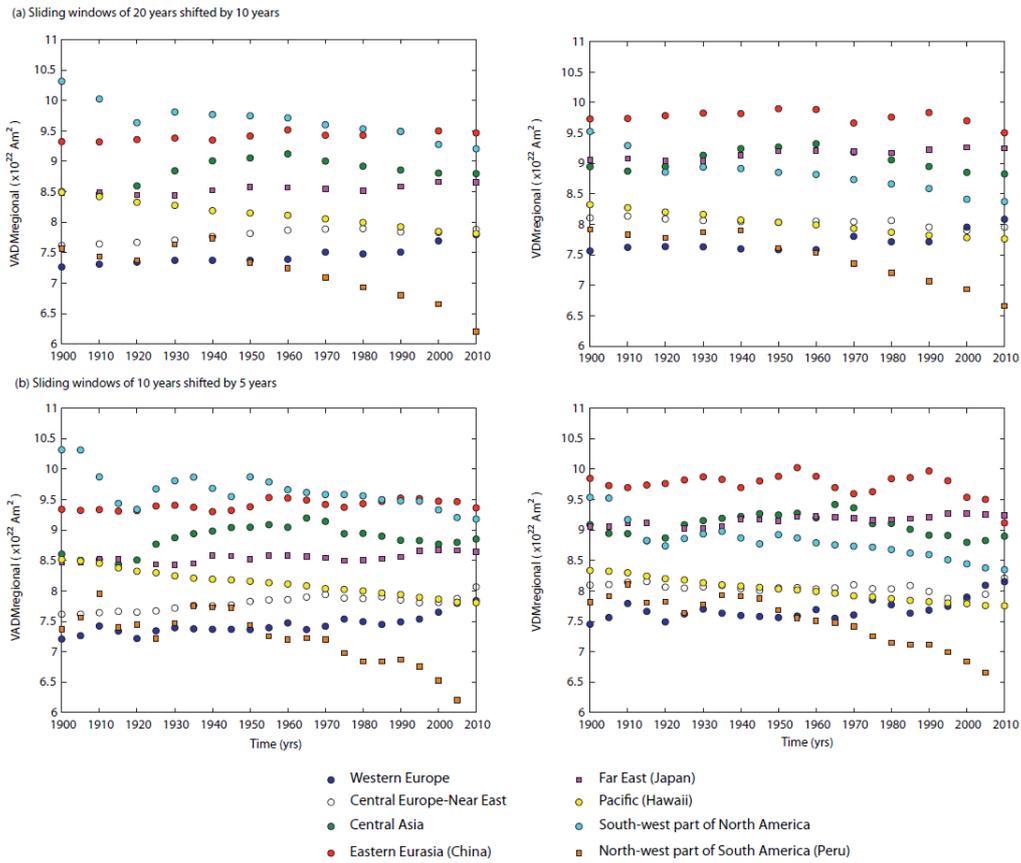


Figura A1. Curvas de variación regional del VADM (izquierda) y VDM (derecha) en las diferentes regiones rectangulares de la Figura 6.3 (ver el código de colores de la leyenda, siguiendo la Figura 10 de Genevey et al., 2008), obtenidas con la ayuda de ventanas móviles (a) de 20 años desplazadas cada 10 y (b) de 10 años desplazadas cada 5 años. Todas las curvas se han obtenido de la base de datos sintéticos en las localizaciones dadas en la Figura 6.3. Ver Capítulo 6 para más detalles. Adaptada de Campuzano et al. (2015).

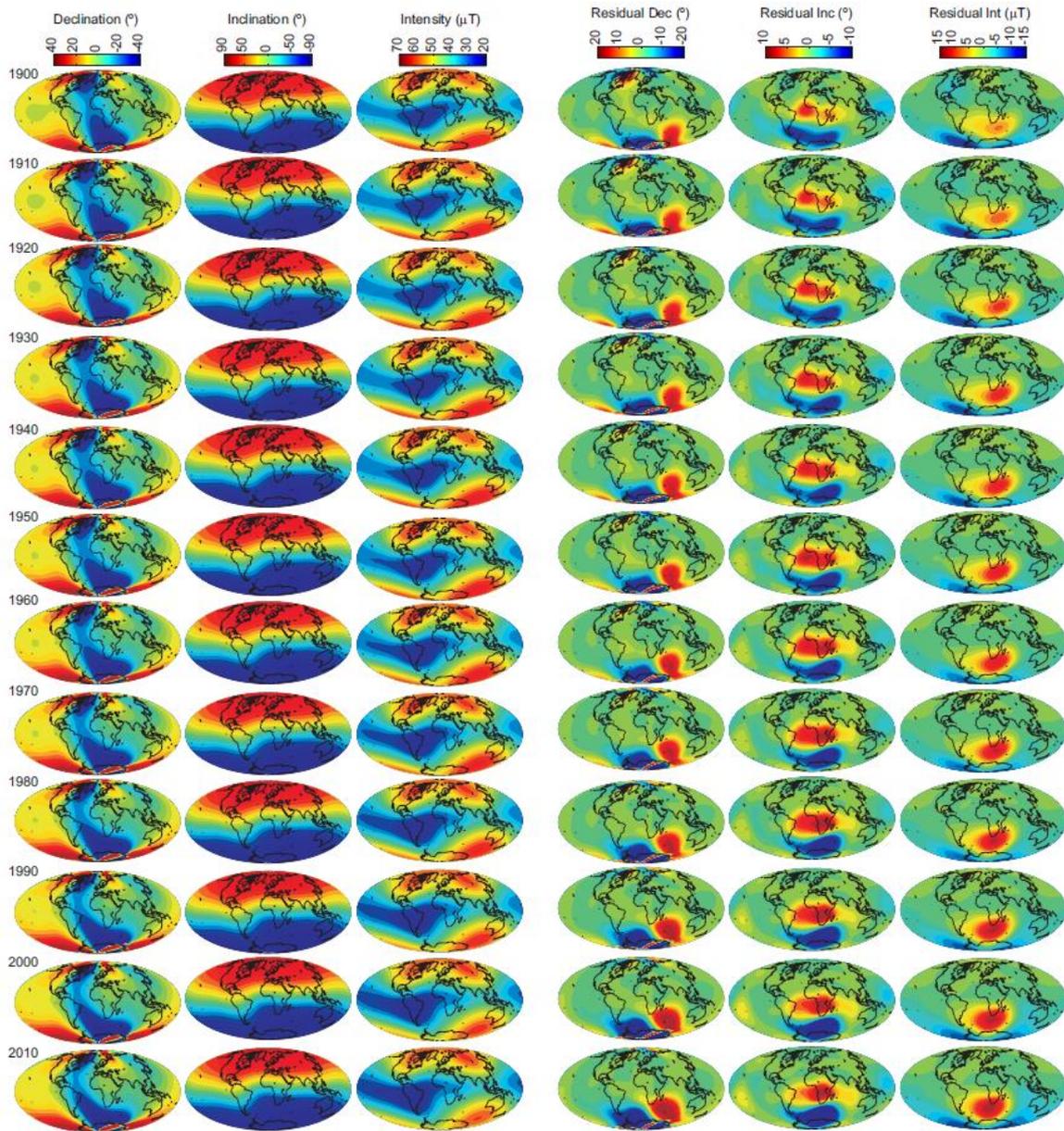


Figura A2. Imágenes de (de izquierda a derecha) declinación, D , inclinación, I , e intensidad, F , para el modelo global generado de la base de datos ArcheoInt, IGRF-11s y su correspondiente residuo respecto al modelo IGRF-11, desde el año 1900 al 2010, cada 10 años. Adaptada de Campuzano et al. (2015).

Apéndice B

En este apéndice se muestran las tablas y figuras suplementarias correspondientes al Capítulo 6 de esta tesis, y que han sido referenciadas a lo largo del texto.

Tabla B1. Filtros empleados en el proceso de Modelado. Número de datos usados en el proceso de modelado y número de datos sustituido en la base de datos (a) QAV, (b) A y (c) QA. Columna 1: Tipo de filtro aplicado o Caso de sustitución. Columna 2: Descripción de los filtros y casos. Columnas 3/4/5/6: número de datos de declinación, inclinación e intensidad. El número entre paréntesis indica el porcentaje de datos eliminados de la base de datos original.

a) QAV

Type of Filter	Description	Declination	Inclination	Intensity
Initial	Raw data	2602	2822	523
Filter 1: measurement uncertainty	$\alpha_{95} \leq 3 \cdot \text{mean}(\alpha_{95}) \rightarrow \alpha_{95} \leq 9.2^\circ$ $\sigma^F \leq 3 \cdot \text{mean}(\sigma^F) \rightarrow \sigma^F \leq 12.2 \mu\text{T}$	2538 (2.5%)	2755 (2.4%)	512 (2.1%)
Filter 1: age uncertainty	$\sigma^T \leq 250 \text{ yr}$	2491 (4.3%)	2708 (4.0%)	488 (6.7%)
Filter 2: residual data	residuals $\leq 3 \cdot \sigma_{\text{residual}}$ residualD $\leq 3 \cdot 6.6^\circ = 19.8^\circ$ residualI $\leq 3 \cdot 4.2^\circ = 12.6^\circ$ residualF $\leq 3 \cdot 6.7 \mu\text{T} = 20.1 \mu\text{T}$	2434 (6.5%)	2647 (6.2%)	479 (8.4%)
Uncertainty substitutions	Description	Declination	Inclination	Intensity
Case 1	Without measurement uncertainty information	57	95	24
Case 2	Without age uncertainty information	68	83	10
Case 3	Measurement uncertainties lower than threshold	2135	2238	353

b) A

Type of Filter	Description	Declination	Inclination	Intensity
Initial	Raw data	2557	3853	2712
Filter 1: measurement uncertainty	$\alpha_{95} \leq 3 \cdot \text{mean}(\alpha_{95}) \rightarrow \alpha_{95} \leq 11.2^\circ$ $\sigma^F \leq 3 \cdot \text{mean}(\sigma^F) \rightarrow \sigma^F \leq 10.1 \mu\text{T}$	2513 (1.7%)	3756 (2.5%)	2642 (2.6%)
Filter 1: age uncertainty	$\sigma^T \leq 250 \text{ yr}$	2468 (3.5%)	3711 (3.7%)	2561 (5.6%)
Filter 2: residual data	residuals $\leq 3 \cdot \sigma_{\text{residual}}$ residualD $\leq 3 \cdot 7.4^\circ = 22.2^\circ$ residualI $\leq 3 \cdot 4.8^\circ = 14.4^\circ$ residualF $\leq 3 \cdot 9.0 \mu\text{T} = 27.0 \mu\text{T}$	2421 (5.3%)	3633 (5.7%)	2528 (6.8%)
Uncertainty substitutions	Description	Declination	Inclination	Intensity
Case 1	Without measurement uncertainty information	89	288	484
Case 2	Without age uncertainty information	42	129	389
Case 3	Measurement uncertainties lower than threshold	1997	2215	1787

c) QA

Type of Filter	Description	Declination	Inclination	Intensity
Initial	Raw data	2335	2545	459
Filter 1: measurement uncertainty	$\alpha_{95} \leq 3 \cdot \text{mean}(\alpha_{95}) \rightarrow \alpha_{95} \leq 9.3^\circ$ $\sigma^F \leq 3 \cdot \text{mean}(\sigma^F) \rightarrow \sigma^F \leq 11.4 \mu\text{T}$	2273 (2.7%)	2482 (2.5%)	451 (1.7%)
Filter 1: age uncertainty	$\sigma^T \leq 250 \text{ yr}$	2235 (4.3%)	2444 (4.0%)	428 (6.8%)
Filter 2: residual data	residuals $\leq 3 \cdot \sigma_{\text{residual}}$ residualD $\leq 3 \cdot 6.6^\circ = 19.8^\circ$ residualI $\leq 3 \cdot 4.1^\circ = 12.3^\circ$ residualF $\leq 3 \cdot 6.5 \mu\text{T} = 19.5 \mu\text{T}$	2186 (6.4%)	2391 (6.1%)	422 (8.1%)
Uncertainty substitutions	Description	Declination	Inclination	Intensity
Case 1	Without measurement uncertainty information	55	93	24
Case 2	Without age uncertainty information	24	30	5
Case 3	Measurement uncertainties lower than threshold	1906	2005	323

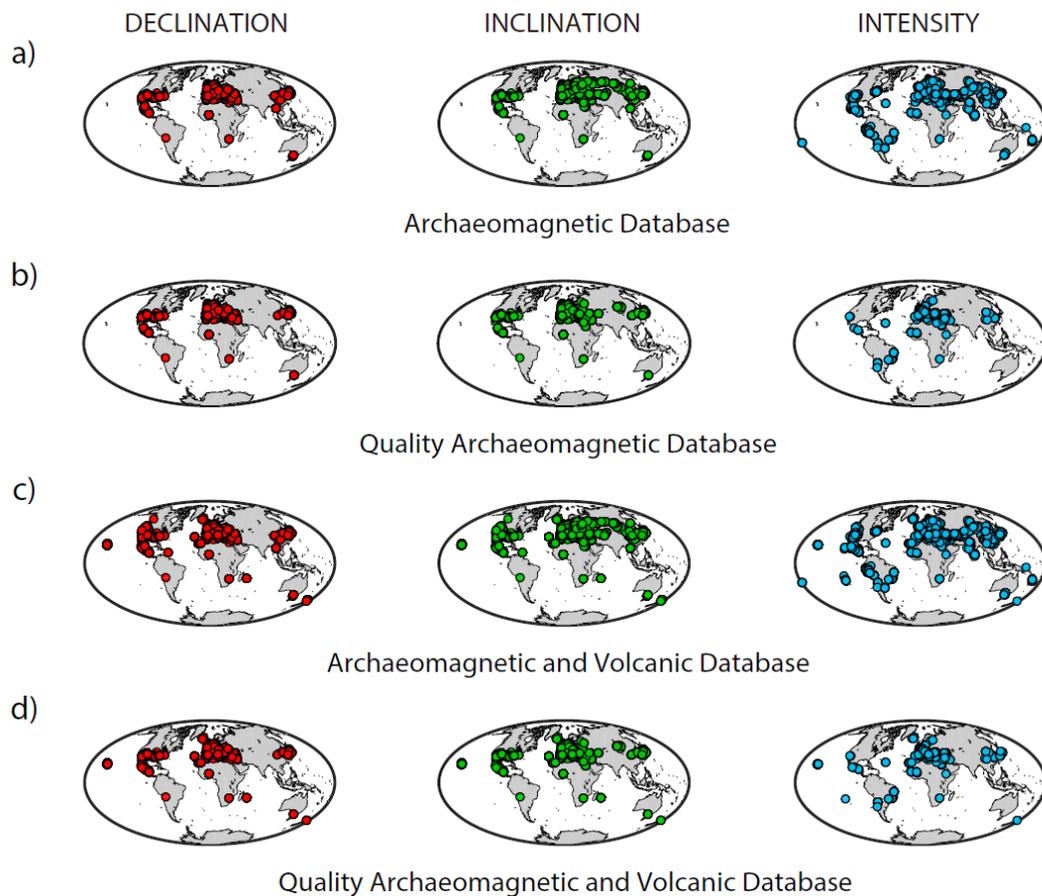


Figura B1. Bases de datos (a) arqueomagnéticas, (b) arqueomagnéticas de calidad (aplicando los criterios resumidos en la Tabla 7.1), (c) arqueomagnéticos y volcánicos y (d) arqueomagnéticos y volcánicos de calidad.

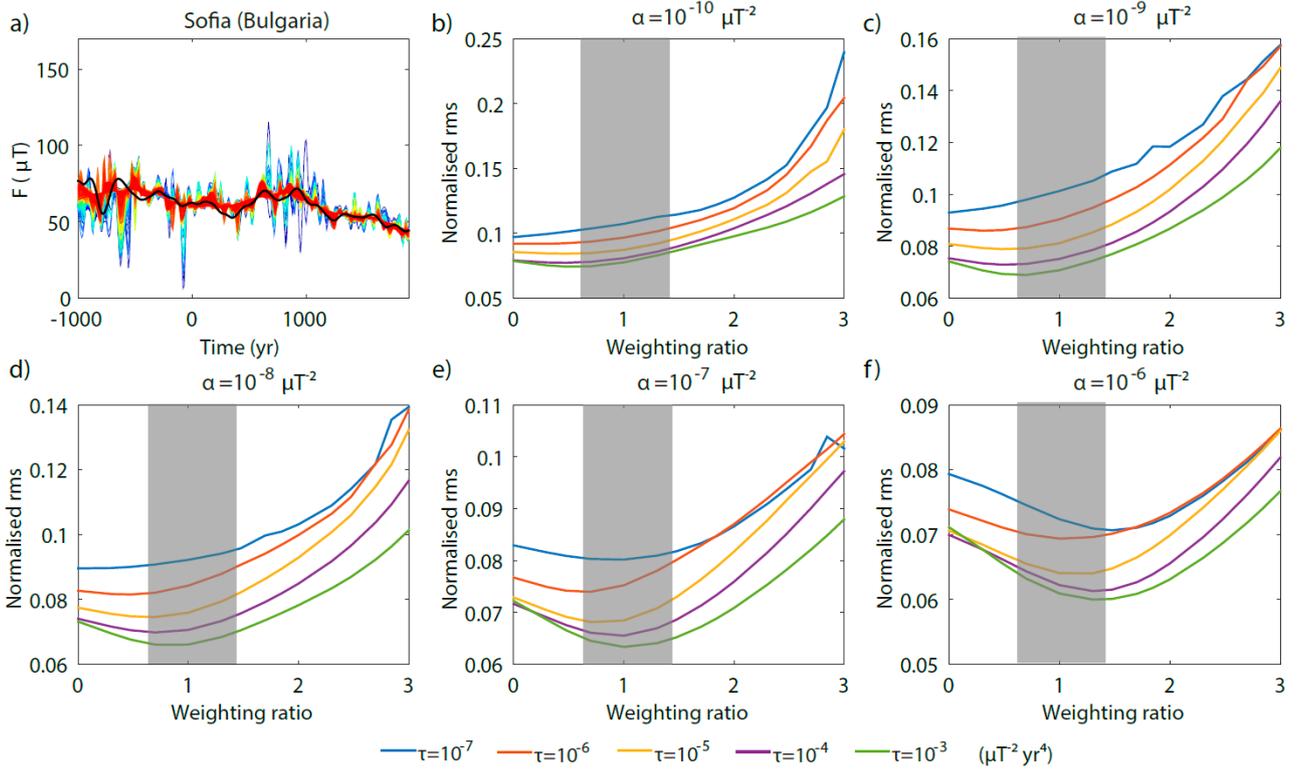


Figura B2. Esquema de pesado: a) comparación entre el modelo B de Pavón-Carrasco et al. (2014b) en Sofía y los modelos calculados a partir de la base de datos AV para diferentes ratios de pesado (w_Q/w) y parámetros de amortiguamiento, α y τ . (b-f) El error cuadrático medio (rms) para diferentes parámetros de amortiguamiento y ratios de pesado, en escala logarítmica (10^X). Las bandas oscuras indican el mínimo rms y, por tanto, el óptimo ratio de pesado ($w_Q/w=10^1 \rightarrow w_Q=10w$).

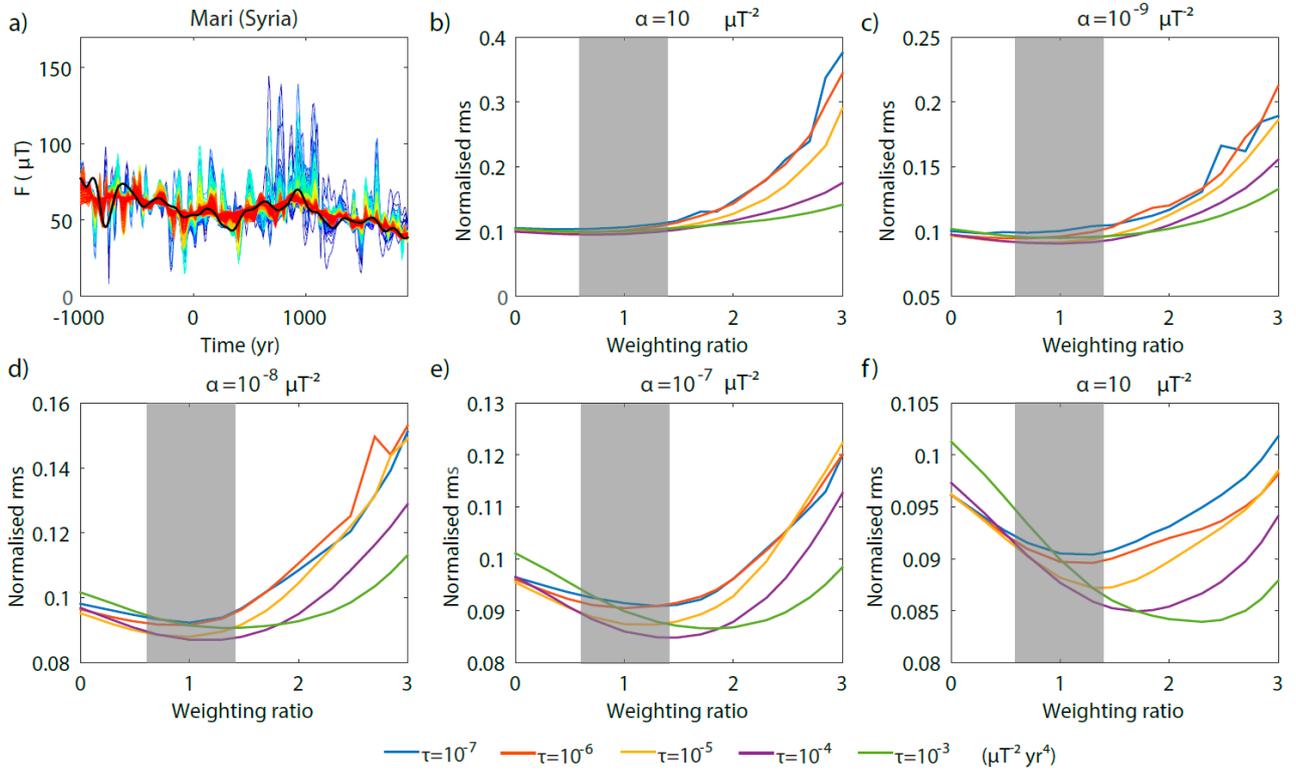


Figura B3 Esquema de pesado: a) comparación entre el modelo B de Pavón-Carrasco et al. (2014b) en Mari y los modelos calculados a partir de la base de datos AV para diferentes ratios de pesado (w_Q/w) y parámetros de amortiguamiento, α y τ . (b-f) El error cuadrático medio (rms) para diferentes parámetros de amortiguamiento y ratios de pesado, en escala logarítmica (10^X). Las bandas oscuras indican el mínimo rms y, por tanto, el óptimo ratio de pesado ($w_Q/w=10^1 \rightarrow w_Q=10w$).

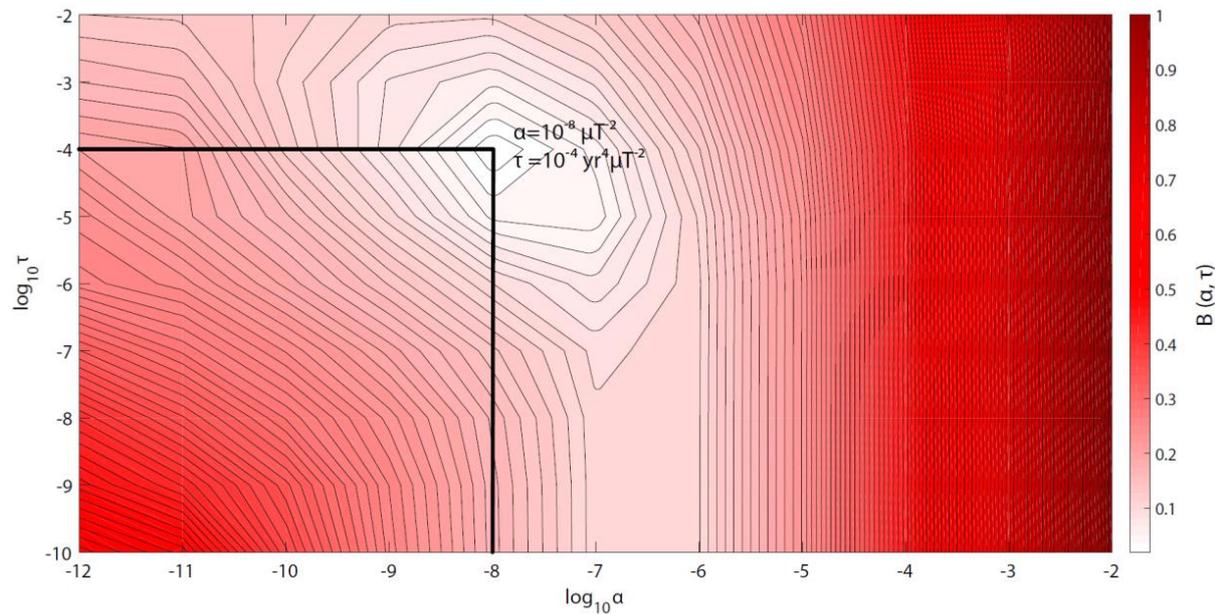


Figura B4. Parámetros óptimos de regularización espacial y temporal para el modelo SHAQ3k, siguiendo la metodología descrita en Licht et al. (2013).

Apéndice C

La Tabla C2 de este apéndice contiene los resultados de la TE obtenidos a partir del conjunto de parámetros dados en los diferentes apartados de la Tabla C1. Los resultados reflejan los cambios de la TE cuando se varía el número de *bins* (S) y los parámetros de encapsulado (k y l) óptimos dentro de un rango. Consideramos diferentes casos para cada sentido del flujo de información. Para el sentido que va de las anomalías de la SAA a las de la GSL hemos probado 3 valores diferentes del parámetro l para las series de la SAA usando el parámetro óptimo de la serie de la GSL (k): a) $l = 1$; b) $l = k$; c) l igual al parámetro óptimo de las series de la SAA. Con el objetivo de estudiar cómo el número de *bins* afecta a los resultados, se ha repetido el análisis anterior para diferentes valores de S contenidos en la Tabla C1. El mismo proceso ha sido llevado a cabo para el otro sentido (de GSL a SAA).

Los resultados muestran que la TE se incrementa al aumentar la información disponible en el sistema. Sin embargo, la significancia estadística decrece debido a los efectos de muestra finita [e.g. Marschinski and Kantz, 2002]. En cualquier caso, los mejores resultados, de acuerdo a la significancia obtenida, se obtienen para los valores óptimos de $S = 4$ y $l = 1$ (los considerados para realizar el análisis en el Capítulo 8, Sección 8.1). Además, independientemente de la selección de parámetros óptimos elegidos, el sentido predominante de la TE es desde las anomalías de la SAA a las de la GSL. Lo cual refuerza el resultado alcanzado en el Capítulo 8.

Finalmente, en la Tabla C2d se puede observar el efecto de seleccionar un incorrecto número de *bins*. En este caso, el valor de S óptimo para las anomalías de la GSL está mal condicionado (ver Figura 8.3b), registrando máximos locales espúreos. Si consideramos el mayor máximo registrado ($S = 11$) como el valor óptimo de S , sobreestimamos los grados de libertad de la serie temporal, incrementando la cantidad de información disponible en el sistema y realizando los valores de la TE en el sentido de las anomalías de la GSL a las de la SAA. Sin embargo, la significancia estadística es mucho menor que en el resto de los resultados mostrados.

Tabla C1. Diferentes conjuntos de parámetros óptimos: número de *bins* S y dimension de encapsulado k , para las anomalías de la SAA y GSL. Adaptada de Campuzano et al. (2016).

a)

PARÁMETROS DE OPTIMIZACIÓN				
Extensión superficial de la SAA				
	<i>Jackson et al. (2000)</i>	<i>Gubbins et al. (2006)</i>	<i>Finlay (2008)</i>	GSL
S	5	5	5	5
k	23	22	21	15

b)

PARÁMETROS DE OPTIMIZACIÓN				
Extensión superficial de la SAA				
	<i>Jackson et al. (2000)</i>	<i>Gubbins et al. (2006)</i>	<i>Finlay (2008)</i>	GSL
S	4	4	4	4
k	24	26	26	13

c)

PARÁMETROS DE OPTIMIZACIÓN				
Extensión superficial de la SAA				
	<i>Jackson et al. (2000)</i>	<i>Gubbins et al. (2006)</i>	<i>Finlay (2008)</i>	GSL
S	3	3	3	3
k	35	30	30	16

d)

PARÁMETROS DE OPTIMIZACIÓN				
Extensión superficial de la SAA				
	<i>Jackson et al. (2000)</i>	<i>Gubbins et al. (2006)</i>	<i>Finlay (2008)</i>	GSL
S	5	9	9	11
k	23	26	23	13

Tabla C2. *Transfer entropy* y significancia estadística (entre paréntesis) de las anomalías de la SAA a las de la GSL y *viceversa*. Las diferentes tablas representan los valores de la TE con diferente conjunto de parámetros óptimos (ver Tabla C1 de este mismo Apéndice). En negrita se representa la TE calculada con $l=1$, en negrita e itálica cuando $k=l$ y en itálica cuando cada parámetro k y l es el óptimo para cada serie temporal ($k=k_{SAA}$ y $l=l_{GSL}$ para $TE_{GSL \rightarrow SAA}$; $k=k_{GSL}$ y $l=l_{SAA}$ para $TE_{SAA \rightarrow GSL}$). Adaptada de Campuzano et al. (2016).

a)	<i>Jackson et al. (2000)</i>	<i>Gubbins et al. (2006)</i>	<i>Finlay (2008)</i>
$TE_{SAA \rightarrow GSL}$ [bits]	0.076 (13%)	0.090 (53%)	0.083 (36%)
	<i>0.13 (26%)</i>	<i>0.12 (3%)</i>	<i>0.12 (3%)</i>
	<i>0.14 (11%)</i>	<i>0.14 (12%)</i>	<i>0.13 (4%)</i>
$TE_{GSL \rightarrow SAA}$ [bits]	0.045 (90%)	0.049 (94%)	0.056 (98%)
	<i>0.082 (4%)</i>	<i>0.11 (13%)</i>	<i>0.12 (21%)</i>
	<i>0.082 (27%)</i>	<i>0.11 (50%)</i>	<i>0.11 (36%)</i>

With parameters given in Table 1Sa

b)	<i>Jackson et al. (2000)</i>	<i>Gubbins et al. (2006)</i>	<i>Finlay (2008)</i>
$TE_{SAA \rightarrow GSL}$ [bits]	0.091 (85%)	0.10 (98%)	0.11 (99%)
	<i>0.15 (6%)</i>	<i>0.18 (39%)</i>	<i>0.18 (43%)</i>
	<i>0.20 (15%)</i>	<i>0.21 (21%)</i>	<i>0.20 (9%)</i>
$TE_{GSL \rightarrow SAA}$ [bits]	0.039 (67%)	0.027 (48%)	0.027 (48%)
	<i>0.13 (24%)</i>	<i>0.12 (13%)</i>	<i>0.12 (15%)</i>
	<i>0.12 (77%)</i>	<i>0.093 (31%)</i>	<i>0.091 (26%)</i>

With parameters given in Table 1Sb

c)	<i>Jackson et al. (2000)</i>	<i>Gubbins et al. (2006)</i>	<i>Finlay (2008)</i>
$TE_{SAA \rightarrow GSL}$ [bits]	0.038 (35%)	0.043 (68%)	0.042 (63%)
	<i>0.084 (1%)</i>	<i>0.12 (19%)</i>	<i>0.12 (20%)</i>
	<i>0.13 (0%)</i>	<i>0.14 (1%)</i>	<i>0.14 (1%)</i>
$TE_{GSL \rightarrow SAA}$ [bits]	0.019 (69%)	0.016 (48%)	0.018 (55%)
	<i>0.076 (3%)</i>	<i>0.097 (24%)</i>	<i>0.098 (20%)</i>
	<i>0.068 (58%)</i>	<i>0.075 (41%)</i>	<i>0.075 (39%)</i>

With parameters given in Table 1Sc

d)	<i>Jackson et al. (2000)</i>	<i>Gubbins et al. (2006)</i>	<i>Finlay (2008)</i>
$TE_{SAA \rightarrow GSL}$ [bits]	0.021 (46%)	0.021 (27%)	0.021 (30%)
	<i>0.021 (1%)</i>	<i>0.030 (1%)</i>	<i>0.025 (2%)</i>
	<i>0.032 (3%)</i>	<i>0.044 (2%)</i>	<i>0.043 (6%)</i>
$TE_{GSL \rightarrow SAA}$ [bits]	0.045 (59%)	0.026 (32%)	0.063 (83%)
	<i>0.082 (0%)</i>	<i>0.061 (0%)</i>	<i>0.092 (0%)</i>
	<i>0.082 (7%)</i>	<i>0.061 (4%)</i>	<i>0.092 (4%)</i>

With parameters given in Table 1Sd

Referencias

- Abarbanel, H.I. (1996), *Analysis of Observed Chaotic Data*. Springer, New York.
- Bard, E. & Delaygue, G. (2008), Comment on “Are there connections between earth magnetic field and climate?” By Courtillot et al., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 265, 302–307.
- Bard, E., G. Raisbeck, F. Yiou, J. Jouzel (2000), Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. (W. O. Library, Ed.) *Tellus B*, 52 (3), 985-992.
- Ben-Yosef, E., H. Ron, L. Tauxe, A. Agnon, A. Genevey, T. E. Levy, and U. Avner (2008), Application of copper slag in archeointensity research, *J. Geophys. Res.*, 113, B08101, doi:10.1029/2007JB005235.
- Ben-Yosef, E., L. Tauxe, T. E. Levy, R. Shaar, H. Ron, and M. Najjar (2009), Geomagnetic intensity spike recorded in high resolution slag deposit in southern Jordan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 287, 529–539.
- Bloxham, J., & Jackson, A. (1992), Time-dependent mapping of the magnetic field at the core-mantle boundary. *J. Geophys. Res.*, 97, 19537–19563.
- Bowles, J., J. Gee, J. Hildebrand, L. Tauxe (2002), Archaeomagnetic intensity results from California and Ecuador: Evaluation of regional data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203, 967–981.
- Brown, M.C., F. Donadini, M. Korte, A. Nilsson, K. Korhonen, A. Lodge, S.N. Lengyel and C.G. Constable (2015a), GEOMAGIA50.v3: 1. General structure and modifications to the archeological and volcanic database, *Earth Planets Space*, 67-83, doi: 10.1186/s40623-015-0232-0.
- Brown, M.C., F. Donadini, A. Nilsson, S. Panovska, U. Frank, K. Korhonen, M. Schuberth, M. Korte, C.G. Constable, (2015b), GEOMAGIA50.v3 : 2. A new paleomagnetic database for lake and marine sediments, *Earth Planets Space* 67:70, doi:10.1186/s40623-015-0233-z.
- Bucha, V. (1976), Variations of the geomagnetic field, the climate and weather, *Stud. Geophys. Geod.*, 20,149–167.
- Bucha, V. (1978), Correlations of the changes in the Earth’s magnetic field — the climate and weather, electromagnetic field of the Earth (A79-2601309-46), *Veda-Vydavatelstvo Slovenskej Akademie Vied*, Bratislava, 59–67.
- Butler, R.F. (1998), *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Electronic Edition.
- Cai, S., W. Chen, L. Tauxe, C. Deng, H. Qin, Y. Pan, L. Yi, and R. Zhu (2015), New constraints on the variation of the geomagnetic field during the late Neolithic period: Archeointensity results from Sichuan, southwestern China. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 2056–2069, doi: 10.1002/2014JB011618.
- Carcaillet, J., D. L. Bourle's, N. Thouveny, M. Arnold. (2004). A high resolution authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 219, 397-412.

- Casas, Ll. & A. Incoronato (2007), Distribution analysis of errors due to relocation of geomagnetic data using the 'Conversion via Pole' (CVP) method: implications on archaeomagnetic data. *Geophys. J. Int.*, 169 (2), 448 – 454.
- Catanzariti, G., McIntosh, G., Osete, M.L., Nakamura, T., Rakowski, A.Z., Ramírez González, I., Lanos, P., (2007), A comparison of radiocarbon and archaeomagnetic dating from an archaeological site in Spain. *Radiocarbon*, 49, 543–550.
- Catanzariti, G. McIntosh, M. Gómez-Paccard, V. Ruiz-Martõnez, M. Osete, A. Chauvin, The AARCH Scientific Team (2008a), Quality control of archaeomagnetic determination using a modern kiln with a complex NRM. *Phys. Chem. Earth* 33, 427–437.
- Catanzariti, G., G. McIntosh, A. M. Monge Soares, E. Díaz-Martínez, P. Kresten, M.L. Osete. (2008b), Archaeomagnetic dating of a vitrified wall at the Late Bronze Age settlement of Misericordia (Serpa, Portugal). *J. Archaeological Science*, 35, 1399 – 1407.
- Catanzariti, G., M. Gomez-Paccard, G. McIntosh, F. J. Pavon-Carrasco, A. Chauvin, M.L. Osete (2012), New archaeomagnetic data recovered from the study of Roman and Visigothic remains from central Spain (3rd-7th centuries). *Geophys. J. Int.*, 188(3), 979-993.
- Chauvin, A., Y. Garcia, P. Lanos, and F. Laubenheimer (2000), Paleointensity of the geomagnetic field recovered on archaeomagnetic sites from France, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 120, 111–136.
- Christensen, U.R., Aubert, J., Hulot, G. (2010), Conditions for Earth-like geodynamo models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 296 (3-4), 487-496.
- Christl, M., Mangini, A., Holzkämper, S., Spötl, C. (2004), Evidence for a link between the flux of galactic cosmic rays and Earth's climate during the past 200,000 years, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 66 (3–4), 313–322.
- Coe, R. (1967), The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behavior in Thellier's method, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 19, 157–179.
- Courtillot, V., Y. Gallet, J. L. Le Mouël, F. Fluteau, A. Genevey (2007), Are there connections between the Earth's magnetic field and climate? (Elsevier, Ed.) *Earth and Planetary Science Letters*, 253 (3), 328-339.
- Courtillot, V., Y. Gallet, J. L. Le Mouël, F. Fluteau, A. Genevey (2008), Response to comment on "Are there connections between Earth's magnetic field and climate?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 253, 328–339, 2007" by Bard et al., *Earth and Planetary Science Letters* 265, 308–311.
- Day, R. (1977), TRM and its variation with grain size. *Advances in Earth and Planetary Sciences*, 1, 1–33.
- De Boor, C., *A Practical Guide to Splines* (Springer, New York 2001).
- De Marco, E., V. Spatharas, M. Gómez-Paccard, A. Chauvin, D. Kondopoulou (2008), New archaeointensity results from archaeological sites and variation of the geomagnetic field intensity for the last 7 millennia in Greece, *Phys. Chem. Earth*, 33, 578–595.

- De Marco, E., Tema, E., Lanos, P., Kondopoulou, D. (2014), An updated catalogue of Greek archaeomagnetic data for the last 4500 years and a directional secular variation curve. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 58(1), 121-147.
- De Santis, A. & Qamili, E. (2010), Shannon information of the geomagnetic field for the past 7000 years. *Nonlin. Processes Geophys.*, 17, 77–84.
- De Santis, A., Qamili, E., Spada, G., Gasperini, P. (2012) Geomagnetic South Atlantic Anomaly and global sea level rise: A direct connection? *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 74, 129–135.
- De Santis, A., Qamili, E., Wu, L. (2013) Toward a possible next geomagnetic transition? *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 3395–3403, doi:10.5194/nhess-13-3395-2013.
- Dekkers, M., & H. Bönhel (2006), Reliable absolute palaeointensities independent of magnetic domain state. *Earth Planet. Sci. Lett.* 248, 507–516.
- Dodson, M., & E. McClelland-Brown (1980), Magnetic blocking temperatures of single domain grains during slow cooling, *J. Geophys. Res.*, 85, 2625–2637.
- Donadini, F., Korte, M., Constable, C. G. (2009), Geomagnetic field for 0-3 ka: 1. New data sets for global modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10 (6), Q06007.
- Donadini, F., Serneels, V., Kapper, L., El Kateb, A. (2015) Directional changes of the geomagnetic field in West Africa: Insights from the metallurgical site of Korsimoro, *Earth Planet. Sci. Lett.* 430, 349–355.
- Dunlop, D.J. (2011). Physical basis of the Thellier-Thellier and related paleointensity methods, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 187 (3-4), 118-138.
- Eighmy, J. (2003) Archeomagnetic laboratory results for the Inca, Spanish and Indigenous silver production Project Porco, Bolivia. Laboratory Report, Colorado State University, Fort Collins, CO. 11.
- Fabian, K., & Leonhardt, R. (2010), Multiple-specimen absolute paleointensity determination: An optimal protocol including pTRM normalization, domain-state correction, and alteration test. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297, 1-2, 84-94.
- Ferk, A., Leonhardt, R., von Aulock, F.W., Hess, K.U., Dingwell, D.B. (2011), Paleointensities of phonolitic obsidian: influence of emplacement rotations and devitrification. *J. Geophys. Res.*, 116, B12113. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008397>.
- Fernández-Donado, L., J. F. González-Rouco, C. C. Raible, C. M. Ammann, D. Barriopedro, E. García-Bustamante, J.H. Jungclaus, S.J. Lorenz, J. Luterbacher, S.J. Phipps et al. (2013), Large-scale temperature response to external forcing in simulations and reconstructions of the last millennium. (C. GmbH, Ed.) *Climate of the Past*, 9 (1), 393-421.
- Finlay, C.C. (2008), Historical variation of the geomagnetic axial dipole. *Phys. Earth Planet. Interiors.* 170, 1-14.
- Finlay, C.C., Maus, S., Beggan, C.D., Bondar, T.N., Chambodut, A., Chernova, T.A., Chulliat, A., Golovkov, V.P., Hamilton, B., Hamoudi, M., Holme, R., Hulot, G., Kuang, W., Langlais, B., Lesur, V., Lowes, F.J., Lühr, H., Macmillan, S., Manda, M., McLean, S., Manoj, C., Menvielle, M., Michaelis, I., Olsen, N., Rauberg, J.,

Rother, M., Sabaka, T.J., Tangborn, A., Tøffner-Clausen, L., Thébault, E., Thomson, A.W.P., Wardinski, I., Wei, Z. y Zvereva, T.I. (2010) International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation, *Geophys. J. Int.*, 183, 1216–1230.

Fisher, R. A. (1953), Dispersion on a sphere, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 217, 295–305.

Gallet, Y. & Butterlin, P. (2015) Archaeological and Geomagnetic Implications of New Archaeomagnetic Intensity Data from the Early Bronze High Terrace ‘Massif Rouge’ at Mari (Tell Hariri, Syria). *Archaeometry* 57, Suppl. 1, 263–276.

Gallet, Y., Genevet, A., Fluteau, F. (2005), Are there connections between the Earth’s magnetic field and climate? *Earth Planet. Sci. Lett.* 236, 339-347.

Gallet, Y., A. Genevey, M. Le Goff, F. Fluteau, S. A. Eshraghi (2006), Possible impact of the Earth’s magnetic field on the history of ancient civilizations, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 246, 17–26.

Gallet, Y. and Butterlin, P. (2015a) Archaeological and Geomagnetic Implications of New Archaeomagnetic Intensity Data from the Early Bronze High Terrace ‘Massif Rouge’ at Mari (Tell Hariri, Syria). *Archaeometry* 57, Suppl. 1, 263–276.

Gallet, Y., M.M. Montaña, A. Genevey, X.C. García, E. Thébault, A.G. Bach, M. Le Goff, B. Robert, I. Nachasova (2015b) New Late Neolithic (c. 7000–5000 BC) archeointensity data from Syria. Reconstructing 9000 years of archeomagnetic field intensity variations in the Middle East. *Phys. Earth Planet. Interiors.* 238, 89–103.

Games, K. P. (1977), The magnitude of the paleomagnetic field: A new non-thermal, non-detrital method using sun-dried bricks, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 48, 315.

Gauss, C.F., *Intensitas vis Magneticae Terrestris ad Mensuram Absolutam Revocata* (Dieterich, Göttingen 1833).

Genevey, A., & Y. Gallet (2002). Intensity of the geomagnetic field in western Europe over the past 2000 years: New data from ancient French pottery, *J. Geophys. Res.*, 107(B11), 2285, doi:10.1029/2001JB000701.

Genevey, A., Gallet, Y., Constable, C., Korte, M., Hulot, G. (2008), ArcheoInt: An upgraded compilation of geomagnetic field intensity data for the past ten millennia and its application to the recovery of the past dipole moment. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9 (4), Q04038.

Genevey, A., Gallet, Y., Rosen, J., Le Goff, M. (2009), Evidence for rapid geomagnetic field intensity variations in Western Europe over the past 800 years from new French archeointensity data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 284, 132–143. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.04.024>.

Genevey, A., Gallet, Y., Thébault, E., Jasset, S., Le Goff, M. (2013), Geomagnetic field intensity variations in Western Europe over the past 1100 years. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 14 (8), 2858–2872.

Genevey, A., Gallet, Y., Jasset, S., Thébault, E., Bouillon, J., Lefèvre, A., Le Goff, M. (2016), New archeointensity data from French Early Medieval pottery production (6th–10th century AD). Tracing 1500 years of geomagnetic field intensity variations in Western Europe. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 257, 205–219.

Glatzmaier, G.A., Roberts, P.H. (1995). A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature.* 377, 203-209.

- Goguitchaichvili, A., D. Loponte, J. Morales, A. Acosta (2012) The Archaeointensity of the Earth's Magnetic Field retrieved from Pampean Ceramics (South America). *Archaeometry* 54 (2), 388–400.
- Goguitchaichvili, A., J. Morales, D. Schavelzon, C. Vásquez, C.S.G. Gogorza, D. Loponte, A. Rapalini (2015), Variation of the Earth's magnetic field strength in South America during the last two millennia: New results from historical buildings of Buenos Aires and re-evaluation of regional data. *Phys. Earth Planet. Interiors*. 245, 15–25.
- Gómez-Paccard, M. (2006), Étude de la variation de la direction et de l'intensité du champ geomagnetique en Espagne durant les deux derniers millénaires. Tesis doctoral, Francia – España.
- Gómez-Paccard, M., Catanzariti, G., Ruiz-Martinez, V.C., McIntosh, G., Núñez, J.I., Osete, M.L., Chauvin, A., Lanos, Ph., Tarling, D.H., Bernal-Casasola, D., Thiriot, J. Archaeological Working Group (2006a). A catalogue of Spanish archaeomagnetic data. *Geophys. J. Int.* 166, 1125–1143. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03020.x>.
- Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., McIntosh, G., Osete, M.L., Catanzariti, G, Ruiz-Martínez, V.C., Núñez, J.I. (2006b), The first archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula. Comparison with other data from Western Europe and with global geomagnetic field models, *Geochemi., Geophys., Geosyst.* 7, 12, Q12001, doi: 10.1029/2006GC001476.
- Gómez-Paccard, M., A. Chauvin, P. Lanos, J. Thiriot (2008), New archeointensity data from Spain and the geomagnetic dipole moment in western Europe over the past 2000 years, *J. Geophys. Res.*, 113, B09103, doi:10.1029/2008JB005582.
- Gómez-Paccard, M., A. Chauvin, P. Lanos, P. Dufresne, M. Kovacheva, M. J. Hill, E. Beamud, S. Blain, A. Bouvier, P. Guibert, Archaeological Working Team (2012a), Improving our knowledge of rapid geomagnetic field intensity changes observed in Europe between 200 and 1400 AD. *Earth and Planetary Science Letters*, 355–356, 131–143.
- Gómez-Paccard, M., McIntosh, G., Chauvin, A., Beamud, E., Pavón-Carrasco, F.F., Thiriot, J. (2012b), Archaeomagnetic and rock magnetic study of six kilns from North Africa (Tunisia and Morocco). *Geophys. J. Int.* 189, 169–186.
- Gram-Jensen, M., N. Abrahamsen, A. Chauvin (2000), Archeomagnetic intensity in Denmark, *Phys. Chem. Earth*, 25, 525–531.
- Greff-Lefftz, M., Pais, M.A., Le Mouél, J.-L. (2004), Surface gravitational field and topography changes induced by the Earth's fluid core motions, *J Geodesy*, 78, 386–392.
- Gubbins, D. (1975), Can the Earth's magnetic field be sustained by core oscillations? *Geophys. Res. Lett.* 2, 409–412.
- Gubbins, D. (1987), Mechanism for geomagnetic polarity reversals. *Nature*. 326, 167–169.
- Gubbins, D. (2008), Geomagnetic reversals. *Nature*. 452 (13), 165–167.

- Gubbins, D., & Bloxham, J. (1985), Geomagnetic field analysis. III. Magnetic fields on the core–mantle boundary. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 80, 695–713.
- Gubbins, D., A. L. Jones, C. C. Finlay (2006), Fall in Earth’s magnetic field is erratic, *Science*, 312(5775), 900–902.
- Halgedhal, S., R. Day, and M. Fuller (1980), The effect of the cooling rate on the intensity of weak field TRM in single domain magnetite, *J. Geophys. Res.*, 85, 3690–3698.
- Hartmann, G.A., Trindade, R.I., Goguitchaichvili, A., Etchevarne, C., Morales, J., Afonso, M.C. (2009), First archeointensity results from Portuguese potteries (1550–1750 AD). *Earth Planets Space*, 61, 93.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackelton, N.J. (1976) Variations in the Earth’s Orbit: Pacemaker of the Ice Ages, *Science*, 194 (4270), 1121-1132.
- Hervé, G., Chauvin, A., and Lanos, P. (2013a). Geomagnetic field variations in Western Europe from 1500BC to 200AD. Part I: Directional secular variation curve. *Physics of the Earth and planetary Interiors*, 218, 1-13.
- Hervé, G., A. Chauvin, P. Lanos (2013b), Geomagnetic field variations in Western Europe from 1500 BC to 200 AD. Part II: New intensity secular variation curve, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 218, 51-65.
- Holzhauser, H., M. Magny, Zümbuhl, H. (2005). Glacier and lake–level variations in west central Europe over the last 3500 years. *Holocene*, 15, 789–801.
- Hongre, L., G. Hulot, A. Khokhlov (1998), An analysis of the geomagnetic field over the past 2000 years. *Phys. Earth Planet. Int.*, 106, 311 – 335.
- Jackson, A., Jonkers, A.R.T., Walker, M.R. (2000), Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A* 358 (1768), 957-990.
- Jacobs, J. A., *Geomagnetism* (Vol. 1) (Academic Press 1991).
- Jasonov, P.G., Nurgaliev, D.K., Burov, D.V. & Heller, F. (1998), A modernized coercivity spectrometer, *Geologica Carpathica*, 49(3), 224–225.
- Jevrejeva, S., Moore, J.C., Grinsted, A., Woodworth, P.L. (2008), Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08715, doi:10.1029/2008GL033611.
- Jonkers, A. R. T., Jackson, A., Murray, A. (2003), Four centuries of geomagnetic data from historical records, *Rev. Geophys.* 41(2), 1006.
- Kirschvink, J.L. (1980), The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 62, 699–718.
- Kitaba, I., Hyodo, M., Katoh, S., Dettman, D.L., Sato, H. (2013) Midlatitude cooling caused by geomagnetic field minimum during polarity reversal, *PNAS*, 110 (4), 1215–1220, doi: 10.1073/pnas.1213389110.
- Kissel, C., Guillou, H., Laj, C., Carracedo, J.C., Nomade, S., Perez-Torrado, F., Wandres, C. (2011), The Mono Lake excursion recorded in phonolitic lavas from Tenerife (Canary Islands): paleomagnetic analyses and

coupled K/Ar and Ar/Ar dating. *Phys. Earth Planet. Inter.* 187, 232–244.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2011.04.014>.

Kissel, C., Rodriguez-Gonzalez, A., Laj, C., Perez-Torrado, F., Carracedo, J.C., Wandres, C., Guillou, H. (2015), Paleosecular variation of the earth magnetic field at the Canary Islands over the last 15 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.* 412, 52–60. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.031>.

Knut, K.H. (2013), Optimal Data-Based Binning for Histograms, arXiv:physics/0605197v2 [physics.data-an].

Knut, K.H., Gotera, A., Curry, C.T., Huyser, K. A., Wheeler, K.R., Rossow, W.B. (2005), Revealing Relationships among Relevant Climate Variables with Information Theory. In *The Earth-Sun System Technology Conference*, NASA, Adelphi, Md.

Kondopoulou, D., E. Aidona, N. Ioannidis, G.S. Polymeris, S. Tsolakis (2015) Archaeomagnetic study and thermoluminescence dating of Protobyzantine kilns (Megali Kypsa, North Greece). *J. Archaeol. Sci.: Reports* 2, 156–168.

Korte, M., & Constable, C.G. (2003), Continuous geomagnetic field models for the past 3000 years. *Phys. Earth Planet. Interiors.* 140, 73-89.

Korte, M., & Constable, C.G. (2005a), Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2 CALS7K. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, Q02H16.

Korte, M., & Constable, C.G. (2005b), The geomagnetic dipole moment over the last 7000 years—new results from a global model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 236, 348– 358.

Korte, M., & Constable, C.G. (2011), Improving geomagnetic field reconstructions for 0-3 ka. *Phys. Earth Planet. Interiors.* 188, 247-259.

Korte, M., Genevey, A., Constable, C.G., Frank, U., Schnepp, E. (2005), Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 1. A new global data compilation. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, Q02H15.

Korte, M., Donadini, C., Constable, C.G. (2009), The geomagnetic field for 0-3 ka, part II: a new series of time-varying global models. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q06008.

Korte, M., C. G. Constable, F. Donadini, R. Holmes (2011), Reconstructing the Holocene geomagnetic field, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 312, 497–505.

Kovacheva, M., Boyadziev, Y., Kostadinova, M., Jordanova, N., Donadini, F. (2009), Updated archeomagnetic data set of the past 8 millennia from the Sofia laboratory, Bulgaria, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q05002, doi:10.1029/2008GC002347.

Kraskov, A., Stogbauer, H., & Grassberger, P.: Estimating mutual information, *Phys Rev E Stat Nonlin Soft Matter Phys.*, 69(6 Pt 2), 066138, 2004.

Krivova, N.A., L. Balmaceda, S.K. Solanki (2007). Reconstruction of solar total irradiance since 1700 from the surface magnetic flux. (*E. Sciences, Ed.*) *Astronomy and Astrophysics*, 467(1), 335-346.

- Kugiumtzis, D.: Surrogate data test for nonlinearity including nonmonotonic transforms, *Phys. Rev. E*, 62 (1), 2000.
- Kullback, S. (1959), *Information Theory and Statistics*. Wiley, NewYork.
- Kullback, S. and Leibler, R.A. (1951), On information and sufficiency, *Ann. Math. Statist.*, 22, 79–86, 1951.
- Lanos, P. (2004), Bayesian inference of calibration curves: application to archaeomagnetism, in *Tools for constructing chronologies: crossing disciplinary boundaries*. Vol. 177, edited by C. Buck, and A. Millard, pp. 43 – 82, Springer-Verlag, London.
- Lanos, P., M. LeGoff, M. Kovacheva, E. Schnepf (2005), Hierarchical modelling of archaeomagnetic data and curve estimation by moving average technique. *Geophys. J. Int.* 160, 440–476
- Lanza, R., & E. Zanella (2006), Comments on “Chronology of Vesuvius’ activity from A.D. 79 to 1631 based on archeomagnetism of lavas and historical sources” by C. Principe et al., *Bull Volcanol.* 68, 394–396.
- Le Goff, M. (1990), Lissage et limites d’incertitude des courbes de migration polaire: pondération des données et extension bivariate de la statistique de Fisher. *C. R. Acad. Sci. Sér. II* 311, 1191–1198.
- Le Goff, M., & Y. Gallet (2004), A new three-axis vibrating sample magnetometer for continuous high-temperature magnetization measurements: Applications to paleo- and archeointensity determinations, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 229, 31–43.
- Le Goff, M., Henry, B., Daly, L. (1992), Practical method for drawing a VGP path. *Physics of the earth and planetary interiors*, 70(3), 201-204.
- Le Goff M., Gallet Y., Genevey A., Warmé N. (2002), On archaeomagnetic secular variation curves and archaeomagnetic dating. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 134: 203-211.
- Leonhardt, R., Hufenbecher, F., Heider, F. (2000), High absolute paleointensity during a mid Miocene excursion of the Earth’s magnetic field. *Earth Planet. Sci. Lett.* 184, 141–154.
- Leonhardt, R., Heunemann, C., Krasa, D. (2004), Analyzing absolute paleointensity determinations: acceptance criteria and the software ThellierTool4.0. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5, Q12016. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GC000807>.
- Licht, A., Hulot G., Gallet Y., Thébaud E. (2013), Ensembles of low degree archeomagnetic field models for the past three millennia. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 224, 38-67.
- Lindner, M., Vicente, R., Priesemann, V., & Wibral, M. (2011), TRENTOOL: A Matlab open source toolbox to analyse information flow in time series data with transfer entropy, *BMC Neurosci.*, 12 (119), <http://www.biomedcentral.com/1471-2202/12/119>.
- Livermore, P.W., Fournier, A., Gallet, Y. (2014), Core-flow constraints on extreme archeomagnetic intensity changes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 387, 145–156.
- Lowes, F.J. (1974). Spatial power spectrum of the main geomagnetic field, and extrapolation to the core. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 36, 717–730.

- Macouin, M., Valet, J.P., Besse, J. (2004), Long-term evolution of the geomagnetic dipole moment, *Phys. Earth Planet. Interiors.* 147, 239-246.
- Marschinski, R. & Kantz, H. (2002) Analysing the information flow between financial time series: An improved estimator for transfer entropy, *Eur. Phys. J. B.*, 30, 275–281, doi: 10.1140/epjb/e2002-00379-2.
- Mitra, R., Tauxe, L., McIntosh, S.K. (2013), Two thousand years of archeointensity from West Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.* 364, 123–133. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.027>.
- Muscheler, R., Joos, F., Beer, J., Muller, S.A., Vonmoos, M., Snowball, I. (2007), Solar activity during the last 1000 yr inferred from radionuclide records. *Quatern. Sci. Rev.* 26, 82-97.
- Nachasova, I.E., Burakov, K.S. (2009), Variation of the intensity of the Earth's magnetic field in Portugal in the 1st millennium BC. *Izv.-Phys. Solid Earth* 45, 595–603. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351309070040>.
- Néel, L. (1955), Some theoretical aspects of rock magnetism, *Adv. Phys.*, 4, 191–243.
- Nilsson, A., Holme, R., Korte, M., Suttie, N., Hill, M. (2014), Reconstructing Holocene geomagnetic field variation: new methods, models and implications, *Geophys. J. Int.*, 198(1), 229–248.
- Núñez, J.I. (2005), Estudio Arqueomagnético de la Península Ibérica. Primera Curva de Variación Secular de los últimos milenios, Tesis doctoral, España.
- Noël, M. & C.M. Batt (1990), A method for correcting geographically separated remanence directions for the purpose of archaeomagnetic dating. *Geophys. J. Int.*, 102, 753 – 756.
- Osete, M.L., Catanzariti, G., Chauvin, A., Pavón-Carrasco, F.J., Roperch, P., Fernández, V.M. (2015), First archaeomagnetic field intensity data from Ethiopia, Africa (1615 ± 12 AD). *Phys. Earth Planet. Interiors.* 242, 24–35.
- Osete, M.L., Chauvin, A., Catanzariti, G., Jimeno, A., Campuzano, S.A., Benito-Batanero, J.P., Tabernero-Galán, C., Roperch, P. (2016) New archaeomagnetic data recovered from the study of celtiberic remains from central Spain (Numantia and Ciadueña, 3rd-1st centuries BC). Implications on the fidelity of the Iberian palaeointensity database. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 260, 74–86.
- Osete, M.L., Campuzano, S.A., Molina-Cardín, A., Palencia, A., Carmona, J., McIntosh G., Larrazabal, J. (in press) On the reliability of archaeomagnetic dating in Iberia. Two case studies from Portugal and Spain, Cambridge Publications.
- Oyamburu, I., Villalain, J.J., Osete, M.L., Zarzalejos, M., Blasco, C. (1996), Estudio paleomagnético del yacimiento de Villa del Pañuelo (Villamanta, Madrid), *Geogaceta*, 20, 1044–1046.
- Palencia-Ortas, A., Osete, M.L., Campuzano, S. A., McIntosh, G., Larrazabal, J., Sastre, J., Rodríguez-Aranda, J. (in prep) Evolution of the Earth's magnetic field in Iberia from Late Bronze Age to Roman Times: New Iberian archeomagnetic data.

- Parés, J. M., De Jonge, R., Pascual, J. O., Bermúdez, A., Tovar, C. J., Luezas, R. A., Maestro, N. (1993), Archaeomagnetic evidence for the age of a Roman pottery kiln from Calahorra (Spain). *Geophys. J. Int.*, 112(3), 533-537.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., De Santis, A., Gaya-Piqué, L.R. (2008) A Regional Archaeomagnetic Model for the Palaeointensity in Europe for the last 2000 Years and its Implications for Climatic Change, *Pure Appl. Geophys.*, 165, 1209–1225, doi: 10.1007/s00024-008-0354-4.
- Pavón-Carrasco, F. J., M. L. Osete, J. M. Torta y L. R. Gaya-Piqué (2009), A regional archeomagnetic model for Europe for the last 3000 years. *SCHA. DIF. 3K: Applications to archeomagnetic dating. Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, Q03013.
- Pavón-Carrasco, F.J., M. L. Osete, J. M. Torta (2010), Regional modeling of the geomagnetic field in Europe from 6000 to 1000 B.C. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, Q11008.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., De Santis, A. (2014a), A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 98-109.
- Pavón-Carrasco, F. J., Gómez-Paccard, M., Hervé, G., Osete, M. L., Chauvin, A. (2014b), Intensity of the geomagnetic field in Europe for the last 3ka: influence of data quality on geomagnetic field modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15, doi: 10.1002/2014GC005311.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Campuzano, S.A., McIntosh, G., Martín-Henández, F. (2015) Recent developments in Archeomagnetism: the story of the Earth's past magnetic field (Chapter of the book: *New Developments in Paleomagnetism Research*), 99-158, Nova Science Publishers, Inc., NY (USA), ISBN: 978-1-63483-129-1.
- Pazur A. & Winklhofer, M. (2008) Magnetic effect on CO₂ solubility in seawater: A possible link between geomagnetic field variations and climate, *Geophys. Res. Lett.*, 35 (16), doi: 10.1029/2008GL034288.
- Poletti, W., R.I.F. Trindade, G.A. Hartmann, N. Damiani, R.M. Rech (2016), Archeomagnetism of Jesuit Missions in South Brazil (1657–1706 AD) and assessment of the South American database. *Earth Planet. Sci. Lett.* 445, 36–47.
- Quidelleur, X. (1996), Geomagnetic changes across the last reversal recorded in lava flows from La Palma, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 101, 13733–13755.
- Ragwitz, M. & Kantz, H. (2002) Markov models from data by simple nonlinear time series predictors in delay embedding spaces, *Phys. Rev. E*, 65, 056201, doi: 10.1103/PhysRevE.65.056201.
- Rampino, M.R. (1979), Possible relations between changes in global ice volume, geomagnetic excursions, and the eccentricity of the Earth's orbit, *Geology*, 7, 584–587.
- Rossi, C, Mertz-Kraus, R., Osete, M.L. (2014) Paleoclimate variability during the Blake geomagnetic excursion (MIS 5d) deduced from a speleothem record, *Quaternary Science Reviews* 102, 166-180.
- Roth, R., & Joos, F. (2013), A reconstruction of radiocarbon production and total solar irradiance from the Holocene ¹⁴C and CO₂ records: implications of data and model uncertainties, *Clim. Past Discuss.* 9, 1165-1235.

- Ruiz-Martínez, V.C., Pavón-Carrasco, F.J., Catanzariti G. (2008), First archaeomagnetic data from northern Iberia, *Physics and Chemistry of the Earth*, 33, 566–577.
- Sandoval Jr, L. (2014), Structure of a Global Network of Financial Companies Based on Transfer Entropy, *Entropy*, 16(8), 4443-4482, doi: 10.3390/e16084443.
- Selkin, P. A., J. S. Gee, L. Tauxe, W. P. Meurer, A. J. Newell (2000), The effect of remanence anisotropy on paleointensity estimates: a case study from the Archean Stillwater Complex. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 183(3,4), 403-416.
- Schnepp, E. & Ph. Lanos, (2005). Archaeomagnetic secular variation in Germany during the past 2500 years. *Geophys. J. Int.*, 163, 479 – 490.
- Schnepp, E. & Ph. Lanos, (2006). A preliminary secular variation reference curve for archaeomagnetic dating in Austria. *Geophys. J. Int.* 166 (1), 91-96.
- Shannon, C.E. (1948), A mathematical theory of communication, *Bell System Tech. J.*, 27, 379–423.
- Schreiber, T. (2000) Measuring Information Transfer, *Phys. Rev. Lett.*, 85, 2, 461-464.
- Sensoy, A., Sobaci, C., Sensoy, S., Alali, F. (2014), Effective transfer entropy approach to information flow between exchange rates and stock markets, *Chaos Soliton. Frac.*, 68, 180–185.
- Shaar, R., H. Ron, L. Tauxe, R. Kessel, A. Agnon, E. Ben-Yosef, J. M. Feinberg (2010), Testing the accuracy of absolute intensity estimates of the ancient geomagnetic field using copper slag material, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 290, 201–213.
- Shaar, R., E. Ben-Yosef, H. Ron, L. Tauxe, A. Agnon, R. Kessel (2011), Geomagnetic field intensity: How high can it get? How fast can it change? Constraints from Iron copper slag, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 301, 297–306.
- Shannon, C. E. & Weaver, W. (1949), *The Mathematical Theory of Information*, University of Illinois Press, Urbana, IL.
- Shapiro, A.I., W. Schmutz, E. Rozanov, M. Schoell, M. Haberreiter, A.V. Shapiro, y S. Nyeki (2011), A new approach to long-term reconstruction of the solar irradiance leads to large historical solar forcing. *Astronomy and Astrophysics*, 529 (A67).
- Shaw, J. (1974), A new method of determining the magnitude of the palaeomagnetic field: Application to five historic lavas and five archaeological samples, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 39, 133–141.
- Shaw, J., Walton, D., Yang, S., Rolph, T. C., and Share, J. A. (1996), Microwave archaeointensities from Peruvian ceramics. *Geophys. J. Int.*, 124(1), 241–244.
- Sherwood, G.J. (1991), Evaluation of a multi-specimen approach to palaeointensity determination. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 43, 341–349.

- Snowball, I. & Muscheler, R. (2007) Palaeomagnetic intensity data: an Achilles heel of solar activity reconstructions, *Holocene*, 17, 6, 851–859.
- Steinhilber, F., Beer, J., Frohlich, C. (2009), Total solar irradiance during the Holocene, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19704, doi:10.1029/2009GL040142.
- Svensmark, H. (1998) Influence of Cosmic Rays on Earth's Climate, *Phys. Rev. Lett.*, 81 (22), 5027-5030.
- Székely, N., Laj, C., Guillou, H., Kissel, C., Mazaud, A., Carracedo, J.C. (1999), Geomagnetic paleosecular variation in the Brunhes period, from the island of El Hierro (Canary Islands). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 165, 241–253.
- Tarduno, J.A., M.K. Watkeys, T.N. Huffman, R.D. Cottrell, E.G. Blackman, A. Wendt, C.A. Scribner, C.L. Wagner (2015), Antiquity of the South Atlantic Anomaly and evidence for top-down control on the geodynamo. *Nature Communications* 6, doi: 10.1038/ncomms8865.
- Tarling D.H. (1983), *Palaeomagnetism. Principles and applications in geology, Geophysics and archaeology.* Chapman and Hall, London: 379pp.
- Tarling, D. H., & Dobson, M. J. (1995), Archaeomagnetism: an error assessment of fired material observations in the British directional database. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 47(1), 5-18.
- Tauxe, L. (1993), Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice. *Rev. Geophys.*, 31, 319–354.
- Tema, E., & D. Kondopoulou (2011), Secular variation of the Earth's magnetic field in the Balkan region during the last eight millennia based on archaeomagnetic data, *Geophys. J. Int.*, 186, 603 – 614.
- Tema, E., M. Gómez-Paccard, D. Kondopoulou, Y. Almar (2012), Intensity of the Earth's magnetic field in Greece during the last five millennia: New data from Greek pottery, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 202–203, 14–26.
- Thellier, E. (1938), *Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques.* Thèse de doctorat, Paris, annales de l'IPGP.
- Thellier, E., (1981). *Sur la direction du champ magnétique terrestre en France durant les deux derniers millénaires.* *Phys. Earth Planet. Inter.* 24, 89–132.
- Thellier, E., & O. Thellier (1959), *Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique,* *Ann. Geophys.*, 15, 285–376.
- Thouveny, N., Carcaillet, J., Moreno, E., Leduc, G., Nérini, D. (2004), Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions during the past 400 ka: a stacked record from sedimentary cores of the Portuguese margin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 219, 377–396.
- Thouveny, N., Boulès, D.L., Saracco, G., Carcaillet, J.T., Bassinot, F. (2008) Paleoclimatic context of geomagnetic dipole lows and excursions in the Brunhes, clue for an orbital influence on the geodynamo? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 275 (3–4), 269–284.

- Tulloch, A.M. (1992). Ph.D. Thesis. University of Liverpool.
- Usoskin, I.G., Kovaltsov, G.A. (2008) Cosmic rays and climate of the Earth: Possible connection, *C. R. Geosci.*, 340 (7), 441–450.
- Usoskin, I., Korte, M., Kovaltsov, G.A. (2008), Role of centennial geomagnetic changes in local atmospheric ionization. *Geophys. Res. Lett.* 35, L05811.
- Van Zijl, J. S., K. W. T. Graham, A. L. Hales (1962). The palaeomagnetism of the Stormberg lavas, II. The behaviour of the magnetic field during a reversal, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 7, 169–182.
- Vieira, L.E.A., Solanki, S.K., Krivova, N.A., Usoskin, I.G. (2011), Evolution of the solar irradiance during the Holocene. *Astron. Astrophys.* 531, A6.
- Walton, D. (1991), A new technique for determining palaeomagnetic intensities. *J. Geomag. Geoelectr.* 43, 333–339.
- Waler, K. A. & Gubbins, D. (1981), Spherical harmonic analysis of the geomagnetic field: an example of a linear inverse problem, *Geophys. J. R. astr. SOC.*, 65, 645-693.
- Wollin, G., Ericson, D.B., Ryan, W.B.F. (1971), Magnetism of the Earth and climatic changes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 175–183.
- Worm, H.U. (1997), A link between geomagnetic reversals and events and glaciations, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 147, 55–67.
- Yamazaki, T. & Oda, H. (2002), Orbital influence on Earth's magnetic field: 100,000-year periodicity in inclination, *Science*, 295, 2435–2438.
- Yang S., Odah, H., Shaw, J. (2000), Variations in the geomagnetic dipole moment over the last 12000 years. *Geophys. J. Int.* 140 (1), 158-162.
- Yu, Y., Tauxe, L., and Genevey, A. (2004), Toward an optimal geomagnetic field intensity determination technique. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(2).

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
(Geofísica y Meteorología)



**Momento Dipolar del Campo Geomagnético
(últimos 3000 años). Aplicaciones a la Paleoclimatología.**

Madrid, 2016

Doctorando

Saioa Arquero Campuzano

Directores

M. Luisa Osete López F. J. Pavón Carrasco