



UNIVERSIDAD DE BURGOS

***“ESTUDIOS
ARQUEOMAGNÉTICOS Y DE
ARQUEOINTENSIDAD EN
MATERIALES ARQUEOLÓGICOS
QUEMADOS DE LA PENÍNSULA
IBÉRICA Y EL CÁUCASO”***

Tesis Doctoral

Natalia García Redondo

Directores

**Dr. Manuel Calvo Rathert
Dr. Ángel Carrancho Alonso**

2023



UNIVERSIDAD DE BURGOS

***“ESTUDIOS
ARQUEOMAGNÉTICOS Y DE
ARQUEOINTENSIDAD EN
MATERIALES ARQUEOLÓGICOS
QUEMADOS DE LA PENÍNSULA
IBÉRICA Y EL CÁUCASO”***

Tesis Doctoral

Natalia García Redondo

Directores

Dr. Manuel Calvo Rathert
Dr. Ángel Carrancho Alonso

2023

A mi madre y a mi padre

Agradecimientos

A lo largo de estos años muchas personas han contribuido, de una u otra forma, para que esta tesis sea lo que hoy tengáis entre vuestras manos, y es por ello que merecen ser parte de la misma.

En primer lugar, he de dar las gracias a mis directores de tesis. Al que estuvo desde los inicios, Ángel. En la carrera aportó los conocimientos; en el máster me enseñó que con esfuerzo, trabajo e ilusión todo se puede lograr; y aún después, siguió confiando en mí para realizar esta tesis. Y como no, a Manolo. Quien ha aguantado preguntas, dudas y explicaciones de todos los tipos y colores, tanto en persona, como por email o whatsapp, ya fuese a 2 metros de distancia en el departamento o a 12.520 kilómetros.

No puedo dejar de incluir en estas líneas a Avto, que sin ser uno de los directores de esta tesis, ha sido un pilar importante durante estos años de trabajo. Nadie mejor para enseñarte cosas sobre paleomagnetismo o cómo muestrear en roca, pero también para enseñarte cultura georgiana y hasta cómo moverse por un aeropuerto con el mayor desparpajo posible.

Me gustaría dar las gracias a Lali y Tamaz. Es difícil sentirse como en casa cuando estás a 5.000 kilómetros de distancia con gente desconocida y con la que no compartes un idioma, pero ellos lo consiguieron desde el primer momento. Gracias Lali, por cuidarnos tanto durante nuestras estancias en Tbilisi y en el “rancho”. Gracias Tamaz, me siento muy afortunada de haber podido conocer tu historia. მადლობა.

A mis compañeras y compañeros del grupo de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. A Juanjo Villalaín, que siempre ha estado dispuesto a dejar sus cosas por ayudarme con las mías. A Sara Torres, que en los peores momentos llegó con más fuerza y fue para quedarse. A Pablo Calvín, que no he tenido problema informático que se le haya resistido ni con una pandemia de por medio. A Elisa Sánchez, que siempre ha estado disponible para ayudarme con la paleointensidad. A Ángela Herrejón, que aunque nos hemos dado la espalda en el departamento siempre ha estado dispuesta a ayudarme con su experiencia. A Marifé, que “a quien madruga Dios le ayuda”, pero en este caso ha sido Marifé la que estaba desde primera hora de la mañana. A Irene Falcón, que la vida quiso que nos volviésemos a encontrar en esta etapa y fue para hacer las horas de laboratorio más divertidas. No me olvido tampoco de Marta Francés, Ángela Jiménez, Isabel Blanco, Isabel Gómez, Arancha, Iván, Alfonso y Fernando. ¡Qué familia paleomagnética más maja!

I want to give special thanks to Balazs Brâdak for helping and teaching me so much. We have shared a lot of hours sampling, preparing samples, measuring them, and laughing, laughing a lot even in the worst moments. You have been the best partner I could have had in the laboratory. You are the boss of the lab, my friend!

I want to thank Mark Dekkers for accepting me for a research stay at the Fort Hoofddijk Paleomagnetic Laboratory Utrecht Universiteit. Thank you for your hospitality and

kindness, and for your paleomagnetic explanations. Thanks to all other members of the lab who really helped me a lot. It was a wonderful experience!

Gracias a mis amigas y amigos. A los que llegaron cuando empecé la etapa universitaria y continúan a mi lado riendo a carcajadas cada día. A los de toda la vida, que aún sin llegar a entender del todo qué es a lo que me dedico, no han dudado nunca en apoyarme. Todos vosotros sabéis quienes sois.

A Rodrigo, quien se ha leído borradores de artículos, de monólogos científicos e incluso se ha visto presentaciones de Power Point para congresos, y siempre dispuesto a ello con la mejor de sus sonrisas.

Por supuesto, quiero dar las gracias a mis padres. Quienes no solo no me han puesto nunca problemas para que siguiese estudiando, sino que además me han animado siempre para que continuase formándome. Sin su esfuerzo y apoyo yo no habría llegado hasta aquí.

Estas últimas líneas están dedicadas a dos personas con las que compartí mis “historietas” de la tesis pero que no han podido ver el resultado final: a mi padre y a Marcos.

Me vienen a la cabeza muchas otras personas (familia, amigos...), pero haría un listado muy grande. A todos los que habéis estado durante estos años, ¡GRACIAS!

La realización de este trabajo ha sido posible gracias a una ayuda de la Junta de Castilla y León destinada a financiar la contratación predoctoral de personal investigador, cofinanciada por el Fondo Social Europeo (orden EDU/602/2016, de 10 de noviembre de 2016).

También ha sido posible gracias al Proyecto de la Junta de Castilla y León (código BU235P18) con cofinanciación de fondos FEDER y al Proyecto nacional PID2019-105796GB-I00 de la Agencia Estatal de Investigación (AEI/10.13039/501100011033).

La estancia en el Paleomagnetic Laboratory Fort Hoofddijk (Universiteit Utrecht) ha sido posible gracias a la ayuda para movilidad de alumnos de doctorado de la Universidad de Burgos (2018).

ÍNDICE

Resumen	1
Abstract	3
1. Introducción y objetivos	5
2. Fundamentos	15
2.1 El campo magnético terrestre (CMT)	16
2.2 Variaciones del campo magnético terrestre	17
2.2.1 Las inversiones de polaridad	17
2.2.2 Las excursiones geomagnéticas	19
2.2.3 La variación secular (VS)	20
2.3 El registro del campo magnético terrestre en el pasado	21
2.3.1 Diamagnetismo, paramagnetismo, ferromagnetismo	21
2.3.2 Registro de la magnetización remanente en materiales arqueológicos quemados	24
2.4 El registro de la paleointensidad en materiales arqueológicos quemados	25
3. Metodología	31
3.1 Trabajo de campo	33
3.2 Trabajo de laboratorio	34
3.2.1 Preparación de muestras	34
3.2.1.1 Bloques de mano	34
3.2.1.2 Muestra no orientada	36
3.2.2 Estudio de las propiedades magnéticas	37

3.2.3 Análisis paleomagnéticos	41
3.2.4 Determinación de la paleointensidad absoluta	47
3.2.4.1 Métodos de tipo Thellier	49
3.2.4.2 Método tipo multiespécimen	53
3.2.4.3 Criterios de selección.....	54
3.2.4.4 Otros métodos.....	55
3.2.5 Experimentos de anisotropía de la termorremanencia (ATRM)	57
4. Materiales de estudio	59
4.1 Materiales arqueológicos quemados	61
4.2 Materiales estudiados de época prehistórica en la península ibérica	61
4.2.1 Els Trocs (Huesca).....	61
4.2.2 Arroyal I (Burgos)	62
4.2.3 Los Cascajos (Navarra).....	63
4.2.4 Cueva El Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos)	64
4.2.5 Viña de Esteban García (Salamanca)	67
4.2.6 Casetón de la Era (Valladolid)	68
4.2.7 Peñalosa (Jaén)	70
4.2.8 Los Torojones (Soria)	71
4.2.9 El Cementerio (Valladolid)	72
4.2.10 El Parpantique (Soria).....	72
4.2.11 Pico Romero (Burgos)	73
4.2.12 Monasterio de Matallana.....	74
4.2.13 El Pozuelo II (Soria)	75
4.2.14 Los Tolmos (Soria)	76
4.2.15 El Castillo (Valladolid)	76
4.2.16 Teso del Cuerno (Salamanca).....	77

4.2.17 Carricastro (Valladolid)	78
4.2.18 El Castillar(Navarra).....	79
4.2.19 Cerro de San Vicente (Salamanca)	80
4.3 Materiales estudiados de época prehistórica en el Cáucaso	81
4.3.1 Grakliani (República de Georgia)	81
4.4 Materiales estudiados de época histórica en la península ibérica	84
4.4.1 Casa del Mitreo (Mérida, Badajoz)	84
4.4.2 La Pudia I (Burgos)	85
4.4.3 Cevico Navero (Palencia)	86
5. Resultados arqueomagnéticos en materiales arcillosos quemados de época prehistórica de la península ibérica	89
5.1 Experimentos de paleomagnetismo y de magnetismo de las rocas	91
5.2 Experimentos de arqueointensidad y de corrección de la ATRM	94
6. Resultados arqueomagnéticos en cerámicas prehistórica de la península ibérica	101
6.1 Experimentos de paleomagnetismo y de magnetismo de las rocas	103
6.2 Experimentos de arqueointensidad y de corrección de la ATRM	106
7. Resultados arqueomagnéticos en materiales de época prehistórica de la península ibérica: el Cerro de San Vicente (Salamanca).....	117
8. Resultados arqueomagnéticos en materiales de época prehistórica en el Cáucaso	143
8.1 Introducción	145
8.2 Recogida de muestras.....	145
8.3 Resultados de los experimentos de magnetismo de las rocas.....	150

8.4 Resultados de los experimentos de paleomagnetismo	152
8.5 Valores del parámetro de Koenigsberger	165
8.6 Resultados de los experimentos de arqueointensidad y de corrección de la anisotropía de la termorremanencia (ATRM).....	166
8.7 El método calibrado de Pseudo-Thellier	175
8.8 Dataciones radiocarbónicas	175
9. Resultados arqueomagnéticos en materiales de época histórica de la península ibérica: Casa del Mitreo (Mérida).....	179
10. Resultados arqueomagnéticos en materiales de época histórica de la península ibérica: La Pudia I (Burgos).....	197
11. Resultados arqueomagnéticos en materiales de época histórica de la península ibérica: Cevico Navero (Palencia)	215
12. Discusión	231
12.1 Determinaciones de arqueointensidad absoluta en fragmentos cerámicos y fragmentos de material arcilloso quemado de época prehistórica. ¿Son materiales adecuados para obtener datos fiables de arqueointensidad?.....	233
12.2 Direcciones paleomagnéticas y determinaciones de arqueointensidad en el yacimiento arqueológico de Grakliani (Rep. Georgia).	243
12.3 La variación de la intensidad del CMT en Iberia entre el 5300 a.C y el 300 a.C.	258
12.4 Variación de la intensidad del CMT en la prehistoria reciente en la península ibérica y el Cáucaso.	265
13. Conclusiones	283

14. Conclusions	291
Referencias bibliográficas	299
Anexos	322
Anexo 1	322
Anexo 2	328
Anexo 3	333
Anexo 4	339

Resumen

El estudio de las variaciones del campo magnético terrestre en materiales arqueológicos quemados es una valiosa fuente de información tanto arqueológica (fundamentalmente como técnica de datación) como geofísica (modelización del campo magnético terrestre). Esta Tesis aborda estudios arqueomagnéticos en materiales arqueológicos quemados, principalmente de la prehistoria reciente, tanto de la península ibérica como del Cáucaso. Los objetivos de esta tesis están planteados con esa doble perspectiva. Desde el punto de vista arqueológico se pretende obtener dataciones arqueomagnéticas, mejorar las curvas de variación secular (VS) disponibles y obtener nuevos datos arqueomagnéticos para ser incluidos en los modelos geomagnéticos. Desde el punto de vista geofísico, el objetivo es obtener nuevos datos que aporten información acerca de cómo ha variado el campo magnético de la Tierra (CMT) en la península ibérica y en el Cáucaso y comparar lo que ocurre en dos áreas situadas en la misma latitud, pero a ambos extremos del Mediterráneo.

Para cumplir estos objetivos se han estudiado materiales arqueológicos quemados de ambas regiones y con un buen control cronológico independiente. Cronológicamente abarcan periodos prehistóricos (Neolítico, Calcolítico, Edad del Bronce y Edad del Hierro) e históricos (Edad Antigua y Edad Media). Estos materiales consisten en hornos, hogares, cerámicas, pellas de barro cocido y escorias.

En primer lugar, se realizaron experimentos de magnetismo de las rocas para conocer las características de los minerales portadores de la termorremanencia, su estabilidad térmica y preseleccionar las muestras destinadas a los experimentos de arqueointensidad. Estos experimentos son: curvas de adquisición progresiva de la magnetización remanente isoterma (IRM), ciclos de histéresis, curvas de *backfield* y curvas termomagnéticas.

La alta reversibilidad de las curvas termomagnéticas frecuentemente observada, ha resultado ser especialmente útil para seleccionar qué muestras eran más idóneas para obtener buenos resultados de arqueointensidad. Estos análisis también han permitido interpretar comportamientos anómalos observados en los diagramas de Arai obtenidos de los experimentos de arqueointensidad.

También se llevaron a cabo estudios arqueomagnéticos (direccionales) en todas las estructuras de combustión orientadas. Estos estudios han consistido en experimentos de desmagnetización de la magnetización remanente natural (NRM) a través de dos técnicas: la desmagnetización térmica (TH) y la desmagnetización por campos alternos (AF). Se han obtenido un total de 6 direcciones medias para la península ibérica y 9 direcciones medias para la región del Cáucaso. La desmagnetización térmica ha sido aplicada también en muestras no orientadas magnéticamente, como fragmentos cerámicos o pellas de barro. Ello ha permitido conocer las propiedades de estos materiales de cara a la realización de los experimentos de arqueointensidad y obtener información de interés arqueológico como la determinación de paleotemperaturas.

Los experimentos de arqueointensidad se han llevado a cabo a partir de un enfoque multimétodo (Thellier-Coe, Thellier-IZZI, multiespécimen y pseudo-Thellier), lo que permite aumentar la fiabilidad de los resultados. Tras aplicar unos estrictos criterios de selección, se han obtenido 30 determinaciones medias de arqueointensidad absoluta en los materiales de la península ibérica y 13 determinaciones medias de arqueointensidad absoluta en los materiales del Cáucaso. Estos resultados suponen un incremento muy notable de datos de calidad contrastada para estas cronologías en ambas regiones.

Al comparar los datos direccionales y de arqueointensidad obtenidos con los modelos geomagnéticos disponibles, se han obtenido 6 dataciones arqueomagnéticas para la península ibérica. Para el Cáucaso, se han obtenido 9 dataciones arqueomagnéticas, 6 basadas en la dirección y 3 en el vector completo (dirección e intensidad).

La comparación de los datos de arqueointensidad obtenidos para la 1ª mitad del primer milenio a.C., tanto para la península ibérica como para el Cáucaso, ha aportado nueva evidencia del fenómeno geomagnético *Levantine Iron Age Anomaly* (LIAA) en ambas regiones. Los resultados confirman la existencia de esta anomalía en el Cáucaso con mayor antigüedad y cómo fue migrando progresivamente desde la zona del Levante hacia el oeste mediterráneo.

Los datos arqueomagnéticos obtenidos de los materiales estudiados procedentes de la península ibérica y la región del Cáucaso, permitirán no sólo implementar la técnica de datación arqueomagnética sino también, mejorar la información geomagnética en ambas regiones. Esto es especialmente valioso para el Cáucaso, donde los datos existentes son muy escasos y de escasa calidad. Asimismo, la aplicación de técnicas magnéticas al estudio de materiales arqueológicos quemados proporciona valiosa información sobre su formación, uso y preservación.

Abstract

The study of the variations of the Earth's magnetic field in burned archaeological materials is a valuable source of information, both archaeological (mainly as a dating technique) and geophysical (modeling of the Earth's magnetic field). This PhD addresses archaeomagnetic studies in burned archaeological materials, mainly from the recent prehistory, both from the Iberian Peninsula and the Caucasus. The objectives of this thesis are set out with this double perspective. From an archaeological point of view, the aim is to obtain archaeomagnetic datings, to improve the available *secular variation* curves (SVC) and to obtain new archaeomagnetic data to be included in geomagnetic models. From a geophysical point of view, the aim is to obtain new data about the variation of the Earth's Magnetic Field (EMF) in the Iberian Peninsula and in the Caucasus region, and to compare its behaviour in two areas located at the same latitude but different longitudes, the eastern and western margins of the Mediterranean.

To achieve these objectives, burned archaeological materials from the Iberian Peninsula and the Caucasus region with a good independent chronological control have been studied. Chronologically, they cover prehistoric (Neolithic, Chalcolithic, Bronze Age and Iron Age) and historical (Roman Period and Middle Ages) periods. These materials consist of ovens, hearths, potteries, burned clay remains, and slags.

Firstly, rock magnetic experiments were carried out to gain insight about the characteristics of the minerals that carry thermoremanence, their thermal stability and to preselect samples for archaeointensity experiments. These experiments mainly consisted of progressive isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves, hysteresis loops, backfield curves and thermomagnetic curves.

The high reversibility of the thermomagnetic curves (frequently observed) has turned out to be especially useful to select the most suitable samples to obtain good archaeointensity results. This analysis also allowed to interpret anomalous behaviours observed in the Arai diagrams obtained in archaeointensity experiments.

Archaeomagnetic (directional) studies were also performed in all oriented combustion structures. These studies consisted of demagnetization experiments of the natural remanent magnetization (NRM) using both thermal (TH) and alternating field (AF) demagnetization. 6 mean directions have been obtained for the Iberian Peninsula and 9 mean directions for the Caucasus region. Thermal demagnetization has also been applied to non-oriented samples, such as pottery or burnt clay material. This has allowed to determine the properties of these materials to carry out archaeointensity experiments and obtain information of archaeological interest such as the determination of paleotemperatures.

Archaeointensity experiments have been carried out using a multi-method approach (Thellier-Coe, Thellier-IZZI, multispecimen and pseudo-Thellier), that allows to increase the reliability of the results. After applying strict selection criteria, 30 mean

absolute archaeointensity determinations have been obtained in materials from the Iberian Peninsula and 13 ones in materials from the Caucasus region. These results represent a significant increase in data of proven quality for these chronologies in both regions.

After comparing directional and archaeointensity data obtained with the available geomagnetic models, 6 archaeomagnetic dates have been obtained for the Iberian Peninsula. For the Caucasus, 9 archaeomagnetic dates have been obtained, 6 based on the direction and 3 on the full vector (direction and intensity).

In addition, the comparison of the archaeointensity data obtained from the 1st half of the I millennia BCE for the Iberian Peninsula and the Caucasus region has provided new evidence about the occurrence of the *Levantine Iron Age Anomaly* (LIAA), in both regions. The results confirm the existence of this anomaly in the Caucasus with greater antiquity and how it progressively migrated from the Levant area to the western Mediterranean.

Archaeomagnetic data obtained from the studied materials of the Iberian Peninsula and the Caucasus region, will allow not only to improve the archaeomagnetic dating technique but also to increase the geomagnetic information of both regions. This is especially valuable for the Caucasus, where existing data are very scarce and of poor quality. Likewise, the application of magnetic techniques to the study of burned archaeological materials provides valuable information in order to reconstruct their formation, use and preservation processes.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El descubrimiento de que la Tierra posee un campo magnético ha sido uno de los fenómenos que más ha fascinado al ser humano. Desde que los chinos inventasen la brújula en torno al S. II a.C. (Needham, 1962), esta ha sido muy empleada por navegantes y exploradores de distintas épocas. Actualmente sabemos que el campo magnético terrestre (CMT) es clave para la vida en nuestro planeta. Sirve de escudo protector frente a las radiaciones solares, influye en los sistemas de comunicación y navegación e incluso, muchos seres vivos como aves o bacterias lo utilizan para orientarse (ej.; Holland et al., 2008). Se tiene constancia de que la Tierra cuenta con un campo magnético desde hace al menos 4200 millones de años (Tarduno et al., 2020).

Tanto la dirección como la intensidad del CMT varían espacial y temporalmente a diferentes escalas y en un amplio espectro de frecuencias. El espectro de variaciones del CMT es muy amplio, desde fracciones de segundo a millones de años y son variaciones tanto de origen externo como interno. Entre las variaciones de origen externo (causadas por fenómenos producidos principalmente en la ionosfera y magnetosfera), destacan las variaciones diurnas, pulsos magnéticos de muy corta duración o las auroras boreales, por citar algunas. Las variaciones de origen interno abarcan períodos más largos, desde unos pocos años a millones de años. Estas comprenden esencialmente tres fenómenos: las inversiones de polaridad, las excursiones geomagnéticas y la variación secular. En esta tesis hablaremos de estos fenómenos, pero sirva de adelanto que los estudios arqueomagnéticos (eje central de esta tesis), están íntimamente relacionados con la variación secular. El hecho de que esas variaciones pueden quedar registradas en multitud de materiales naturales (incluidos los arqueológicos) y, sobre todo, que tienen interés cronométrico, es algo muy interesante y con enorme potencial.

El paleomagnetismo es una disciplina que estudia el CMT del pasado mediante el análisis de la magnetización remanente natural registrada en rocas y otros materiales. Es una disciplina muy versátil con múltiples aplicaciones en el ámbito de las geociencias. Aquí se utilizará el término “arqueomagnetismo”, en referencia a la aplicación de técnicas paleomagnéticas al estudio de materiales arqueológicos que han experimentado procesos de calentamiento. Los minerales ferromagnéticos (principalmente óxidos e hidróxidos de hierro), presentes en materiales arqueológicos quemados, tienen la capacidad de registrar la dirección y/o intensidad del CMT existente en el momento del último calentamiento y posterior enfriamiento. El proceso físico a través del cual se registra esa magnetización y que detallaremos más adelante, se conoce como “magnetización remanente térmica” o “termorremanencia” (TRM, de sus siglas en inglés). En esencia, se trata de un registro estable y, en principio, paralelo y proporcional al CMT existente durante el enfriamiento del material. Se sabe que el CMT no es estático y varía tanto espacial como temporalmente (ej.: Jackson et al., 2000). Sin embargo, para reconstruir las variaciones del CMT a cronologías más antiguas de lo que abarcan las observaciones directas (estas existen desde el siglo XVI), se puede recurrir al registro del campo magnético en rocas. Un mecanismo de especial interés para la arqueología es la TRM, como se explicará más adelante. Aquí es donde

entra en juego esta tesis, estudiando materiales arqueológicos quemados sobre todo de la prehistoria reciente, un período del que hay todavía poca información arqueomagnética.

Probablemente la aplicación más conocida del arqueomagnetismo (pero no la única) y que se ha explorado en esta tesis, es la de ser un método de datación. Ya hemos dicho que el material estudiado debe contener minerales ferromagnéticos capaces de preservar un registro de una TRM capaz de proporcionar información sobre la dirección y/o intensidad del CMT. Otra premisa en la que se fundamenta el arqueomagnetismo es el fenómeno de la variación secular (VS). Esta consiste en un cambio continuo en la dirección e intensidad del CMT en escalas que varían entre 10^1 a 10^4 años (Butler, 1992). Aunque la VS es un fenómeno global, el patrón de variación es un fenómeno regional. Es decir, son cambios reproducibles en áreas no mayores a unos 600-900 km de radio (Lanos, 2004). Por ejemplo, para latitudes medias como la península ibérica, los cambios direccionales generalmente no exceden unas pocas decenas de grados ($\pm 20^\circ$) (Gómez-Paccard et al., 2006; Molina-Cardín et al., 2018).

La datación arqueomagnética se basa en la comparación de la dirección y/o intensidad registrada en la magnetización de muestras arqueológicas quemadas, con una curva patrón de variación secular del CMT previamente establecida para una región concreta o con un modelo geomagnético (ej.: Pavón-Carrasco et al., 2014, 2021). Estas curvas y registros geomagnéticos están diseñados a partir de la compilación de datos arqueomagnéticos de los que se tiene un control cronológico independiente. La datación arqueomagnética requiere que esas curvas de VS o modelos geomagnéticos cubran un lapso de tiempo que incluya el material arqueológico a datar. Por eso, en los últimos años, se han hecho enormes esfuerzos para impulsar la técnica de datación arqueomagnética y ampliarla temporalmente.

Europa es seguramente la región con mayor tradición arqueomagnética del mundo. La mayoría de registros de VS europeos abarcan los últimos 2-3 milenios e incluyen tanto datos de dirección como de intensidad. Existen curvas de VS para el Reino Unido (Batt et al., 2017), Francia (Genevey et al., 2019), península ibérica (Gómez-Paccard et al., 2006; Molina-Cardín et al., 2018), Alemania (Schnepp et al., 2020), Italia (Tema y Lanos, 2021) y la región balcánica (Tema and Kondopoulou, 2011), entre otros. Otras zonas donde también se han impulsado el desarrollo de registros de VS son Oriente Medio (ej.: Ertepinar et al., 2012; Gallet et al., 2015; Stillinger et al., 2015; Shaar et al., 2018, 2020), los Estados Unidos (Bowles et al., 2002; Jones et al., 2020), China (Cai et al., 2017), México (Soler Arechalde et al., 2019; Mahgoub et al., 2019) o Sudamérica (Goguitchaichvili et al., 2019), por citar algunas. Como se puede reconocer en la anterior relación, la península ibérica no ha sido ajena a este desarrollo y en los últimos años se han hecho importantes avances, incorporando datos direccionales y de intensidad del CMT. A la primera versión de curva de VS ibérica de Gómez-Paccard et al., (2006), se han ido sumando estudios que han permitido refinar las variaciones del CMT con bastante detalle para los últimos 3 milenios (ej.: Osete et al., 2016; 2020, Palencia et al., 2017; Rivero et al., 2021). La última versión más actualizada de la curva

ibérica para los últimos 3000 mil años y con datos del vector completo es la de Molina-Cardín et al., (2018). Algunos autores han obtenido datos direccionales de sedimentos quemados en cueva (*cf. fumiens*) de hasta el 6000 a.C. (Carrancho et al., 2013; Herrejón-Lagunilla et al., 2022). La realidad, sin embargo, es que los datos existentes con anterioridad al 1000 a.C., son aún muy escasos, y especialmente en lo concerniente a las determinaciones de arqueointensidad, la gran mayoría no son datos de calidad contrastada. Por eso, uno de los objetivos de esta tesis es obtener datos arqueomagnéticos (direccionales y de intensidad), fiables y de alta calidad, para la prehistoria reciente peninsular y, como se explicará más adelante, también de la región del Cáucaso.

Compilar nuevos datos del CMT del pasado es importante por varias razones. Desde la perspectiva arqueológica, ya se ha comentado la importancia de mejorar curvas regionales de VS y modelos geomagnéticos por su aplicación como método de datación. Por otro lado, ampliar temporalmente los registros de VS es importante para quienes modelan el CMT. Un conocimiento detallado sobre los cambios experimentados por el CMT espacial y temporalmente aporta información de gran valor para una mejor comprensión global de sus características y su origen. En este sentido, también resulta de interés la comparación de su evolución en diferentes regiones. En los últimos años, se han identificado fenómenos geomagnéticos singulares como, por ejemplo, la Anomalía del Atlántico Sur o la LIAA (*Levantine Iron Age geomagnetic anomaly*). Este último fenómeno fue originalmente descrito por Shaar et al., (2016) y caracterizado como una anomalía geomagnética positiva (con valores de intensidad que casi duplican los del campo actual), en la zona del levante mediterráneo a comienzos del 1^{er} milenio a.C. Estudios posteriores han identificado este fenómeno en otras zonas del ámbito mediterráneo (ej.: Shaar et al., 2017, Osete et al., 2020, Rivero-Montero et al., 2021, Tema et al., 2021). Lo cierto es que las evidencias no son muy numerosas y determinar la extensión geográfica de este evento y su evolución mediante la obtención de nuevos datos arqueomagnéticos de alta calidad es muy necesario. Esta tesis ha abordado esta cuestión analizando materiales arqueológicos quemados de dos zonas de latitud similar pero de longitud muy diferente: la península ibérica y el Cáucaso. Estudiar las variaciones del CMT en ambos extremos de la cuenca mediterránea para la prehistoria reciente, ofrece no sólo la oportunidad de identificar y analizar la evolución de fenómenos como la LIAA, sino también de implementar el desarrollo de la técnica arqueomagnética en ambas regiones para estas cronologías. Esto es particularmente importante para Georgia (Cáucaso), donde los estudios arqueomagnéticos que aportan datos de calidad contrastada son realmente escasos y salvo excepciones contadas (Shaar et al., 2017), las determinaciones de arqueointensidad existentes, están obtenidas sin seguir los mínimos protocolos de calidad actualmente requeridos.

Como objeto de estudio en esta tesis se han utilizado distintos restos arqueológicos quemados procedentes de la península ibérica y de la república de Georgia (Cáucaso). Estos son: hornos, hogares, fragmentos cerámicos, escorias, fragmentos de paredes de hoyos, suelos y paredes quemados. Si bien su cronología se ha centrado principalmente

en la prehistoria reciente (últimos 4-5 milenios a.C.), en el caso de la península ibérica, también se han incluido materiales históricos, como se explica más abajo. El rango cronológico de los materiales estudiados en Georgia abarca aproximadamente un milenio, entre el S.XII al II a.C. Éste es el intervalo de edad que comprende Grakliani, el yacimiento arqueológico investigado. En el caso de la península ibérica, donde la accesibilidad a materiales de estudio ha sido más fácil, el rango cronológico de los materiales abarca de forma casi continua desde el Neolítico (V milenio a.C.) hasta finales de la 1ª Edad del Hierro (*ca.* S. VI-V a.C.). Además, los materiales peninsulares incluyen también varios materiales históricos (un horno romano, dos hogares medievales y dos hornos también medievales) procedentes de excavaciones de urgencia realizadas por empresas de arqueología u organismos de investigación con quien colabora el laboratorio de paleomagnetismo de la UBU. Para evitar su pérdida y dado que su análisis está totalmente relacionado desde un punto de vista metodológico con esta tesis, se han incorporado a esta investigación. Todos los materiales arqueológicos estudiados en esta tesis son excepcionales no sólo por su buena conservación y antigüedad, sino también porque tienen un buen control cronológico independiente, absoluto (principalmente por ^{14}C) y/o relativo (decoración y tipología de los artefactos o información arqueostratigráfica). Su estudio mediante técnicas paleomagnéticas y del magnetismo de las rocas ha aportado valiosa información de interés tanto arqueológico como geomagnético.

Un rasgo característico de este trabajo arqueomagnético es que se ha centrado especialmente en obtener determinaciones de paleointensidad. Estas son mucho más complicadas de obtener que los datos direccionales debido a las dificultades inherentes a los propios análisis de arqueointensidad. Los protocolos de tipo “Thellier” (así denominados por el investigador que los diseñó), son los más rigurosos y contrastados desde un punto de vista físico para obtener determinaciones de la intensidad del campo magnético terrestre en el pasado. Sin embargo, además de ser extremadamente laboriosos, requieren que el material cumpla una serie de requisitos metodológicos que en muchas ocasiones no se dan (ej.: Dunlop, 2011). Éstos se pueden resumir en que: (i) la magnetización debe ser una TRM; (ii) el material no debe alterarse mineralógicamente al ser recalentado en el laboratorio, pues cualquier cambio físico-químico en las muestras puede implicar estimaciones de arqueointensidad erróneas y (iii) el material debe tener un tamaño de grano ferromagnético específico (monodominio), porque si no, la señal no permite recuperar la intensidad original del campo porque no se cumplen las llamadas “leyes de Thellier” (Thellier y Thellier, 1959).

Para hacer frente a esta problemática, en esta tesis se ha partido de un enfoque multimétodo, es decir, se han aplicado distintos métodos de determinación de la paleointensidad para así poder confirmar los resultados mediante su coincidencia y reforzar su fiabilidad. Los métodos que se han utilizado han sido Thellier-Coe, Thellier-IZZI, multiespécimen, y pseudo-Thellier. Todo ello apoyado por análisis detallados de magnetismo de las rocas y experimentos de anisotropía de la termorremanencia (ATRM).

A continuación, se indican los **objetivos multidisciplinares** de esta tesis doctoral:

- Obtener nuevos datos arqueomagnéticos (direccionales y/o de arqueointensidad) que permitan mejorar las bases de datos existentes para las zonas y edades de estudio propuestas, con el fin de reconstruir las variaciones del CMT.
- Mejorar la técnica de datación arqueomagnética en la península ibérica e impulsarla en Georgia, aportando nuevos datos direccionales y de arqueointensidad.
- Caracterizar con detalle las propiedades magnéticas de los materiales de estudio para reconstruir cómo se formaron y usaron, así como para evaluar su idoneidad para obtener de ellos información de las variaciones del CMT en el pasado.
- Aportar nuevos datos de arqueointensidad absoluta de calidad contrastada (siguiendo protocolos modernos) para los ámbitos geográficos y cronologías propuestas, comparando en lo posible resultados con métodos distintos (enfoque multimétodo).
- Diseñar una curva de variación de la arqueointensidad del CMT para la prehistoria reciente en la península ibérica.
- Datar mediante arqueomagnetismo el último uso y potencial abandono de estructuras de combustión arqueológicas.
- Comparar el comportamiento del CMT para la prehistoria reciente en regiones de latitud similar pero distinta longitud (península ibérica y Cáucaso) e identificar posibles fenómenos geomagnéticos como la LIAA para entender su evolución.
- Evaluar la idoneidad de cerámicas y pellas de barro cocido prehistóricas de la península ibérica para obtener determinaciones de arqueointensidad absoluta.
- Determinar las temperaturas de calentamiento que pudieron alcanzar los materiales arqueológicos estudiados (ej.: cerámicas, suelos quemados, etc.).
- Colaborar en las excavaciones de urgencia para salvaguardar el patrimonio y la información arqueológica de interés que puedan aportar.

Es necesario mencionar que el desarrollo de esta tesis se vio interrumpido por las circunstancias sanitarias derivadas de la irrupción de la COVID-19. Durante el primer estado de alarma (14/03/2020 al 21/06/2020) no fue posible acceder a las instalaciones de la universidad para realizar trabajo de laboratorio, por lo que este quedó completamente paralizado. Además, debido a la pandemia, la posibilidad de realizar ciertas campañas de muestreo quedó cancelada. Esta tesis comprende el estudio de materiales arqueológicos de más de 20 yacimientos arqueológicos, de dos ámbitos geográficos distintos (península ibérica y República de Georgia) que, *grosso modo*, abarcan los últimos 4-5 milenios a.C. Cuando ha sido posible, las muestras se recogieron y orientaron *in situ* para abordar análisis del vector completo. En otras ocasiones, al tratarse de materiales *ex situ* (procedentes de fondos museísticos o cedidos por arqueólogos/as de excavaciones ya realizadas), se han destinado exclusivamente a estudios de arqueointensidad absoluta con protocolos de análisis muy laboriosos. Todo ello, acompañado de detallados análisis de magnetismo de rocas para caracterizar sus propiedades magnéticas. Se trata de una investigación ambiciosa, exhaustiva y que ha

implicado mucho trabajo de laboratorio. A pesar de las circunstancias restrictivas que generó la pandemia, se ha conseguido completar el trabajo. El manuscrito incluye 4 artículos internacionales indexados en *Journal Citation Reports* (JCR) ya publicados y resultados para publicar alguno más.

El manuscrito de Tesis se ha organizado de la siguiente manera:

En el **capítulo 2** se describen brevemente los fundamentos teóricos en los que se basa el arqueomagnetismo: la existencia del campo magnético terrestre (CMT), sus principales variaciones, y cómo este se registra mediante la adquisición de la magnetización termorremanente en los materiales arqueológicos quemados. Se describe con especial detalle el registro de la paleointensidad en materiales arqueológicos quemados, ya que se trata de uno de los objetivos principales de esta tesis.

El **capítulo 3** recoge la metodología seguida en esta tesis. En primer lugar se describe cómo se ha realizado el trabajo de campo y cómo las muestras fueron posteriormente preparadas en el laboratorio para cada tipo de experimento. Posteriormente se describen los distintos experimentos llevados a cabo: experimentos de magnetismo de las rocas (relacionados con análisis de la mineralogía magnética, de su capacidad de registrar una remanencia estable y de su adecuación para poder aportar determinaciones de paleointensidad fiables), de paleomagnetismo (análisis direccionales), experimentos para la determinación de la paleointensidad absoluta y experimentos de anisotropía de la termorremanencia (ATRM).

En el **capítulo 4** se describen los materiales de estudio de esta tesis. Concretamente, se hace una breve descripción del tipo de material analizado, su contexto cronológico y cultural así como su lugar de procedencia. En primer lugar se presentan los materiales de época prehistórica de la península ibérica, posteriormente los de época prehistórica de Georgia y, por último, los materiales de época histórica en la península ibérica.

Del capítulo 5 al capítulo 11 inclusive, se recogen todos los resultados obtenidos fruto del estudio de los materiales descritos en el capítulo 4. Estos resultados se presentan siguiendo la división cronológica y geográfica que se ha utilizado también para describir los materiales. Los **capítulos 5 y 6** se centran en los resultados de arqueointensidad obtenidos en los materiales arcillosos quemados (pellas) y en los fragmentos cerámicos de época prehistórica de la península ibérica, respectivamente. El **capítulo 7** recoge los resultados arqueomagnéticos del yacimiento arqueológico prehistórico de la península ibérica *Cerro de San Vicente* (Salamanca). El **capítulo 8**, los resultados arqueomagnéticos obtenidos del yacimiento de *Grakliani* (Georgia). Los **capítulos 9, 10 y 11** recogen los resultados para los tres yacimientos arqueológicos estudiados de época histórica en la península ibérica: *Casa del Mitreo* (Mérida), *la Pudia I* (Burgos) y *Cevico Navero* (Palencia), respectivamente.

Aunque algunos capítulos de resultados recogen su propia discusión porque ya están publicados en diferentes revistas científicas JCR de impacto internacional (capítulos 7, 9, 10 y 11), en el **capítulo 12** se expone una discusión general de los resultados

obtenidos y sus posibles interpretaciones, la cual se ha articulado en cuatro apartados. En el primero, se comparan y discuten los resultados obtenidos en cerámicas y materiales arcillosos quemados prehistóricos en la península ibérica, para obtener determinaciones fiables de arqueointensidad. En el segundo, se discuten los resultados direccionales y de arqueointensidad obtenidos del yacimiento arqueológico de *Grakliani* (Georgia). En el tercero, se presenta una curva de variación de la intensidad del campo magnético terrestre para la península ibérica entre el *ca.* 5.200 al 300 a.C. Esta curva ha sido elaborada combinando los datos disponibles en las bases de datos existentes con los resultados de arqueointensidad aquí obtenidos, filtrados bajo estrictos criterios de calidad. Finalmente, el último apartado, compara y discute las variaciones del CMT en las dos zonas y cronologías de estudio propuestas.

En los **capítulos 13 y 14** se recogen las conclusiones de la tesis (en español y en inglés, respectivamente). Estas están divididas en conclusiones arqueomagnéticas, arqueológicas y de propiedades magnéticas.

2. FUNDAMENTOS

2.1 El campo magnético terrestre (CMT)

2.2 Variaciones del campo magnético terrestre

2.2.1 Las inversiones de polaridad

2.2.2 Las excursiones geomagnéticas

2.2.3 La variación secular (VS)

2.3 El registro del campo magnético terrestre en el pasado

2.3.1 Diamagnetismo, paramagnetismo, ferromagnetismo

2.3.2 Registro de la magnetización remanente en materiales arqueológicos quemados

2.4 El registro de la paleointensidad en materiales arqueológicos quemados

2. FUNDAMENTOS

El arqueomagnetismo se fundamenta, esencialmente, en tres premisas:

- El planeta Tierra genera en su interior un campo magnético: el campo magnético terrestre (CMT).
- El CMT no es estático y tanto su dirección como su intensidad cambian en el espacio y en el tiempo.
- Los materiales arqueológicos quemados contienen minerales ferromagnéticos (*sensu lato, s.l.*) capaces de registrar la dirección y una magnitud proporcional a la del CMT que había en el momento de su último calentamiento.

2.1 El campo magnético terrestre (CMT)

El CMT tiene su origen en las corrientes de convección que tienen lugar en el núcleo externo líquido de la Tierra, el cual está compuesto por hierro, níquel, y otros componentes más ligeros desconocidos, por lo que se trata de un fluido electroconductor que funciona de manera similar a una dinamo auto-inducida (Butler, 2004; Glatzmaier y Olson, 2005; Tauxe, 2010; Villalaín et al., 2016). Se piensa que esta convección que se produce en el núcleo externo, puede tener su origen en el enfriamiento de todo el núcleo, en la flotabilidad del núcleo externo por la diferencia de temperatura con el núcleo interno de hierro puro sólido y en la rotación terrestre, además de por la propia interacción de este fluido con el campo magnético generado (Tauxe et al., 2010).

En la superficie terrestre, el campo generado por esta dinamo auto-inducida se puede aproximar al campo creado por un dipolo situado en el centro de la Tierra, el cual está alineado con el eje de rotación y actualmente con su polo norte magnético situado en el polo sur geográfico. Sin embargo, este modelo tan simple, conocido con el nombre de *dipolo axial geocéntrico* (geocentric axial dipole o GAD, de sus siglas en inglés) solo es una aproximación (Figura 2.1a). En realidad, un modelo sencillo y que se aproxima mejor a la geometría del CMT es el *modelo del dipolo geocéntrico inclinado* (Figura 2.1b), el cual asume que el dipolo magnético se encuentra alineado con una inclinación de aproximadamente 11° respecto al eje de rotación de la Tierra en la actualidad (Roberts y Turner, 2013).

Este modelo del dipolo geocéntrico inclinado explica alrededor del 90% del CMT y se basa en la componente dipolar. Sin embargo, también intervienen componentes no dipolares con menor influencia (entre el 10 y el 20%) (ver, por ejemplo, Campuzano et al., 2014; McElhinny, 2004; Tauxe, 2005). También existe una pequeña contribución de campo magnético externo que se observa en la superficie terrestre y que se genera en las capas altas de la atmósfera y en la magnetosfera. Está principalmente inducido por la actividad solar y su estudio trasciende el ámbito del paleomagnetismo (Merrill et al.,

1996; Merrill y McElhinny, 1983). En cualquier caso, existen diferentes modelos matemáticos que describen la geometría y variaciones del CMT. Gracias a las observaciones magnéticas que se realizan en diferentes partes del globo, se pueden generar modelos del campo que se actualizan cada pocos años (IGRF; *International Geomagnetic Reference Field*). La última actualización es la publicada por Alken et al. (2021).

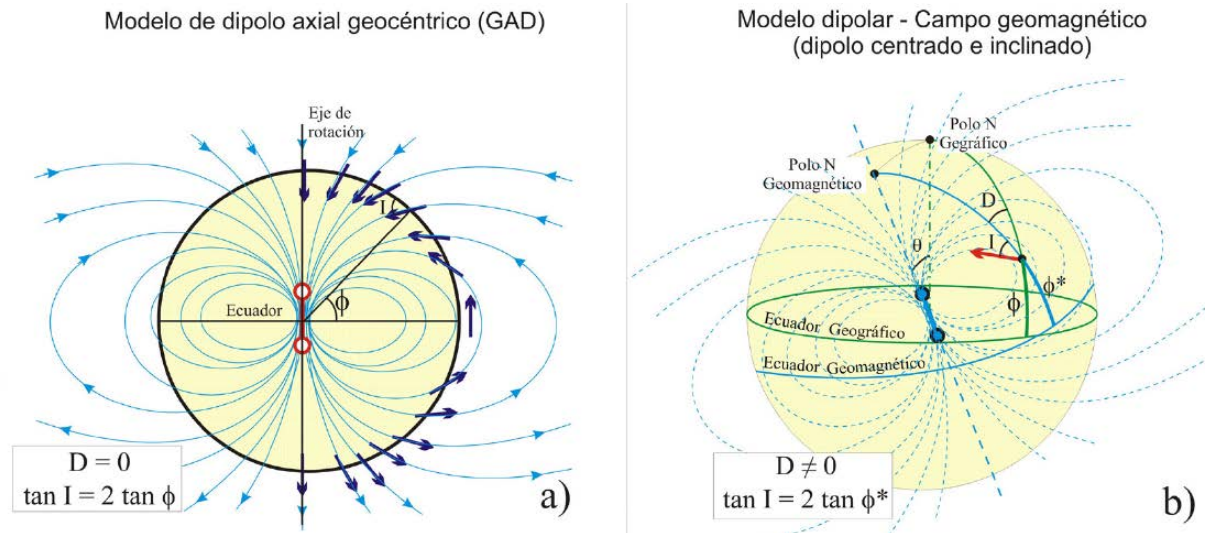


Figura 2.1. a) Modelo de dipolo axial geocéntrico (GAD). b) Aproximación dipolar del CMT (dipolo centrado e inclinado). (Villalaín, 2016).

2.2 Variaciones de origen interno del campo magnético terrestre

El campo magnético de la Tierra varía con el tiempo tanto en intensidad como en dirección debido a los movimientos de los flujos convectivos del núcleo externo. Se pueden distinguir diferentes tipos de variaciones según la magnitud, duración y el carácter local o regional de las mismas. Aquí hablaremos brevemente de la variación secular (VS), las excursiones geomagnéticas y las inversiones de polaridad.

2.2.1 Las inversiones de polaridad

Las inversiones de polaridad son seguramente, por su interés geocronológico, el fenómeno más documentado del CMT. En este fenómeno, el dipolo magnético cambia su polaridad. Es decir, los polos N y S intercambian su posición durante un lapso de tiempo geológicamente muy corto, probablemente de menos de 5000 años (ej: Valet et al., 2012). Aunque aún hay incertidumbres en cómo se produce este proceso, se sabe que es un fenómeno sincrónico que sucede a escala global, es decir, en todo el planeta. Para analizar las variaciones del CMT puede ser útil el uso del polo geomagnético virtual (VGP, *virtual geomagnetic pole* de sus siglas en inglés). Este *polo geomagnético virtual* es el punto en la superficie terrestre que corresponde con los polos del dipolo axial imaginario (se suele usar el polo que coincide con el norte geográfico), el cual generaría la dirección del CMT observada en una ubicación particular de la Tierra. Las

inversiones de polaridad tienen lugar a una escala de entre 1000 y 5000 años, aunque algunos autores han sugerido transiciones excepcionalmente rápidas del orden de décadas (Sagnotti et al., 2014, 2016). Durante estas inversiones, el campo dipolar se desestabiliza debido a una caída de la intensidad, durante la cual el polo geomagnético virtual tiene un comportamiento errático alrededor de las latitudes bajas (Tauxe, 2010; Villalaín, 2016). El momento en el que la dirección del CMT tiene un comportamiento errático se conoce como *periodo transicional*, pudiendo durar entre 1000 y 2000 años (Valet et al., 2012). La inestabilidad que experimenta el CMT se resuelve con un cambio de polaridad, es decir, el polo norte se convierte en sur y el polo sur se convierte en polo norte, invirtiéndose así de posición geográfica, con una posterior subida de la intensidad (Valet y Fournier, 2016). La modelización de este proceso puede observarse en la Figura 2.2. Una excursión geomagnética tiene lugar cuando no se da el cambio de polaridad como solución para la inestabilidad del CMT, sino que el polo geomagnético virtual vuelve a su posición original tras haberse desplazado por las latitudes más bajas (Gubbins, 1999).

El perfeccionamiento de ciertos métodos de datación radiométricos como el K-Ar y el Ar-Ar durante las últimas décadas, ha permitido refinar el registro temporal de inversiones de polaridad a escala global, conocido como *escala temporal de polaridad geomagnética* (GPTS, de sus siglas en inglés). El registro de inversiones de polaridad anterior a los últimos ~ 155 M.a (registro más antiguo de anomalías marinas) es aún incompleto. Sin embargo, es bastante detallado para los últimos millones de años (ej.: Ogg, 2020). La GPTS acopia una enorme cantidad de información y está en constante actualización. Su principal aplicación es la de ser una herramienta de correlación de secuencias estratigráficas mediante magnetoestratigrafías. Esencialmente, consiste en medir la magnetización remanente registrada en muestras extraídas a lo largo de secuencias estratigráficas para determinar su polaridad. Si la polaridad observada en esas unidades estratigráficas puede ser correlacionada con total seguridad con la GPTS, se obtiene un marco temporal preciso de la secuencia en cuestión. Los cambios de polaridad se denominan *transiciones de polaridad* y la última de ellas corresponde con la llamada transición Matuyama / Bruhnes, datada aproximadamente hace 780.000 años (Valet et al., 2019). La magnetoestratigrafía es una técnica de gran utilidad, por ejemplo, para datar secuencias plio-pleistocenas de interés arqueopaleontológico (ej.: Calvo-Rathert et al., 2008; Lepré y Kent, 2010; Parés y Pérez-González, 1995; Vallverdú et al., 2014).

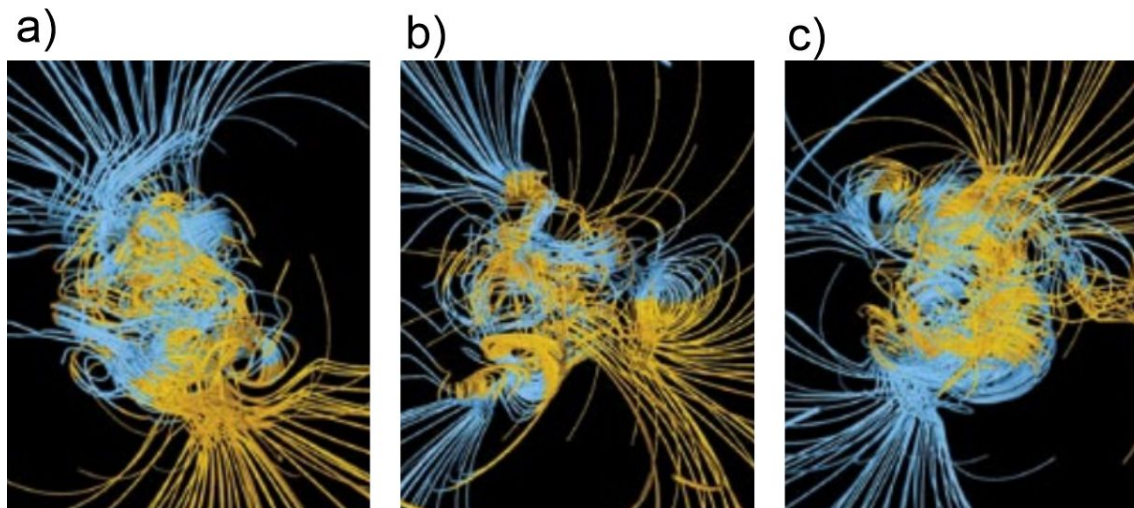


Figura 2.2. Modelización del CMT. Las líneas azules representan el vector magnético apuntando hacia el interior de la Tierra y las naranjas hacia el exterior. a) Momento de polaridad normal 500 años antes de una inversión. b) Inversión de polaridad durante la que desaparece la geometría dipolar. c) Momento de polaridad inversa 500 años después de la inversión. Modificado de Glatzmaier y Olson (2005).

2.2.2 Las excursiones geomagnéticas

Las excursiones geomagnéticas son variaciones del CMT difíciles de definir con precisión por la inestabilidad del CMT y sobre las que existe gran controversia (por ejemplo: Gubbins, 1999; Tauxe, 2008). Estas excursiones son grandes cambios de la dirección del CMT asociados a una disminución de la intensidad tras la cual no se llega a producir una inversión de polaridad, volviendo, por tanto, a la configuración de partida (Tauxe, 2010; Villalaín, 2016). Se considera que existe una excursión geomagnética cuando la distancia entre el polo geomagnético virtual y el polo medio para el lugar y la época estudiados tiene una distancia mayor de $40-45^\circ$ (Merrill y McElhinny, 1983). En cualquier caso, se trata de desviaciones direccionales significativamente mayores que las observadas en la variación secular.

Actualmente no hay un consenso acerca de si las excursiones geomagnéticas están relacionadas con grandes cambios vinculados a la variación secular o con inversiones de polaridad que no han llegado a completarse (Gubbins, 1999; Merrill et al., 1997; Roberts, 2008). También está aún en debate si las excursiones geomagnéticas son un fenómeno global como las inversiones de polaridad, si bien es cierto que algunas de ellas sí han sido aceptadas como un fenómeno global (Laj y Channell, 2007; Roberts y Turner, 2013). Han sido identificadas en lavas volcánicas, espeleotemas, en secuencias continentales y marinas y sólo dentro del Cron de polaridad normal Bruhnes se han reconocido hasta 8 excursiones geomagnéticas (Langereis, 1999; Channell, 2017). La excursión geomagnética de *Laschamp*, recientemente datada en 41.10 ± 0.35 ka B.P (Lascu et al., 2016), es una de las más recientes y también más estudiadas. Siendo conscientes que reconocer excursiones geomagnéticas en secuencias estratigráficas es

con frecuencia problemático, no deja de ser interesante explorar su utilidad como marcadores crono-estratigráficos en yacimientos paleolíticos.

2.2.3 La variación secular

La variación secular es la variación que experimenta con el tiempo el CMT tanto en dirección como en intensidad respecto al polo geográfico. Se trata de una variación lenta, continua, sin un patrón ni una tasa de cambio predeterminada, pero dentro de un rango (para latitudes medias como la península ibérica, por ejemplo, oscila entre $\pm 20^\circ$ en declinación respecto al norte actual y entre 40° y 70° en inclinación), y que tiene lugar a escala regional y de centenares a miles de años (por ejemplo: Gallet et al., 2002; Gómez-Paccard et al., 2006; Kapper et al., 2017; Molina-Cardín et al., 2018; Osete et al., 2015; Schnepp y Lanos, 2005). Su origen está en la interacción de los flujos convectivos con el límite entre el núcleo y el manto (Gubbins y Herrero-Bervera, 2007). La variación de la dirección del CMT hacia el oeste está relacionada con el efecto de la rotación diferencial del núcleo externo respecto al manto (Villalaín, 2016). En el año 2022 en España se ha observado una variación en la dirección del CMT de $0.9^\circ/\text{año}$ hacia el este, y una variación de la intensidad de $24.7\text{nT}/\text{año}$ (<https://www.ngdc.noaa.gov>). Observando los registros históricos disponibles de los últimos siglos (ej.: Jonkers et al. 2003) y las curvas-patrón de variación secular para los últimos milenios tanto en diversas regiones de Europa (ej.: Gómez-Paccard et al., 2006; Hervé et al., 2013, 2017; Le Goff et al., 2020; Molina-Cardín et al., 2018; Schnepp et al., 2020; Tema et al., 2006; Tema y Kondopoulou, 2011; Tema y Lanos, 2021), como en otras regiones del globo (ej.: Cai et al., 2020; Goguitchaichvili et al., 2019; Hagstrum y Blinman, 2010; Shaar et al., 2018), se aprecia claramente que tanto la dirección como la intensidad del CMT están en constante cambio. Un ejemplo claro se ilustra en la figura 2.2, que muestra cómo ha cambiado la *variación secular* (declinación / inclinación) en la península ibérica para los últimos 3 milenios aproximadamente.

La elaboración de curvas patrón de VS (ej.; Figura 2.3) requiere compilar el mayor número posible de datos arqueomagnéticos, bien datados, temporalmente distribuidos lo mejor posible y procedentes de áreas geográficas comprendidas dentro de un rango generalmente menor de 600 – 900 km de radio (Lanos, 2004). Actualmente la mayor densidad de datos arqueomagnéticos (entiéndase, portadores de TRM) se encuentra en Europa, incluyendo tanto determinaciones direccionales como de intensidad (Brown et al., 2015). Sin embargo, la distribución de datos por el globo es inhomogénea y con importantes vacíos de datos para ciertos períodos. Por eso es necesario incorporar nuevos datos de VS que amplíen temporalmente el registro del campo geomagnético en diferentes ámbitos geográficos, como propone esta tesis.

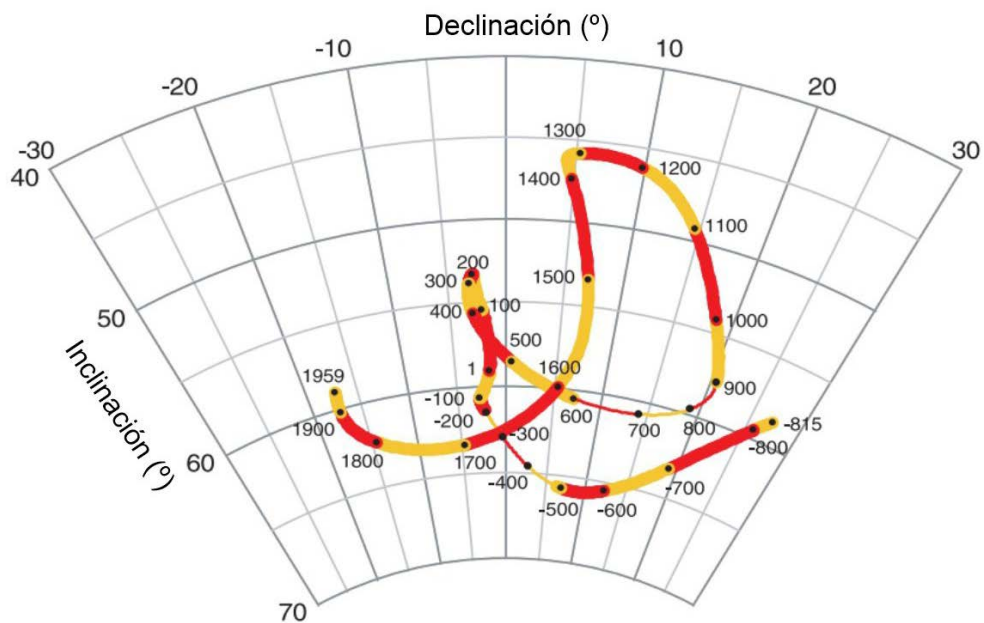


Figura 2.3. Curva de variación secular para los últimos 3000 años en la península ibérica (valores relocalizados a Madrid). Modificado de Gómez-Paccard et al., 2006.

2.3 El registro del campo magnético terrestre en el pasado

Tras haber descrito el CMT y cómo varía a lo largo del tiempo, los siguientes apartados describirán brevemente las propiedades magnéticas de la materia y cómo conocemos el comportamiento del CMT en el pasado y su registro principalmente a través de los restos arqueológicos quemados.

2.3.1 Diamagnetismo, paramagnetismo, ferromagnetismo

Debido a que toda materia está formada por átomos con partículas cargadas en movimiento (electrones) que responden a un campo magnético aplicado, se podría decir que todo alrededor nuestro es, estrictamente hablando, magnético, ya que las partículas que forman un átomo y, en especial, los electrones, tienen la capacidad de generar momentos magnéticos. En un átomo hay dos fuentes que dan lugar al momento magnético: el momento orbital (generado por el movimiento de los electrones en torno al núcleo del átomo) y el espín (propiedad intrínseca del electrón).

La respuesta magnética a un campo magnético externo es muy distinta de unos materiales a otros, pudiéndose agrupar en tres categorías según sus propiedades magnéticas: diamagnéticas, paramagnéticas y ferromagnéticas.

Cuando un material diamagnético es sometido a un campo magnético externo, se genera una débil magnetización en dirección opuesta al campo aplicado. Cuando este campo desaparece los momentos magnéticos se reorientan al azar (Fig. 2.4a). Este comportamiento diamagnético es una propiedad fundamental de toda la materia y tiene su origen en los momentos orbitales de los electrones. Solo predomina cuando no hay

espines de electrones desaparejados. Por lo tanto, los materiales diamagnéticos no preservan magnetización remanente. El cuarzo o la calcita son ejemplos de minerales diamagnéticos.

Un material paramagnético tiene en su estructura atómica electrones con espines desapareados. Al aplicar un campo externo, los momentos magnéticos se alinean a favor de dicho campo, adquiriendo una magnetización de mayor magnitud que los diamagnéticos. Cuando el campo externo se retira, la orientación y la magnetización se pierde, orientándose de nuevo al azar (Fig. 2.4b). Por lo tanto, los materiales paramagnéticos tampoco preservan magnetización remanente. Ejemplo de minerales paramagnéticos: siderita o pirita.

Cuando un material es sometido a un campo magnético externo y la magnetización se mantiene al retirar ese campo, estamos ante un comportamiento ferromagnético (*sensu lato*). Esta magnetización preservada recibe el nombre de magnetización remanente. Los minerales ferromagnéticos presentes en los materiales arqueológicos quemados (fundamentalmente óxidos e hidróxidos de hierro), son los que preservan el registro del CMT del pasado. Dentro de los minerales ferromagnéticos (*s.l*) existen tres comportamientos según la interacción atómica que tengan. En el comportamiento *ferromagnético (sensu stricto)* propiamente dicho, la interacción de los espines adyacentes hace que el material retenga parte de esa magnetización de forma paralela y con la misma magnitud (Fig. 2.4c). Este es el caso, por ejemplo, del hierro puro. En el comportamiento *antiferromagnético* unos momentos magnéticos se alinean de forma paralela y otros lo hacen en sentido opuesto al campo externo aplicado y con la misma magnitud (Fig. 2.4.d). Sin embargo, si existe una cierta desviación de los momentos magnéticos, la magnetización no es nula (esto ocurre, por ejemplo, con la hematites). En el comportamiento *ferrimagnético* ocurre lo mismo que en el antiferromagnético, unos momentos magnéticos se alinean de forma paralela y otros lo hacen en sentido opuesto al campo externo aplicado, pero esta vez no tienen la misma magnitud, de forma que se produce un momento magnético neto (Fig. 2.4.e). Cuando un mineral ferromagnético (*s.l*) se calienta por encima de su temperatura de Curie (o temperatura de Néel para los antiferro- y ferrimagnéticos) pasa a comportarse como un mineral paramagnético. Cuando se enfría y pasa por la temperatura de Curie, vuelve a comportarse como un ferromagnético. Cuando el mineral pasa por su temperatura de bloqueo (T_b), la magnetización se estabiliza. Ejemplo de minerales ferromagnéticos: magnetita, maghemita, hematites, goethita o sulfuros de hierro como la greigita o la pirrotina.

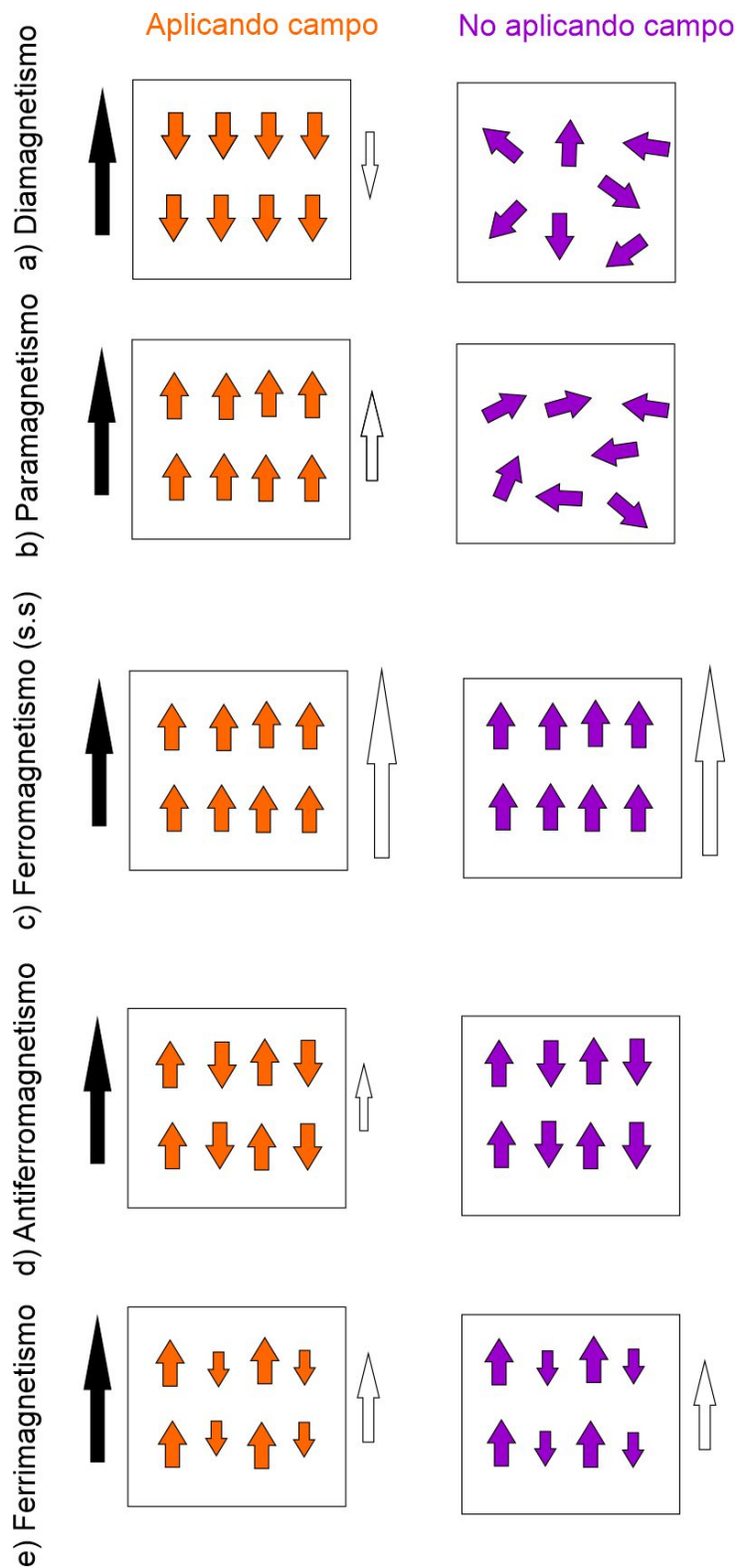


Figura 2.4. Magnetización en un material (a) diamagnético, (b) paramagnético, (c) ferromagnético (*s.s*), (d) antiferromagnético y (e) ferrimagnético, en presencia de un campo y tras retirarlo. La flecha negra representa la dirección del campo aplicado. La flecha blanca representa la magnetización resultante para todo el material. Cuando en c), d) y e) se retira el campo aplicado, la magnetización se mantiene.

2.3.2 Registro de la magnetización remanente en materiales arqueológicos quemados

Los materiales arqueológicos quemados (hornos, hogares, cerámicas, barro cocido, etc.) son susceptibles de tener en su composición minerales ferromagnéticos (*s.l.*). Antes del calentamiento pueden estar presentes en mayor o menor medida, pero debido al efecto del calentamiento es muy común que se produzcan transformaciones en los minerales, dando lugar a la formación de nuevos minerales ferromagnéticos, e incrementando en algunos casos, su concentración. Para más detalles sobre los principales cambios inducidos por calentamiento en la mineralogía ferromagnética, el lector puede consultar Dunlop y Özdemir, 1997; Evans y Heller, 2003; Tauxe, 2010. Si se dan las circunstancias adecuadas, la presencia de estos minerales ferromagnéticos permite a los materiales arqueológicos quemados registrar la dirección y la intensidad del CMT.

La magnetización remanente natural (*natural remanent magnetization* o NRM, de sus siglas en inglés) es la magnetización propia que tiene una muestra antes de ser tratada en el laboratorio. En otras palabras, es el resultado de la remanencia magnética que porta cada grano ferromagnético presente en la muestra. Existen distintos procesos a través de los cuales los materiales arqueológicos con minerales ferromagnéticos adquieren y preservan una remanencia de manera natural. A continuación se presentan los principales mecanismos de registro de la NRM (para más detalles véase, por ejemplo, Tauxe, 2010; Villalaín, 2016).

La magnetización remanente térmica o termorremanencia (*thermal remanent magnetization* o TRM, de sus siglas en inglés), se adquiere cuando el material ferromagnético es calentado por encima de la temperatura de Curie (T_C) y posteriormente, se enfría en presencia de un campo magnético. Si la temperatura máxima supera la temperatura de Curie (T_C magnetita = 580 °C), se trata de una termorremanencia completa (TRM), pero si no la alcanza, se puede registrar una termorremanencia parcial (pTRM).

La magnetización remanente química (*chemical remanent magnetization* o CRM, de sus siglas en inglés), se adquiere cuando se genera un mineral ferromagnético nuevo en presencia de un campo magnético, bien por nucleación y crecimiento del grano a través de un volumen crítico o bien mediante alteración de un mineral ya existente (Butler, 2004; Dunlop y Özdemir, 1997; Tauxe, 2010).

La magnetización remanente termoquímica (*thermo-chemical remanent magnetization* o TCRM, de sus siglas en inglés), está asociada a materiales que han sido calentados y que experimentan un aumento del volumen de los granos ferromagnéticos por debajo de la temperatura de Curie durante el enfriamiento (Dunlop y Özdemir, 1997). Dunlop y Özdemir (1997: 410) señalan que dado que la TCRM se adquiere durante el enfriamiento inicial, la dirección que se registra es representativa del campo magnético ambiental, pero no su intensidad. Como se explicará luego con más detalle, es requisito

sine qua non, que para obtener determinaciones fiables de arqueointensidad absoluta del CMT el mecanismo de magnetización sea una termorremanencia.

La magnetización remanente detrítica (*detrital remanent magnetization* o DRM, de sus siglas en inglés) se produce durante el depósito y consolidación de los materiales sedimentarios. Esta magnetización se adquiere cuando los granos ferromagnéticos que, posteriormente, formarán una roca sedimentaria, se depositan en un ambiente con cierta libertad de movimiento y en presencia del CMT. Este proceso puede dar lugar en determinados casos a una disminución sistemática de la inclinación debido a que los granos se adaptan a la superficie en la que se depositan. Si se produce una reorientación de los granos entre la deposición y la consolidación del sedimento, se trata de una magnetización remanente post-deposicional (pDRM). Aun así, puede preservar un registro fidedigno de la dirección del CMT.

La magnetización remanente viscosa (*viscous remanent magnetization* o VRM, de sus siglas en inglés) se adquiere debido a la exposición a lo largo del tiempo de los materiales en presencia de un campo magnético débil a temperatura constante. La VRM constituye el tipo de magnetización secundaria más característico que puede adquirir una roca y, en principio, puede identificarse porque debiera tener dirección de campo actual (polaridad normal). La VRM es principalmente portada por las partículas más finas e inestables (granos superparamagnéticos, SP) y con tiempos de relajación muy cortos (Dunlop y Özdemir, 1997). En lo que concierne a materiales arqueológicos quemados como los aquí estudiados, no es una magnetización asociada a la formación del material o a su calentamiento. Por eso, generalmente es considerada como un tipo de magnetización “contaminante” a eliminar. Una variante de este tipo de magnetización es la magnetización termoviscosa (*thermo-viscous remanent magnetization* o TVRM), la cual se adquiere cuando la VRM está sometida a una temperatura elevada durante un largo periodo de tiempo.

El estudio de materiales arqueológicos quemados es muy útil para detectar, evaluar y describir cambios en el CMT vinculados a la variación secular, ya que el registro de la termorremanencia está vinculado a un momento concreto en el tiempo, el cual puede conocerse a partir de otras dataciones independientes.

2.4 El registro de la paleointensidad en materiales arqueológicos quemados

Mientras que el vector paleomagnético queda registrado generalmente de forma paralela al vector del campo magnético que lo genera, en este caso el campo magnético de la Tierra, la intensidad de la magnetización es solo proporcional a la del campo, por lo que su valor no es igual al campo que generó la magnetización. La constante de proporcionalidad que relaciona ambas magnitudes depende del medio que lo registra, como por ejemplo el tipo de mineral, su concentración y tamaño de grano, aunque para campos poco intensos (del orden de magnitud del campo magnético de la Tierra) es independiente de la intensidad del campo. Es por ello que obtener en el laboratorio la intensidad registrada es más complicado que obtener la dirección, la cual sí que se puede obtener, por regla general, de forma directa.

Para reproducir la adquisición de la intensidad en el laboratorio es necesario que las propiedades del material objeto de estudio se mantengan estables para poder obtener así la constante de proporcionalidad entre el campo y la remanencia, determinando de esta forma la intensidad original.

Magnetización termorremanente original (TRM) reproducible en el laboratorio (M_{nrm}) = Constante de proporcionalidad original (v_{anc}) \times Campo magnético terrestre original (B_{anc}):

$$i) \quad M_{nrm} = v_{anc} \cdot B_{anc}$$

Magnetización producida en el laboratorio (M_{lab}) = Constante de proporcionalidad producida en el laboratorio (v_{lab}) \times Campo aplicado en el laboratorio (B_{lab}):

$$ii) \quad M_{lab} = v_{lab} \cdot B_{lab}$$

Si estas dos constantes de proporcionalidad, v_{lab} y B_{lab} , son iguales, se pueden dividir las dos ecuaciones y reorganizarlas en la siguiente:

$$iii) \quad B_{anc} = \frac{M_{nrm}}{v_{lab}} B_{lab}$$

Con ello, lo que se necesita para obtener el campo antiguo B_{anc} es medir la magnetización remanente natural y determinar la constante v aplicando en el laboratorio una remanencia a la muestra en un campo conocido B_{lab} .

Sin embargo, obtener datos de paleointensidad no es tan sencillo, ya que la remanencia adquirida en el laboratorio puede tener una constante de proporcionalidad distinta a la de la remanencia original. A continuación, se exponen algunas de las situaciones que pueden complicar la obtención de datos de paleointensidad.

- La constante de proporcionalidad v puede, en realidad, no ser constante debido a que la relación entre la magnetización remanente natural con el campo aplicado puede no ser ni siquiera aproximadamente lineal cuando el valor del campo aplicado supera un cierto valor. (Fig. 2.5). Este comportamiento depende del tamaño y la forma de los granos magnéticos y, de hecho, hay granos alargados cuya adquisición de remanencia no muestra una relación lineal con el campo aplicado ni siquiera para campos bajos. Sin embargo, por regla general, la magnetización es proporcional al campo para campos como el de la Tierra. Además, si la muestra presenta una anisotropía de la termorremanencia y el campo aplicado en el laboratorio no es paralelo a la dirección del campo antiguo B_{anc} , las dos constantes de proporcionalidad

de las ecuaciones i) e ii) pueden ser también diferentes. Este efecto de la anisotropía puede corregirse.

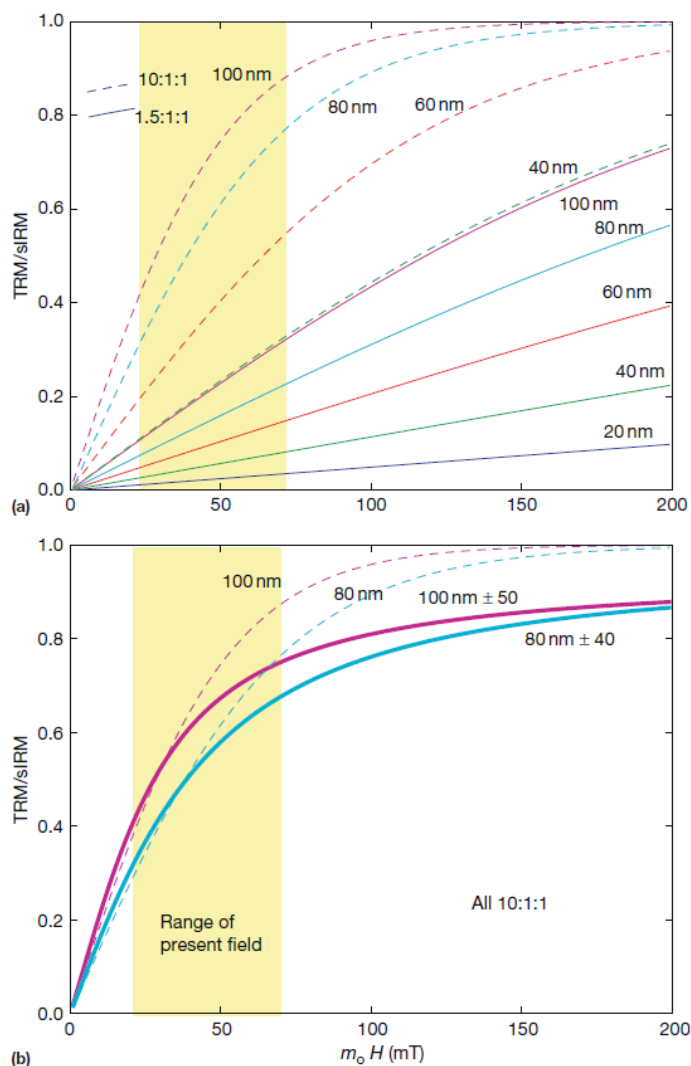


Figura 2.5. Termorremanencia (TRM) adquirida expresada como una fracción de saturación para distintos tamaños de granos y distribución de magnetita. A) TRM prevista con respecto al campo aplicado en granos SD orientados aleatoriamente y con un tamaño de 20 a 100 nm de ancho. B) Efecto de la TRM en poblaciones de granos con anchos medios de 80 (azul) y 100 (rosa) nm. Fuente: Tauxe y Yamazaki, 2015.

- Además, la muestra puede haber alterado su capacidad de adquirir la remanencia (cambiando la constante del laboratorio v_{lab}) ya que los múltiples pasos de calentamiento que se realizan durante el experimento de paleointensidad puede provocar que las fases magnéticas portadoras de la remanencia se alteren. Por ello, para detectar posibles alteraciones, los experimentos de determinación de la paleointensidad absoluta se realizan en sucesivas etapas de remagnetización. Los controles de la pTRM o *pTRM-checks* se basan en la repetición de un calentamiento a una temperatura más baja que la temperatura que ya se ha

alcanzado con el fin de conocer si la capacidad de adquisición de la remanencia a temperatura más baja se ha modificado por las alteraciones mineralógicas (Coe et al., 1978). Este tipo de alteraciones es un problema común entre los métodos que implican calentamientos en el laboratorio (Jordanova et al., 2001, 2003). Se puede pensar que una muestra arqueológica no va a tener importantes alteraciones debido a que ésta ya ha estado expuesta a altas temperaturas en el pasado, algo que, sin embargo, no necesariamente tiene por qué ser así. Spassov y Hus (2006) citan tres motivos por los cuales sí se producen alteraciones mineralógicas en los materiales arqueológicos: (i) condiciones diferentes en el calentamiento (ej.: tipo de atmósfera), (ii) calentamiento insuficiente y (iii) oxidación durante el calentamiento. El calentamiento en el laboratorio se realiza generalmente en condiciones oxidantes. Es decir, los minerales que se han formado en condiciones reductoras (como por ejemplo la magnetita), se oxidan durante el calentamiento del laboratorio, provocando que su capacidad para adquirir la remanencia disminuya. Para mitigar este problema se puede utilizar gas argón, el cual reduce la cantidad de oxígeno en la cámara del horno y disminuye la posibilidad de que se produzca esta oxidación. Por otro lado, si la muestra arqueológica se hubiese calentado menos que el calentamiento experimentado en el laboratorio, este último podría causar la formación de nuevos minerales magnéticos incrementando de esta forma su capacidad para adquirir una remanencia (Spassov y Hus, 2006). Generalmente no es muy difícil detectar alteraciones mineralógicas.

- Si la magnetización remanente natural es portada principalmente por granos multidominio (MD) o incluso por granos pseudo-monodominio (PSD) grandes, las condiciones de adquisición de la magnetización remanente natural serán difíciles de reproducir en el laboratorio (Tauxe, 2010). Los granos MD generan las denominadas *pTRM tails* (Bolshakov y Shcherbakova, 1979; Dunlop y Xu, 1994). Las *pTRM tails* son un resto de la *pTRM* (termorremanencia parcial) que no llega a desmagnetizarse a la temperatura de adquisición y que se mantiene hasta la temperatura de Curie debido a que las temperaturas de bloqueo (T_b) y desbloqueo (T_{ub}) no son iguales ($T_b \neq T_{ub}$), incumpliendo de esta forma la *Ley de Reciprocidad* que se explicará en el siguiente capítulo. Los granos MD tienden a reorganizar los dominios magnéticos que los componen, buscando una configuración de menor energía tras el calentamiento. La presencia de granos MD en materiales arqueológicos quemados es, como veremos, uno de los principales motivos de fracaso en las determinaciones de arqueointensidad absoluta.

En la actualidad existen diferentes métodos para obtener la paleointensidad absoluta. Los más utilizados y que tienen una base física más rigurosa son los de tipo Thellier (ej: Thellier y Thellier, 1959; Coe et al., 1978). Los experimentos de tipo Thellier se basan

en la sustitución progresiva de la TRM por termorremanencias parciales (pTRM) en sucesivos pasos de temperatura duplicada. Un método clásico es el de Thellier-Thellier (Thellier y Thellier, 1959), que consiste en calentar y enfriar las muestras dos veces a la misma temperatura e ir aumentándola en cada doble paso con el fin de determinar la magnetización adquirida y la remanente restante. Posteriormente surgieron variantes a este método clásico, Thellier-Coe y Thellier-IZZI. El método de Thellier-Coe (Coe et al., 1978) consiste en calentar y enfriar las muestras dos veces a la misma temperatura, la cual se va incrementando a cada doble paso. Mientras que el primer calentamiento-enfriamiento se realiza en ausencia de un campo, el segundo se realiza a la misma temperatura, pero en presencia de un campo. Esta secuencia se repite con temperaturas que van aumentando de forma gradual hasta sustituir completamente la remanencia de la muestra por una TRM. El método Thellier-IZZI consiste en aplicar, en primer lugar, un calentamiento en presencia de un campo. El segundo calentamiento se realiza sin campo. Posteriormente se calienta primero a una temperatura superior sin campo, y después a la misma temperatura pero con campo. Esta secuencia se repite con temperaturas que van aumentando de forma gradual hasta, como en el método anterior, sustituir completamente la remanencia por una TRM. Este método puede permitir detectar con más facilidad la presencia de remanencias asociadas a granos MD. Todos los métodos de tipo Thellier conllevan numerosos calentamientos, contribuyendo de esta forma a que ocurran, como ya se ha mencionado anteriormente, posibles alteraciones mineralógicas. Los métodos de tipo Thellier utilizados en esta tesis están ampliamente explicados en el capítulo de Metodología (Capítulo 3).

Existen otros métodos que intentan minimizar las alteraciones químicas y mineralógicas. La técnica de microondas (Hill y Shaw, 2000; Hill et al., 2002; Walton et al., 1992) minimiza estas alteraciones desmagnetizando de manera rápida los granos de magnetita con temperaturas de desbloqueo entre 500-600 °C pero sin llegar a calentar la matriz de la muestra por encima de 200 °C. Para más información véase la bibliografía citada. El método multiespécimen (Biggin y Poidras, 2006; Dekkers y Böhnell, 2006; Hoffman et al., 1989; Hoffman y Biggin, 2005), intenta evitar la alteración aplicando un solo calentamiento con la misma temperatura a varios especímenes de la misma muestra. Fabian y Leonhardt (2010) propusieron una modificación a este método, desarrollando el protocolo multiespécimen con corrección del estado de dominios (MSP-DSC) ya que el protocolo inicial aportaba valores de paleointensidad sobreestimados (Fabian y Leonhardt, 2010). Por otro lado, el método calibrado de Pseudo-Thellier (Kruiver et al., 1999; De Groot et al., 2015) no realiza ningún calentamiento, sino que utiliza la desmagnetización por campos alternos y la adquisición de la magnetización remanente anhisterética (ARM) para obtener paleointensidades absolutas siempre y cuando las muestras cumplan unos criterios de composición química y distribución de tamaño en sus granos. Al igual que con los métodos anteriores, estos se encuentran explicados más en detalle en el capítulo de la Metodología (Capítulo 3).

Debido a los problemas mencionados, para determinar la fiabilidad de los resultados de los experimentos de paleointensidad es necesario establecer una serie de criterios de selección que permitan evaluar la calidad de las condiciones del experimento, la ausencia de alteraciones y la cantidad de magnetización portada por los granos multidominio (MD). Tanto los criterios de fiabilidad como los umbrales difieren según autores y no es algo totalmente estandarizado. Los criterios de selección utilizados en esta tesis se explican más detalladamente en el capítulo de la Metodología (Capítulo 3).

Debido a las diferentes posibilidades que ofrecen los distintos métodos, en esta tesis se va a utilizar un enfoque multi-método, como se verá en el siguiente capítulo. Los métodos de tipo Thellier está considerado como la técnica más fiable para obtener datos de paleointensidad absoluta, pero, sin embargo, no está exento de problemas, como, entre otros, pueden ser las alteraciones mineralógicas. Si bien es cierto que la aplicación y comparación de diferentes métodos de paleointensidad incrementa significativamente el trabajo de laboratorio, obtener resultados reproducibles entre ellos es un sólido argumento que certifica la fiabilidad de las determinaciones (ej.: Calvo-Rathert et al., 2019).

3. METODOLOGÍA

3.1 Trabajo de campo

3.2 Trabajo de laboratorio

3.2.1 Preparación de muestras

3.2.1.1 Bloques de mano

3.2.1.2 Muestra no orientada

3.2.2 Estudio de las propiedades magnéticas

3.2.3 Análisis paleomagnéticos

3.2.4 Determinación de la paleointensidad absoluta

3.2.4.1 Métodos de tipo Thellier

a) Método Thellier-Coe

b) Método Thellier-IZZI

3.2.4.2 Método tipo multiespécimen

3.2.4.3 Criterios de selección

3.2.4.4 Otros métodos

3.2.5 Experimentos de anisotropía de la termorremanencia (ATRM)

3. METODOLOGÍA

3.1 Trabajo de campo

Para el desarrollo de esta tesis ha sido necesario realizar trabajo de campo en los yacimientos arqueológicos estudiados con el fin de recoger muestras orientadas para los análisis arqueomagnéticos. Esta muestra orientada permite obtener información acerca de la dirección del CMT.

Se ha recogido tanto muestra orientada magnéticamente (Fig. 3.1a) como muestra sin orientar (Fig. 3.1b-d). La muestra orientada se ha destinado a la desmagnetización de la magnetización remanente natural (NRM) para obtener datos direccionales. La muestra no orientada ha consistido en fragmentos cerámicos, escorias y material arqueológico quemado destinado a experimentos de magnetismo de las rocas, de paleointensidad y de anisotropía de la termorremanencia (ATRM). Se ha intentado recoger el material no orientado asociado a la muestra orientada con el objetivo de poder establecer una relación inequívoca entre los resultados de paleomagnetismo, los de magnetismo de las rocas y los de arqueointensidad. La muestra no orientada utilizada para los experimentos de magnetismo de las rocas fue posteriormente pulverizada (Fig. 3.1c).

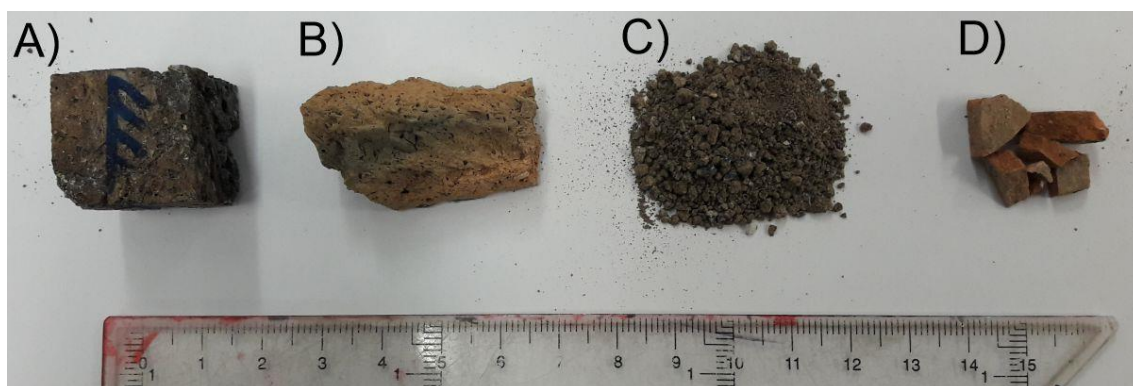


Figura 3.1. A) Espécimen submuestreado orientado. B) Muestra no orientada sin submuestrear. C) Muestra no orientada pulverizada. D) Fragmento de cerámica no orientada y submuestreada. Escala de la regla en cm: 1cm.

La técnica (Fig. 3.2a-d) que se utilizó para recoger la muestra orientada ha consistido en la extracción de bloques de mano de diferentes estructuras quemadas, como por ejemplo hornos, hogares, etc. Para ello, en primer lugar, se delimitó el área del que se iba a tomar la muestra y, posteriormente, se procedió a excavar a su alrededor para aislar dicha área. En segundo lugar, se vertió escayola y se niveló el plano superior hasta conseguir un plano horizontal (buzamiento 0°) utilizando una placa de metacrilato y un nivel de burbuja. Una vez seca la escayola, se marcó en el plano superior un vector de referencia y su azimut con la ayuda de una brújula magnética. Para esta tesis se utilizó de manera sistemática un vector de referencia con azimut magnético 0° , es decir, el

norte magnético. Con la orientación del bloque ya registrada, se procedió a su extracción.

Posteriormente en el laboratorio y en todas las muestras paleomagnéticas orientadas, se ha corregido el efecto de la declinación local a través del *World Magnetic Model* (WMM) en la página web *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (<https://www.noaa.gov/>). Actualmente (2022) en España la corrección es mínima (1° aproximadamente), sin embargo, en el Cáucaso la diferencia es más notable (en torno a 6° E).

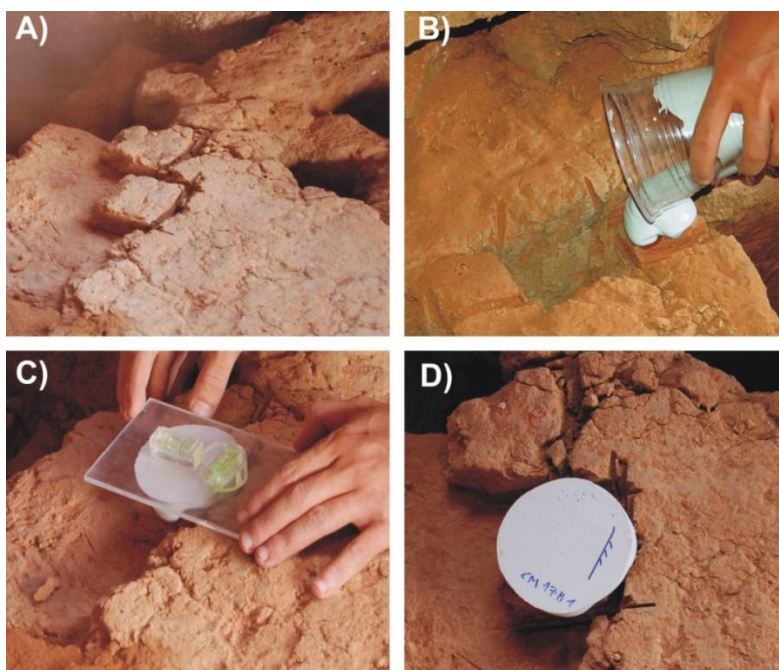


Figura 3.2. Extracción de los bloques de mano. A) Delimitación del bloque de mano. B) Vertido de escayola. C) Nivelación del plano superior. D) Bloque de mano con el azimut marcado listo para ser extraído.

3.2 Trabajo de laboratorio

3.2.1 Preparación de muestras

Antes de poder ser analizadas, algunas de las muestras recogidas en el campo tuvieron que ser sometidas en el laboratorio a procesos como la consolidación, el escayolado, submuestreo y marcado. A continuación, se describen cuáles han sido estos procesos tanto para los bloques de mano como para la muestra no orientada.

3.2.1.1 Bloques de mano

Debido a la fragilidad que presentan los bloques de mano, se hace necesario proceder a su consolidación para evitar posibles fracturas y facilitar así el posterior manejo de los

especímenes durante los experimentos. Estos bloques fueron sumergidos en una mezcla de silicato de sodio (75%) y agua (25%). El tiempo de inmersión varió en función del tipo de material y porosidad, pero en ningún caso fue superior a una hora. Cuando los bloques consolidados estuvieron secos, estos se introdujeron en unos moldes en los que se vertió escayola con el objetivo de obtener paralelepípedos perfectos, ya que los bloques recogidos en el campo eran irregulares. Se procedió a trazar una nueva marca de orientación y calcular su nueva dirección respecto a la marca original en el bloque consolidado y escayolado en el laboratorio, de manera que esta marca fuese paralela a los lados del paralelepípedo (Fig.3.3a). De esta forma, el submuestreo de los bloques (Fig. 3.3c-d) y la obtención de cubos regulares fue un proceso mucho más sencillo y preciso ya que se podían tomar los lados del paralelepípedo como referencia. El corte de los bloques se realizó con una sierra circular de mesa que tiene un sistema de refrigeración del disco con agua. En algunos casos se observó tras los primeros cortes que la muestra se podía disgregar debido a que el consolidante se había diluido parcialmente al entrar en contacto con el agua, por lo que se procedió nuevamente a su consolidado. El sistema de corte empleado permite obtener lonchas, sub-lonchas y finalmente cubos de aproximadamente 10 cm^3 (unos 2,2 cm de lado) totalmente regulares y respetando las marcas de orientación.

Estos cubos fueron utilizados en los experimentos de paleomagnetismo para estudiar no solo las direcciones del campo magnético, sino también el comportamiento y la estabilidad magnética que permitirían establecer los pasos de desmagnetización para los experimentos de paleointensidad absoluta. Todo el proceso de preparación y cortado de los bloques de mano se realizó en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos.

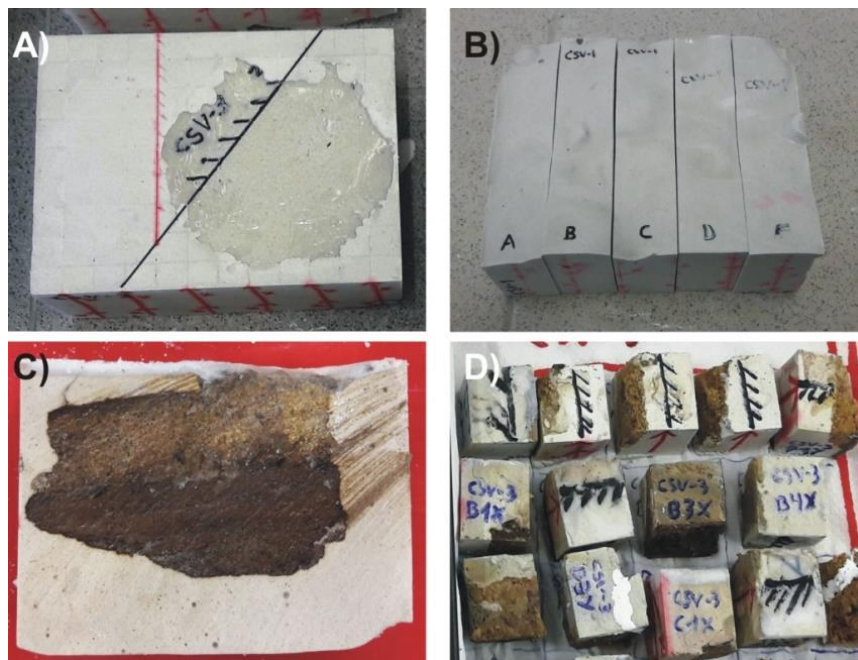


Figura 3.3. A) Bloque de mano re-escayolado en el laboratorio y preparado para ser cortado, con la marca de orientación del campo original en negro y la nueva marca de azimut en rojo. B)

Bloque cortado en lonchas de tamaño regular. C) Vista en sección de una de las láminas o lonchas obtenidas durante el proceso mostrado en la imagen B). D) Especímenes cúbicos (10 cm³ aproximadamente) obtenidos tras finalizar el proceso de cortado.

3.2.1.2 Muestra no orientada

La muestra no orientada que se utilizó en los experimentos de propiedades magnéticas con la balanza obteniendo unos 400 mg aproximadamente.

Además de los experimentos de propiedades magnéticas, la muestra no orientada (pero compacta) también se utilizó para los experimentos de paleointensidad absoluta y para los experimentos de corrección de la anisotropía de la termorremanencia (ATRM), pero sin ser pulverizada como en el caso de los experimentos de propiedades magnéticas. Sin embargo, debido a que de algunos materiales arqueológicos no se contaba con bloques de mano orientados y, por lo tanto, no se iban a poder estudiar las direcciones paleomagnéticas, fue necesario llevar a cabo una desmagnetización de la NRM con el material no orientado. Este material era compacto y el objetivo era analizar las características de la magnetización (univectorial vs. multivectorial) para establecer los pasos de desmagnetización para los experimentos de paleointensidad absoluta. Para poder desmagnetizar térmicamente la NRM de estas muestras no orientadas fue necesario crear cubos de escayola de aproximadamente 10 cm³ (2,2 cm de lado) con la ayuda de un molde cúbico (Fig. 3.4). Este mismo procedimiento fue utilizado para la muestra suelta destinada a los experimentos de anisotropía de la termorremanencia (ATRM).

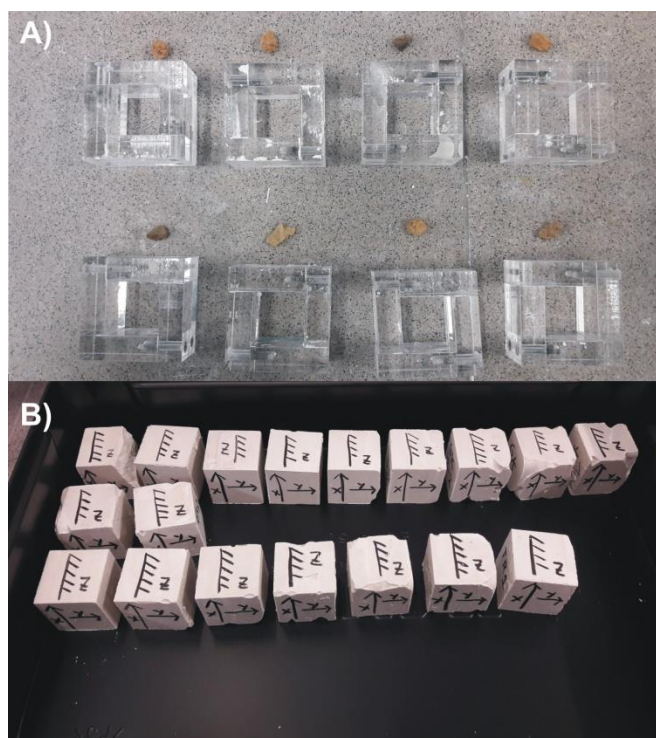


Figura 3.4. A) Muestra no orientada junto a los moldes cúbicos utilizados para crear los B) cubos de escayola regulares de 10 cm³ aproximadamente con la muestra en su interior.

La muestra no orientada destinada a los experimentos de paleointensidad absoluta (la paleointensidad tiene también la denominación de arqueointensidad cuando se trata de material arqueológico), fue introducida con unos discos de microfibras de vidrio y silicato de potasio como consolidante dentro de viales cilíndricos de silicato de boro de 10 mm de diámetro, diamagnéticos y resistentes a altas temperaturas. En ellos se marcó con un percutor una orientación longitudinal (generatriz del vial) que se mantuvo durante todo el proceso de análisis (Fig. 3.5).

Según fue avanzando el trabajo, este procedimiento fue utilizado también para la desmagnetización térmica de la NRM de muestra no orientada, debido a que era más preciso que la utilización de cubos de escayola, requiere menos material, y permitía un manejo más sencillo durante el proceso de calentamiento y medida.



Figura 3.5. Viales de silicato de boro de 10 mm de diámetro, con la muestra en su interior y la marca de orientación grabada en el vial.

3.2.2 Estudio de las propiedades magnéticas

Los experimentos de magnetismo de las rocas han permitido determinar cuáles son los portadores de la magnetización remanente, su estabilidad térmica y su tamaño de grano.

Todos los experimentos de magnetismo de las rocas se han realizado con una balanza de traslación de campo variable (VFTB, *variable field translation balance*) en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (UBU) (Fig. 3.6). Cada muestra analizada fue pulverizada (300-400 mg) con un mortero de ágata.

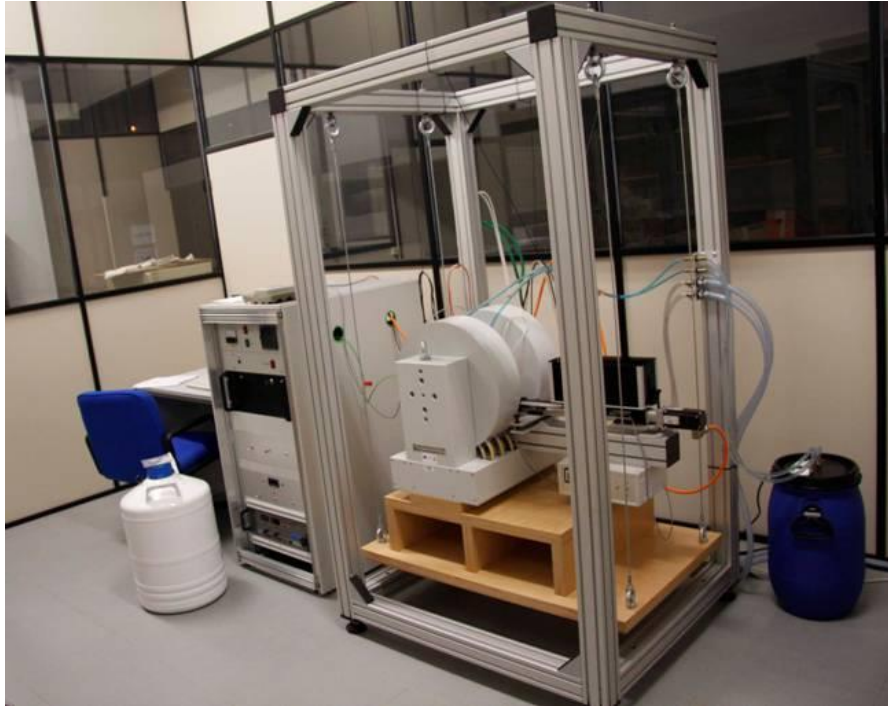


Figura 3.6. Balanza de traslación de campo variable (VFTB, *variable field translation balance*) del laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (UBU).

Los experimentos (Fig. 3.7) que se han realizado y se explican a continuación, son los siguientes y se realizaron en este orden:

- Curvas de adquisición progresiva de la magnetización remanente isoterma (IRM).
- Ciclos de histéresis ($\pm 1\text{T}$).
- Curvas *back-field*.
- Curvas termomagnéticas (miden la magnetización de saturación (Ms) en función de la temperatura (T) hasta 600 – 700 °C en aire).

Para la interpretación de los datos se ha utilizado el programa *RockMag Analyzer* (Leonhardt, 2006).

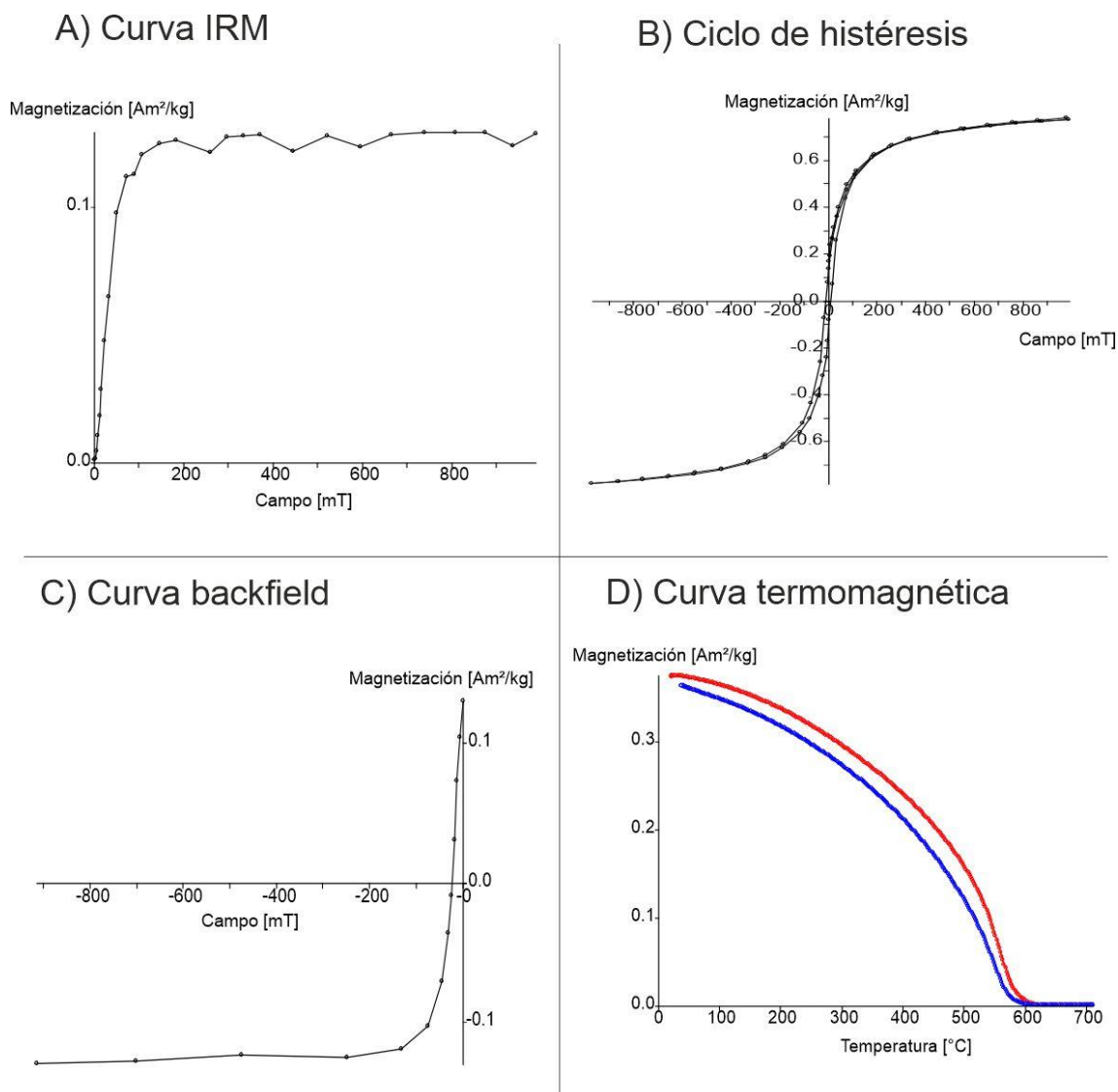


Figura 3.7. Ejemplo de A) Curva IRM; B) Ciclo de histéresis; C) Curva *back-field*; D) Curva termomagnética; obtenidas de los experimentos realizados con la balanza de traslación de campo variable (VFTB).

La curva de adquisición progresiva de la magnetización remanente isoterma (IRM) consiste en aplicar, a temperatura ambiente, campos magnéticos (B) progresivamente mayores hasta un campo máximo disponible (en nuestro caso, 1 T). Tanto la forma de las curvas como la intensidad de su magnetización son indicativas del tipo de mineral y su concentración. Cuando la muestra no es capaz de adquirir más magnetización remanente llega a su *magnetización de saturación* (M_s). Cuando el campo aplicado se anula, la magnetización que queda se denomina *magnetización remanente de saturación* (M_{rs}). La remanencia se mide cada vez que se aplica un campo magnético. Cuando se retira el campo magnético, lo que permanece en la muestra es la magnetización remanente o magnetización remanente de saturación (M_{rs}) si se ha alcanzado la saturación. Si la saturación se alcanza con campos poco intensos (habitualmente se toma como referencia un valor de unos 300 mT), los minerales portadores de la remanencia

son de baja coercitividad (ej.: magnetita y/o maghemita). Si por el contrario la saturación se consigue a valores más altos, los minerales portadores de la remanencia se consideran de alta coercitividad (ej.: goetita y/o hematites). El campo máximo que se pudo aplicar con la balanza de traslación de campo variable es de 1 T y, en ocasiones, ha demostrado ser insuficiente para saturar completamente la muestra.

Tras adquirir la SIRM (*saturación de la IRM*, en nuestro caso 1 T), se puede remagnetizar la muestra aplicando campos progresivamente mayores en sentido opuesto (-B) para determinar el *campo coercitivo remanente* (B_{cr}). Éste experimento se conoce como curva de *backfield* y el parámetro B_{cr} representa el campo inverso que es necesario aplicar para que la IRM de una muestra previamente saturada reduzca su magnetización a cero.

La obtención de un ciclo de histéresis (Fig. 3.8) comienza con la aplicación de un campo magnético (B) progresivamente mayor a una muestra inicialmente desmagnetizada hasta alcanzar la *magnetización de saturación* (M_s). Seguidamente, el campo aplicado se disminuye hasta llegar a 0. La magnetización que queda cuando el campo llega a 0 es la *magnetización remanente* (M_r) o la *magnetización remanente de saturación* (M_{rs}) si previamente se ha alcanzado la saturación. A partir de aquí se aplica de nuevo un campo progresivamente mayor, pero en sentido contrario al inicial (-B). El campo mediante el cual la magnetización llega de nuevo a 0 tras haber aplicado el campo invertido (-B) se denomina *campo coercitivo* (B_c). El campo en sentido contrario se continúa aplicando hasta que se alcanza la saturación en este sentido contrario ($-M_s$). Tras haber alcanzado la saturación en sentido contrario ($-M_s$), se vuelve a aplicar un campo (B) progresivamente mayor en el mismo sentido que al inicio del experimento hasta volver a saturar la muestra.

Finalizado el ciclo de histéresis, se obtienen los mencionados parámetros de *magnetización de saturación* (M_s), *magnetización remanente de saturación* (M_{rs}) y *campo coercitivo* (B_c) que, junto al *campo coercitivo remanente* (B_{cr}) obtenido de la curva *back-field*, permiten evaluar el estado de dominios y la granulometría del material (Day et al., 1977; Dunlop, 2002; Fabian, 2003). Los parámetros del ciclo de histéresis deben calcularse sustrayendo la contribución dia- o paramagnética correspondiente.

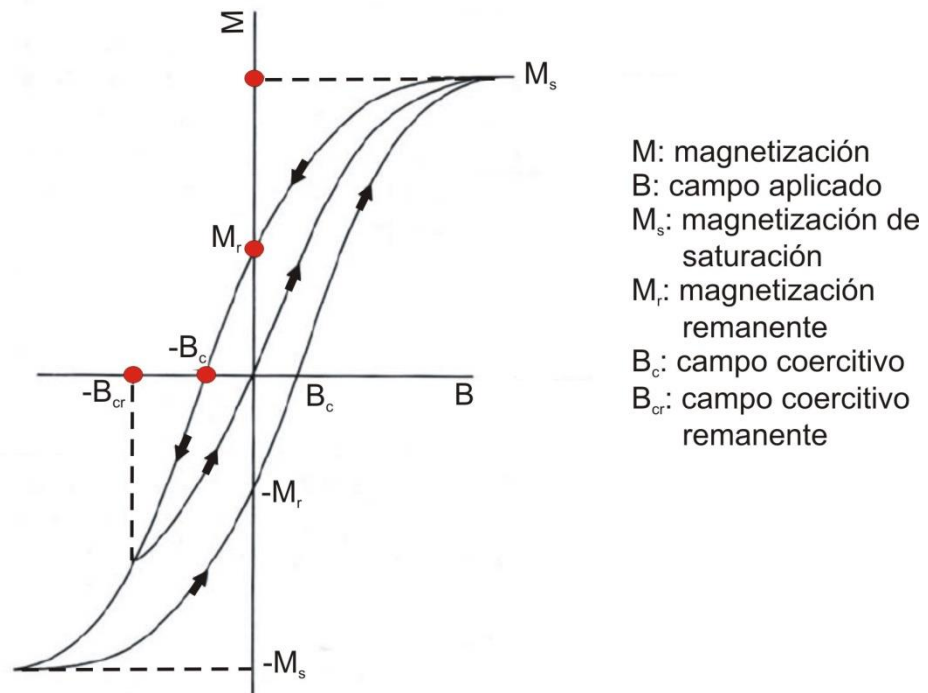


Figura 3.8. Ciclo de histéresis con sus respectivos parámetros. Modificado de Carrancho (2010).

Otro de los experimentos más diagnósticos para caracterizar la mineralogía ferromagnética son las curvas termomagnéticas (dependencia de la magnetización y/o susceptibilidad vs. la temperatura). Para obtener una curva termomagnética hay que calentar y posteriormente enfriar la muestra en presencia de un campo magnético. Estas curvas permiten calcular temperaturas de Curie (T_c) (o de Néel si se trata de minerales antiferromagnéticos) y, con ello, identificar los minerales portadores de la remanencia. También permiten observar a qué temperatura se producen alteraciones químicas y mineralógicas, ayudando así en la preselección de muestras para realizar experimentos de paleointensidad. En nuestro caso, se ha medido la variación de la magnetización con la temperatura (hasta 600 – 700 °C) en aire con la Balanza de Traslación de campo magnético variable. Antes de comenzar a calentar la muestra, esta se encuentra magnetizada en un campo de 1 T. Las temperaturas de Curie/Néel han sido determinadas por el método de las dos tangentes de Grommé et al., (1969).

3.2.3 Análisis paleomagnéticos

El paleomagnetismo estudia, a partir de una magnetización remanente, las direcciones del CMT que han quedado registradas en los materiales. En los materiales arqueológicos calentados la magnetización obtenida generalmente es térmica o termorremanencia (TRM, de sus siglas en inglés). Los minerales ferromagnéticos (*s.l.*) presentes en las muestras arqueológicas tienen la capacidad de registrar en principio de

forma paralela la dirección del CMT que hay durante el último calentamiento y posterior enfriamiento. La magnetización o dirección registrada en los granos ferromagnéticos queda, tras el calentamiento, bloqueada y preservada durante periodos muy largos de tiempo (desde cientos hasta miles de millones de años). Esta magnetización (la asociada al último calentamiento), es la que consideraremos en este trabajo como magnetización primaria. Sin embargo, tras el primer calentamiento que, en el caso de las cerámicas arqueológicas es el de su manufactura, pueden ocurrir otros recalentamientos a temperaturas elevadas ($> 600\text{ }^{\circ}\text{C}$) o también más moderadas (ej.: $< 500\text{ }^{\circ}\text{C}$). Este es el caso del recalentamiento de cerámicas para usos domésticos (ej.: Francés-Negro et al., 2019) o la reutilización de hornos y hogares por diversos motivos. Los minerales ferromagnéticos registrarán el último calentamiento que haya experimentado la muestra. Si el recalentamiento supera los $500\text{-}600\text{ }^{\circ}\text{C}$, la magnetización adquirida en el anterior calentamiento se borrará y quedará registrada esta última. Pero si el último calentamiento sucede a temperaturas moderadas (ca. $400\text{--}500^{\circ}\text{C}$), el material registrará una termorremanencia parcial (pTRM de sus siglas en inglés). Además, con el tiempo, es posible que una parte de la magnetización primaria adquirida decaiga, haciendo que la magnetización de esos granos ferromagnéticos se acabe alineando con el campo magnético actual. Esta magnetización se denomina magnetización remanente viscosa. Para todas estas magnetizaciones que no son primarias se suele hablar de magnetizaciones secundarias. La magnetización remanente natural (NRM) es la suma de la magnetización primaria y de las magnetizaciones secundarias. La NRM es la magnetización propia que tiene una muestra antes de ser tratada en el laboratorio. En otras palabras, es la suma de la remanencia magnética que porta cada grano ferromagnético presente en la muestra. Para obtener cada una de las direcciones existentes en una muestra y aislar la componente primaria (en nuestro caso asociada a la última quema), hay que desmagnetizar la NRM de la muestra orientada. El proceso de desmagnetización consiste en destruir de manera progresiva y selectiva la NRM a través de dos técnicas distintas: la desmagnetización térmica (TH) y la desmagnetización por campos alternos (AF) decrecientes (Fig. 3.9). Para ello hay que hacer una selección de los distintos pasos progresivos de temperatura o de campo a aplicar para poder detectar cualquier cambio en la magnetización o la presencia de las distintas componentes, ya que se trata de un procedimiento destructivo. Para establecer la secuencia de desmagnetización más apropiada es recomendable hacer una desmagnetización piloto con muestras representativas para conocer su comportamiento paleomagnético.

La desmagnetización térmica de la NRM consiste en calentar la muestra en sucesivos pasos de temperatura progresivamente mayores en ausencia de un campo magnético y medir la NRM tras cada paso. Tras cada calentamiento, la muestra se enfría también en ausencia de campo magnético, por lo que los granos bloquearán su magnetización en una dirección al azar cuando lleguen a su temperatura de bloqueo (T_b). Dado que los granos no tienen una dirección preferente debido a la ausencia de un campo magnético, su contribución neta es nula. En otras palabras, tras cada paso de desmagnetización se obtiene la dirección de la magnetización resultante que portan todos los granos aún no

desmagnetizados. Los pasos de temperatura progresivamente mayores se aplican hasta que toda la magnetización de la muestra sea destruida, es decir, hasta que se alcanza la temperatura de Curie (T_C) de los minerales ferromagnéticos que portan la magnetización remanente (ej.: T_C magnetita = 580 °C; T_N hematites = 675 °C; Dunlop y Özdemir, 1997).

Para aplicar la desmagnetización térmica a las muestras se ha utilizado un desmagnetizador térmico TD48 - SC (ASC) con doble cámara (calentamiento y enfriamiento). La desmagnetización por campos alternos se ha realizado con la unidad de desmagnetización por campos alternos que incorpora el magnetómetro criogénico SQUID 2G (nivel de ruido $5 \times 10^{-12} \text{ Am}^2$). Este mismo magnetómetro criogénico se ha utilizado para medir la NRM en ambas técnicas. Tanto el desmagnetizador térmico como el magnetómetro criogénico se encuentran en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (Fig. 3.9).

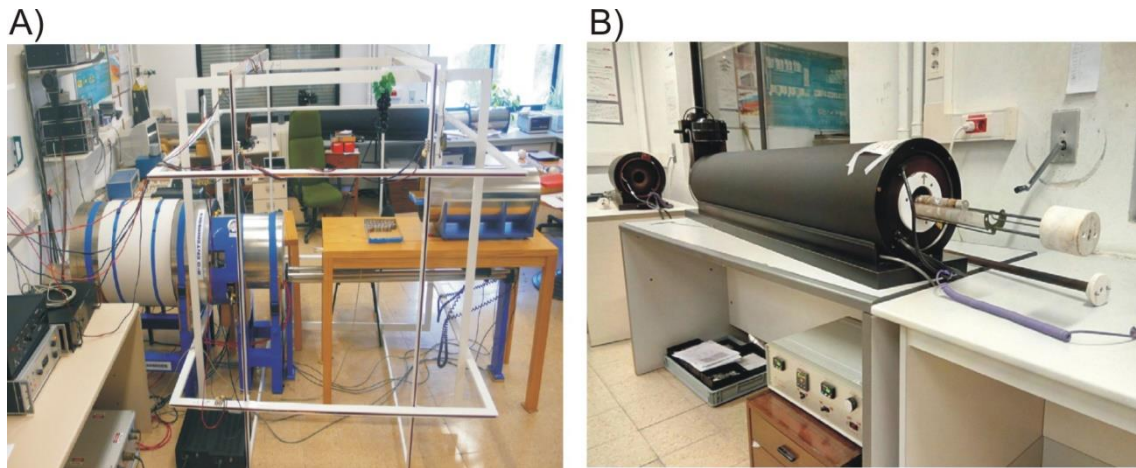


Figura 3.9. A) Magnetómetro criogénico SQUID 2G con la unidad de desmagnetización por campos alternos. B) Desmagnetizador térmico TD48 - SC (ASC) con doble cámara. Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos.

La desmagnetización por campos alternos consiste en aplicar por etapas una serie de pasos de campos magnéticos alternos cuyos valores máximos son progresivamente mayores. Los granos cuyas coercitvidades sean menores que las del campo aplicado se irán orientando a favor de los campos alternos. Durante el experimento el campo magnético ambiental es nulo. En cada paso se incrementa el campo aplicado, por lo que de esta manera se irá destruyendo la magnetización remanente que portan los granos con coercitvidades cada vez mayores. En cada campo alterno se desmagnetiza la muestra en sus tres ejes (x, y, z). En general, se han aplicado secuencias progresivas de desmagnetización por campos alternos con campos de máximo 100 – 120 mT.

Desmagnetizar la muestra mediante pasos progresivos permite detectar varias componentes (vectores) magnéticos en el caso de que las hubiera (Fig. 3.10a). Tras cada paso de desmagnetización se obtiene un vector que corresponde a la magnetización que

queda en la muestra. Los vectores se representan en un diagrama de proyección ortogonal o diagrama de Zijderveld (Zijderveld, 1967), como el que se ilustra en la Fig. 3.10b. El diagrama permite observar las componentes paleomagnéticas, y detectar posibles cambios en la dirección y/o intensidad de la magnetización. Las direcciones paleomagnéticas se determinaron a través de un análisis de componentes principales (PCA; Kirschvink, 1980).

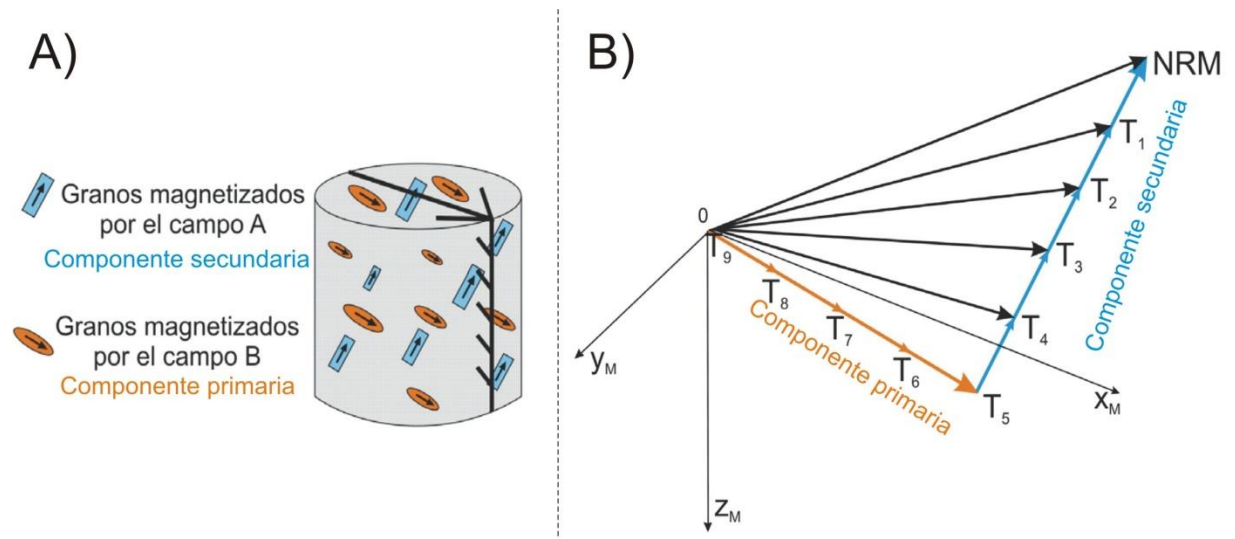


Figura 3.10. A) Muestra con dos componentes o vectores magnéticos. B) Desmagnetización progresiva térmica de la NRM de las dos componentes registradas en la muestra. Modificado de Villalaín (2016).

Las proyecciones de igual área son una herramienta que permiten representar en un plano datos direccionales en tres dimensiones. Se utilizan tanto para representar la secuencia de direcciones durante la desmagnetización de la NRM de una muestra, como para representar direcciones paleomagnéticas correspondientes a la componente característica (*ChRM*) de un conjunto de muestras y su dirección media (Fig. 3.11).

Las proyecciones de igual área consisten en una representación polar obtenida de proyectar una esfera sobre un plano horizontal. El eje vertical representa la dirección Norte-Sur y el eje horizontal la dirección Este-Oeste. La declinación se lee en el sentido de las agujas del reloj de 0° a 360° empezando por el Norte y la inclinación varía de 0° en la periferia hasta 90° en el punto central de la circunferencia. Como esta representación es una vista cenital de una esfera y lo que nos interesa es representar los dos hemisferios, las inclinaciones positivas se representan por convención con un símbolo sólido y las negativas con uno hueco.

Para interpretar la dirección de una muestra se combinan estos diagramas con las proyecciones ortogonales de desmagnetización de la NRM, ya que permiten ver fácilmente los cambios direccionales de las muestras paleomagnéticas (Fig. 3.11). Las muestras que tengan una sola componente paleomagnética, presentarán un agrupamiento de puntos en la proyección de igual área (Fig. 3.11). Las muestras

multicomponentes presentarán una trayectoria curva hasta la última componente, la cual definiría un agrupamiento.

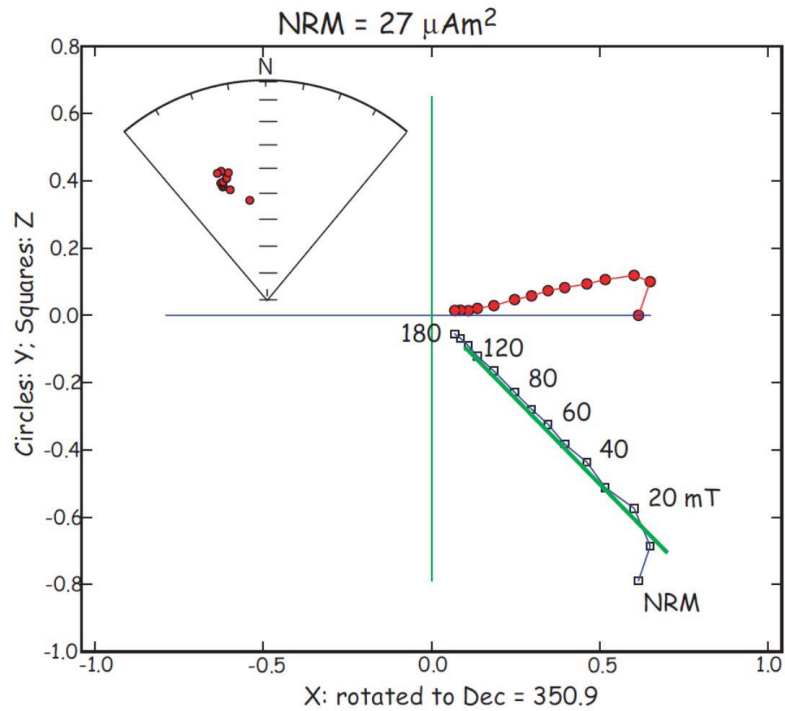


Figura 3.11. Representación de una muestra desmagnetizada por campos alternos en una proyección de igual área (parte superior izquierda). La línea verde indica los puntos tomados para obtener la determinación de paleointensidad. Tomado de Tauxe (2010).

Una vez aislada la componente característica (*ChRM*) de un conjunto de muestras, la representación de estas direcciones en una proyección de igual área permite analizar su distribución (Fig. 3.12).

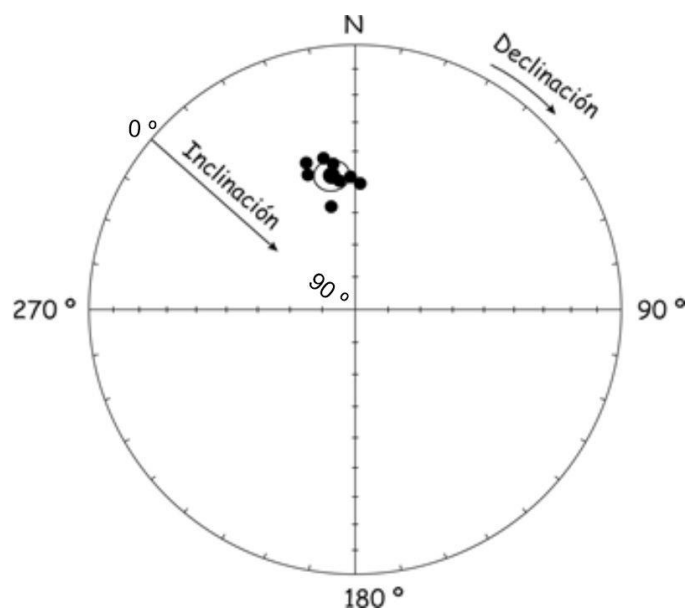


Figura 3.12. Representación gráfica de una proyección de igual área. La declinación se mide a lo largo del perímetro del círculo (360°) y la inclinación aumenta de 0 a 90° desde el perímetro al centro. Los puntos negros representan las direcciones características (ChRM) de cada muestra, junto con la dirección media total obtenida y su respectivo círculo de confianza. Modificado de Carrancho, 2010.

El tratamiento estadístico de las direcciones es muy importante. La medida de las direcciones paleomagnéticas está sometida a diferentes causas de dispersión, como errores de orientación, aislamiento incompleto de las componentes magnéticas, etc. Recoger un número considerable de muestras (variable en función del tipo de trabajo) permite promediar estadísticamente la incertidumbre y obtener una estimación precisa de la media. Para una población específica de muestras hay que determinar: a) la dirección media; b) un parámetro que mida la dispersión de las direcciones de esa población; y c) el límite de confianza para la dirección media calculada, que se interpreta como la incertidumbre estimada para la media.

Cualquier método estadístico para analizar la dispersión de una población está basado en la función de densidad de probabilidad, que describe la distribución de unas observaciones para un hipotético conjunto de muestras. Fisher (1953) desarrolló un método para analizar la distribución de puntos en una esfera. Cada dato simboliza la dirección de una muestra, que es un vector unitario y se los representa sobre la esfera como puntos de radio unidad. Según este método, las direcciones de las muestras sometidas a una dispersión aleatoria están distribuidas de acuerdo con la función de densidad de probabilidad:

$$P(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh \kappa} \exp(\kappa \cos \theta)$$

donde θ es el ángulo con la dirección verdadera y κ es el parámetro de precisión. La dispersión es menor cuanto mayor sea κ . La mejor estimación de la dirección media de una población de N direcciones es R , que es el resultado de la suma de todos los vectores de las componentes paleomagnéticas obtenidas (Fig. 3.13). R siempre es \leq que N y se aproxima a N cuando las direcciones están muy agrupadas.



Figura 3.13. Representación gráfica de la suma vectorial de ocho vectores unitarios, resultando el vector R . Tomado de Butler (1998).

Una vez se ha calculado la dirección media, es necesario determinar la dispersión estadística de esa población de muestras correspondientes a un sitio de muestreo. Una medida utilizada para calcular la dispersión de un conjunto de muestras en torno a la dirección media es el parámetro de precisión, κ . κ es cero cuando las direcciones se distribuyen de manera uniforme por la esfera y, por lo tanto, son aleatorias. Por otro lado, κ tiende a ∞ cuando las direcciones se concentran en un punto. Por eso lo deseable es que este parámetro sea lo más elevado posible.

Otro parámetro empleado en la estadística fisheriana es el que determina el nivel de confianza para la dirección media calculada $\alpha_{(1-p)}$. Este límite de confianza α , es similar a la desviación estándar de un valor medio en la estadística gaussiana. Este parámetro $\alpha_{(1-p)}$, es el semiángulo del cono que tiene una probabilidad $(1-p)$ de contener la dirección verdadera. Aunque este límite de confianza se puede expresar en diferentes niveles de probabilidad, en Paleomagnetismo se utiliza el 95 % ($p = 0.05$), denominándose α_{95} . Esto quiere decir que hay un 95 % de probabilidad de que la dirección real del vector representado esté dentro de ese círculo de confianza. Se trata, por tanto, de un parámetro utilizado para medir la precisión de una dirección promediada.

Para interpretar las direcciones, calcular las direcciones medias y sus parámetros estadísticos se ha utilizado el programa *Remasoft 3.0* (Chadima y Hrouda, 2006).

3.2.4 Determinación de la paleointensidad absoluta

Mientras que las direcciones paleomagnéticas se registran en las muestras, por regla general, de manera paralela al CMT, las intensidades de la remanencia lo hacen, en principio, de forma proporcional a la intensidad del CMT. De esta forma, partiendo de que la magnetización es proporcional al campo magnético que la produce, podemos decir que un campo magnético denominado B_{anc} produce en la muestra una

magnetización M_{NRM} con una constante de proporcionalidad v_{anc} . Si en el laboratorio aplicamos a esta muestra un campo B_{lab} , se producirá una magnetización M_{lab} donde la constante de proporcionalidad v_{lab} , en principio, debería ser igual a v_{anc} . De este modo es posible determinar B_{anc} midiendo en el laboratorio M_{NRM} y M_{lab} (Fig. 3.14). Sin embargo, durante los experimentos en el laboratorio se pueden dar alteraciones mineralógicas producidas durante el calentamiento, provocando con ello variaciones en la constante de proporcionalidad v_{lab} . De aquí en adelante, M_{NRM} y M_{lab} pasarán a denominarse $TRM_{original}$ y TRM_{lab} , respectivamente, ya que solo es posible reproducir en el laboratorio en condiciones similares a las naturales la adquisición de la termorremanencia (TRM). La constante de proporcionalidad (v) puede no permanecer constante si la muestra ha visto alterada su capacidad para registrar la termorremanencia debido a la presencia de granos multi-dominio (MD) o pseudo-mono dominio (PSD) grandes, cuyas temperaturas de desbloqueo y bloqueo son distintas. Es por ello que la presencia de granos monodominio sin interacción (SD) es fundamental para poder obtener determinaciones de paleointensidad absoluta, ya que coinciden sus temperaturas de bloqueo y desbloqueo y cumplen las llamadas “Leyes de Thellier” (Thellier, 1941, 1946), definidas brevemente a continuación:

- *Ley de Reciprocidad*: el bloqueo y desbloqueo de remanencia son procesos recíprocos. La remanencia adquirida durante el calentamiento en un intervalo de temperatura dado es igual a la remanencia desbloqueada en ese mismo intervalo de temperatura. Esto implica que las temperaturas de bloqueo (T_b) y desbloqueo (T_{ub}) de los granos portadores de la magnetización son iguales.
- *Ley de Independencia de las termorremanencias parciales (pTRMs)*: la pTRM adquirida durante el calentamiento en un determinado intervalo de temperatura es independiente de la adquirida en un intervalo de temperatura diferente.
- *Ley de Aditividad*: la TRM total es la suma de todas las pTRMs adquiridas en intervalos no coincidentes de temperatura.

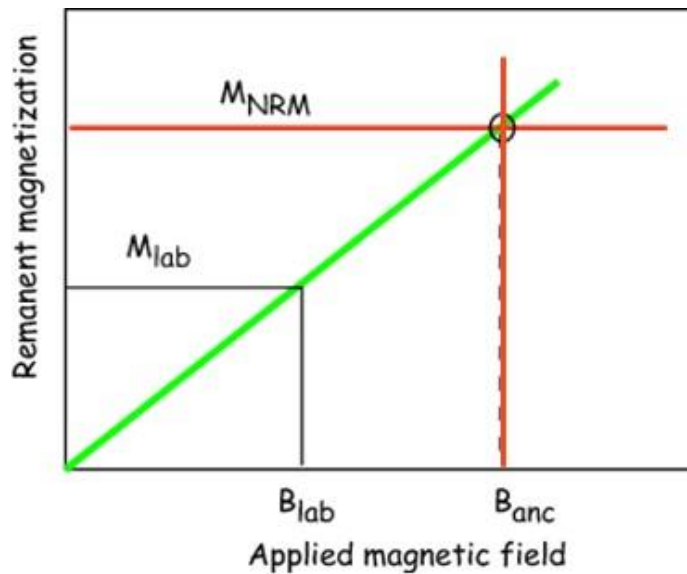


Figura 3.14. Principio para la estimación de la paleointensidad. Se asume que la magnetización remanente es proporcional al campo magnético. La pendiente de la recta marcada en verde corresponde a la constante de proporcionalidad (v). v se puede obtener a partir del campo B_{lab} aplicado en el laboratorio y la magnetización M_{lab} que este genera. El campo magnético antiguo B_{anc} se puede calcular conociendo la $TRM_{original}$ y la v . Tomado de Tauxe (2010).

3.2.4.1 Métodos de tipo Thellier (Thellier y Thellier, 1959)

La capacidad que tiene una muestra de adquirir una TRM se produce al enfriarse por debajo de su temperatura de Curie, momento en el que sus granos adquieren un comportamiento ferromagnético que les permite alinearse con el campo externo existente en ese momento y conservar esa magnetización. La temperatura a la cual la magnetización se estabiliza (pudiendo permanecer así de estable cientos de millones de años) se denomina temperatura de bloqueo (T_b). La temperatura de bloqueo siempre es menor que la temperatura de Curie.

Para obtener el valor de la intensidad del campo magnético que generó la remanencia de una muestra (B_{anc}), es decir, la paleointensidad, hay que reproducir una magnetización en el laboratorio (TRM_{lab}) similar a la que tiene la muestra ($TRM_{original}$), aplicando un campo conocido (B_{lab}); en otras palabras, hay que realizar experimentos de remagnetización. Como se ha señalado anteriormente, pueden ocurrir alteraciones en la constante de proporcionalidad (v). Para detectar estas posibles alteraciones es conveniente realizar los experimentos de determinación de la paleointensidad absoluta en pasos graduales de temperatura. Los experimentos de tipo Thellier utilizan la sustitución progresiva de la TRM por remanencias térmicas parciales (pTRM) en sucesivos pasos de temperatura (T) dobles. La NRM restante frente a la pTRM adquirida para cada doble paso de temperatura (T), se representa en un diagrama de Arai (Nagata et al., 1963) (Fig. 3.15a). Cada diagrama de Arai generado por un espécimen es una determinación de paleointensidad absoluta. El valor de

paleointensidad se obtiene a partir de la pendiente de la recta de ajuste de los puntos de la NRM restante vs. la pTRM adquirida. La curvatura de la pendiente es un indicador de cambios en la constante de proporcionalidad ($v_{anc} \neq v_{lab}$).

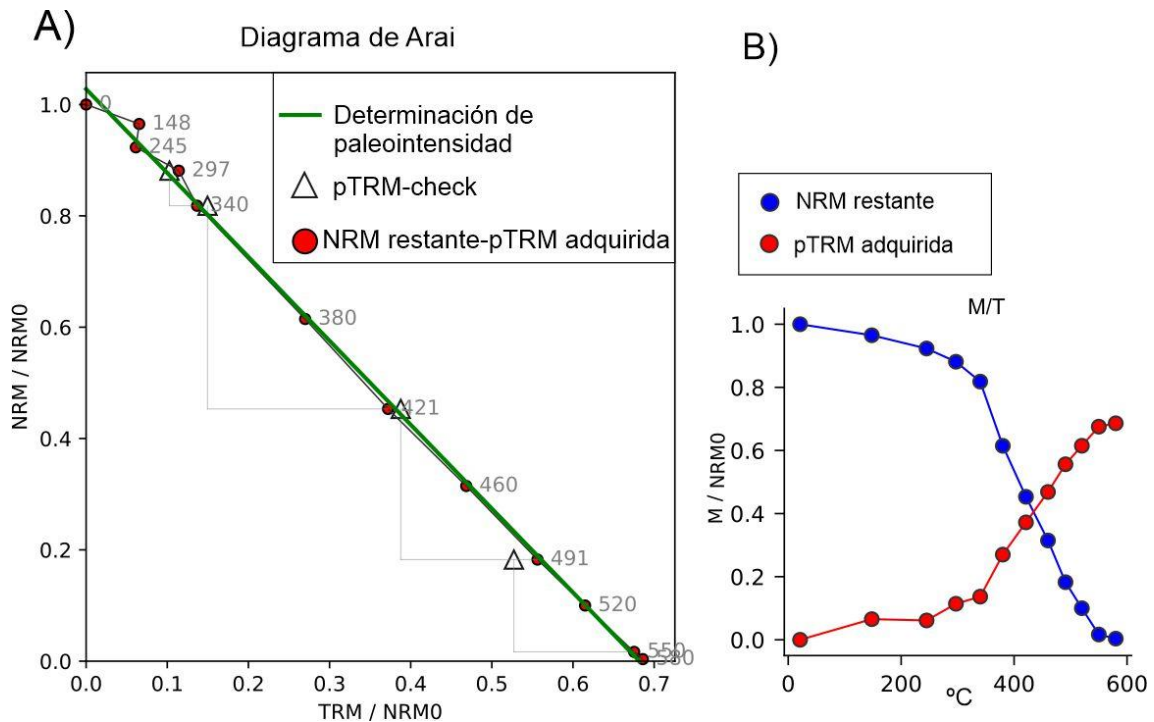


Figura 3.15. A) Ejemplo de un diagrama de Arai y B) gráfica de la caída de la intensidad de la NRM original y del aumento de la magnetización adquirida (M/T), durante una determinación de paleointensidad absoluta en el yacimiento arqueológico de Casa del Mitreo (Mérida), estudiado en esta tesis. El diagrama de Arai representa los valores de NRM y TRM normalizados a NRM.

Todos los métodos de tipo Thellier asumen las Leyes de Thellier descritas en el apartado anterior (Thellier, 1941; 1946). Únicamente los granos monodominio (SD) sin interacción cumplen estrictamente estas tres leyes. Los granos pseudo-monodominio (PSD) pueden cumplirlas de manera aproximada en los granos de pequeño tamaño, pero no en los grandes. Los granos multidominio (MD) no cumplen estas leyes (Dunlop, 2011) ya que las temperaturas de bloqueo (T_b) y desbloqueo (T_{ub}) de los granos pueden ser diferentes si hay PSD o MD.

Para determinar la paleointensidad absoluta de una muestra han de cumplirse los siguientes requisitos:

- La remanencia primaria tiene que ser una TRM, es decir, ha tenido que ser adquirida por calentamiento.

- Durante los experimentos en el laboratorio no deben producirse cambios químicos, mineralógicos o físicos en la muestra.
- La muestra debe obedecer las “Leyes de Thellier” descritas anteriormente.

A continuación, se presentan los dos métodos de tipo Thellier utilizados en esta tesis para la obtención de paleointensidad absoluta: método Thellier-Coe y método Thellier-IZZI.

a) Método Thellier-Coe (Coe, 1967)

El método de Thellier-Coe consiste en calentar y enfriar las muestras dos veces a la misma temperatura T , la cual se va incrementando a cada doble paso. El primer calentamiento-enfriamiento se realiza en ausencia de un campo, B_{lab} . El segundo calentamiento-enfriamiento se realiza a la misma temperatura y en presencia de un campo B_{lab} paralelo al eje z de la muestra ($+B_{lab}$). Para todos los experimentos de tipo Thellier-Coe realizados en este trabajo se ha utilizado un campo $B_{lab} = 40 \mu T$. La elección de $40 \mu T$ se debe a que es conveniente que el campo aplicado en el laboratorio no difiera en principio demasiado del supuesto campo original. Todos los calentamientos se llevaron a cabo en atmósfera de argón con el fin de minimizar posibles alteraciones mineralógicas. Después de cada calentamiento las muestras se dejaban enfriar naturalmente (sin ventilación forzada) hasta llegar a temperatura ambiente (varias horas). Esta forma de proceder implica aumentar notablemente la duración de los experimentos, pero tiene la ventaja de evitar el llamado “efecto de tasa de enfriamiento” o *cooling rate effect* (ej.: Ferik et al., 2014), que puede alterar el valor de intensidad de las muestras analizadas ya que reproduce de manera más realista el proceso original de adquisición de la magnetización.

Los pTRM-checks son controles de la pTRM basados en la repetición de un calentamiento a una temperatura más baja, T_{inf} que la temperatura T que ya se ha alcanzado en el experimento. Esto permite saber si la capacidad de adquisición de la remanencia a temperatura más baja T_{inf} ha cambiado. Si ha cambiado, estaríamos ante la aparición de alteraciones mineralógicas producidas por los calentamientos superiores a T_{inf} aplicados durante el experimento. A partir de $220^{\circ}C$ se realizaron entre 4 y 5 pTRM-checks en cada experimento. Teniendo en cuenta la medida de la NRM y los pTRM-checks, los experimentos se realizaron en 26, 27 y 29 pasos, desde 150 hasta $610^{\circ}C$.

Para medir la NRM se ha utilizado un magnetómetro criogénico SQUID 2G. Para calentar las muestras se utilizó un horno TD48 – SC (ASC) de una sola cámara cerrada con suministro constante de gas argón y con una bobina para generar un campo magnético axial (Fig. 3.16). Tanto el horno como el magnetómetro se encuentran en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. La interpretación de los resultados se llevó a cabo utilizando los programas *PmagPy* (Tauxe et al., 2016) y *ThellierTool 4.2* (Leonhardt et al., 2004).



Figura 3.16. Horno TD48 – SC (ASC) de una sola cámara con bobina para generar un campo magnético axial. Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos.

b) Método Thellier-IZZI (Yu et al., 2004)

Mientras que Coe (1967) propuso aplicar el primer paso de calentamiento con campo cero (ZI), Aitken et al., (1988) proponía realizar este primer paso en presencia de un campo B_{lab} (IZ); la combinación de ambos dio lugar al método Thellier-IZZI. El método Thellier-IZZI se aplica de la siguiente forma: en primer lugar, se calienta la muestra a una temperatura T_1 en presencia de un campo B_{lab} paralelo al eje del horno. Tras enfriarse y medir la NRM, se vuelve a calentar a T_1 con campo cero (en inglés, *in field/zero field*, expresado mediante siglas como IZ). Posteriormente se calienta a una temperatura superior T_2 con campo cero, y tras su enfriamiento y medida de la NRM, se vuelve a calentar a T_2 en presencia de un campo B_{lab} con la misma intensidad y dirección que en el calentamiento descrito al principio; (*zero-field/in-field*, ZI). Esta secuencia se continúa repitiendo con temperaturas que van aumentando de forma gradual. El método IZZI permite, en ciertas ocasiones, ayudar a detectar muestras con una elevada proporción de granos multidominio (MD) debido la presencia de diagramas de Arai con pendientes en zig-zag generados por las pTRM tails. Estas pTRM tails son restos de pTRM que no se desmagnetizan hasta la temperatura de Curie debido a que la temperatura de bloqueo (T_b) y de desbloqueo (T_{ub}) de la magnetización de los granos son distintas y, por lo tanto, no cumplen la Ley de Reciprocidad. En estos casos las muestras no son tenidas en cuenta debido a que los resultados pueden no ser fiables.

Las determinaciones de paleointensidad con el método IZZI se realizaron en el laboratorio de paleomagnetismo *Fort Hoofddijk* de la universidad de Utrecht (Holanda). La NRM se midió con un magnetómetro 2G DC-SQUID y las muestras se calentaron en un horno ASC TD48-SC con un sistema de control de temperatura interno (Fig. 3.17a-b). El experimento se llevó a cabo en 12 dobles pasos de temperatura, los cuales fueron aumentando gradualmente hasta 590°C. Para los pasos con un campo de laboratorio aplicado B_{lab} (in-field), este fue de 45 μ T. Se aplicaron *pTRM-checks* bajo un campo

B_{lab} de 45 μ T cada dos dobles pasos de temperatura. En total, junto con la medida de la NRM, se realizaron 31 pasos.

Para la interpretación de los resultados se utilizaron los programas *PmagPy* (Tauxe et al., 2016) y *ThellierTool 4.2* (Leonhardt et al., 2004).



Figura 3.17. A) Magnetómetro 2G DC-SQUID y B) horno ASC TD48-SC del laboratorio de paleomagnetismo *Fort Hoofddijk* de la Universidad de Utrecht (Holanda).

3.2.4.2 Método tipo multiespécimen

El método multiespécimen fue propuesto por primera vez por Hoffman et al., (1989). Posteriormente, nuevas revisiones han sido propuestas por Biggin y Poidras (2006), y Dekkers y Böhnel (2006) y Hoffman y Biggin (2005).

Dekkers y Böhnel (2006) proponen el protocolo multiespécimen de pTRMs diferenciales paralelas (MSP-DB) a partir de Biggin y Poidras (2006). Este protocolo permite obtener datos de paleointensidad en muestras con granos multidominio (MD) debido a que implica una reducción considerable del número de calentamientos respecto al resto de métodos. El método consiste en dividir una muestra en varios especímenes que serán calentados una sola vez pero con distintos campos B_{lab} en la dirección de la TRM original; la adquisición de las pTRMs tiene que ser paralela a la NRM original (TRM) en cada espécimen. La selección de la temperatura se realiza teniendo en cuenta que no han de producirse alteraciones mineralógicas pero que los especímenes se magneticen lo suficiente como para que la pTRM adquirida sea suficientemente significativa para su estudio. Biggin y Poidras (2006) observaron evidencias de que los procesos de desmagnetización y remagnetización de las pTRMS producen efectos en la TRM de los granos MD debido a los numerosos calentamientos que se realizan sobre una misma muestra. Estos efectos se basan en que la aplicación de un elevado número de calentamientos sobre una muestra produce un estado de estrés capaz de alterar la estructura de dominios de los granos. Sin embargo, el método MSP-DB no se ve, en principio, afectado por el estado de dominios de los granos portadores de la magnetización. Este método consiste en aplicar distintos campos B_{lab} en la dirección de la TRM original en cada uno de los distintos especímenes. Todos los especímenes provienen de la misma muestra, lo que permite que los especímenes sean calentados una sola vez y siempre a la misma temperatura. Para que este método funcione, todos los

especímenes de la muestra deben tener el mismo registro magnético y la misma mineralogía magnética. La temperatura elegida tiene que ser capaz de desbloquear una cantidad de TRM original que sea suficiente para calcular la paleointensidad, pero a su vez tiene que estar por debajo de aquella temperatura que pueda producir posibles alteraciones mineralógicas.

El protocolo multiespécimen con corrección del estado de dominios (MSP-DSC) fue propuesto por Fabian y Leonhardt (2010) debido a que en algunos estudios el protocolo MSP-DB aportaba valores de paleointensidad sobreestimados (Calvo-Rathert et al., 2016; Michalk et al., 2008; 2010). Este protocolo añade al MSP-DB correcciones de la fracción de magnetización y del estado de dominios con el fin de evitar una posible sobreestimación en la determinación de la paleointensidad.

3.2.4.3 Criterios de selección

Los resultados de paleointensidad obtenidos de los métodos de tipo Thellier se consideran fiables si cumplen una serie de criterios de selección que evalúan las condiciones en las que se desarrolló el experimento, la ausencia de alteración mineralógica y la cantidad de magnetización que portan los granos multidominio (MD). En la actualidad existen diferentes conjuntos de criterios con sus umbrales de fiabilidad propuestos por distintos autores (por ejemplo: Biggin et al., 2007; Kissel y Laj, 2004; Paterson et al., 2014; Selkin y Tauxe, 2000; Tauxe et al., 2016).

Para este trabajo se han utilizado los criterios propuestos en el programa ThellierTool (Leonhardt et al., 2004) modificados por Paterson et al., (2014), diferenciando entre dos niveles de calidad (A y B) definidos en la bibliografía como TTA y TTB, respectivamente. Además, también se ha incluido el parámetro k' propuesto por Paterson (2011), el cual no se incluye en los criterios de ThellierTool pero es de gran utilidad para evaluar el comportamiento MD a partir de la curvatura de los diagramas de Arai.

Los criterios de selección utilizados en este trabajo son los siguientes:

Criterios que evalúan la linealidad, la dispersión del segmento de la pendiente del diagrama de Arai, así como la alteración durante el experimento y la presencia de granos multidominio en las muestras analizadas.

- N: número de puntos de la NRM incluidos en el segmento lineal de mejor ajuste.
- f: fracción de la NRM comprendida en el segmento lineal de mejor ajuste.
- β : dispersión relativa de los datos alrededor del segmento lineal de ajuste normalizada a la pendiente del segmento lineal de mejor ajuste.
- q (coeficiente de calidad): calidad general de la determinación de paleointensidad. Depende de β , f y g ($q = (f \cdot g)/\beta$) (Coe et al., 1978). g es un

coeficiente de dispersión que cuantifica la distancia media entre los puntos (NRM restante-pTRM adquirida) incluidos en el segmento lineal de mejor ajuste, utilizado en el cálculo de la paleointensidad.

- $\delta(\text{CK})$: medida relativa de la desviación individual de un control de pTRM (pTRM-check) respecto al valor de la pTRM correspondiente en un paso de temperatura concreto.
- k' : medida de la curvatura en el diagrama de Arai del intervalo seleccionado para la determinación. Puede aportar información para evaluar el comportamiento de los granos multidominio (MD).

Criterios que evalúan la dirección paleomagnética creada en cada paso de temperatura a partir de la NRM desmagnetizada.

- MAD ($^{\circ}$): desviación angular máxima de los vectores magnéticos que constituyen la dirección paleomagnética anclada al origen en el diagrama de Zijdeveld.
- α ($^{\circ}$): diferencia angular entre la dirección paleomagnética de mejor ajuste anclada al origen en el diagrama de Zijdeveld y la dirección sin anclar.

En la siguiente tabla se recogen los valores límite que se han utilizado en este trabajo para cada nivel de calidad (A y B). Esta selección se ha realizado a partir del trabajo de Paterson et al., (2014).

Criterio		Clase	
		A	B
N	\geq	5	5
f	$>$	0.50	0.35*
β	$<$	0.1	0.15
q	$>$	5	5
$\delta(\text{CK})$	$<$	7	9
k'	$<$	0.164	0.270
MAD ($^{\circ}$)	$<$	6	15
α ($^{\circ}$)	$<$	15	15

*Para los fragmentos cerámicos se ha utilizado el valor límite 0.50.

3.2.4.4 Otros métodos empleados

- Método Pseudo-Thellier (De Groot et al., 2015; Kruiver et al., 1999)

El método calibrado de Pseudo-Thellier se realizó en las instalaciones del laboratorio de paleomagnetismo *Fort Hoofddijk* de la universidad de Utrecht (Holanda) (Fig. 3.18). Este método convierte los resultados relativos obtenidos a partir del experimento de

Pseudo-Thellier (Tauxe et al., 1995) en determinaciones absolutas de paleointensidad. Se trata de una técnica muy similar a las de tipo Thellier, pero sin embargo aplica campos alternos para inducir una magnetización en la muestra, es decir, aplica ARMs parciales (pARMs) en lugar de utilizar pasos térmicos (pTRMs). La magnetización remanente anhisterética (ARM) es un tipo de remanencia que sólo puede ser adquirida en el laboratorio. El procedimiento de adquisición consiste en la aplicación de un campo magnético alterno decreciente (AF) de forma simultánea a la aplicación de un campo constante de baja intensidad en la misma dirección del campo alterno. Debido a la pequeña asimetría que genera el campo constante, los minerales ferromagnéticos con coercitividades iguales o por debajo del pico máximo de campo alterno quedarán magnetizados a favor de la dirección del campo magnético constante. De esta forma, esta técnica calibrada evita la alteración inducida térmicamente que puede ocurrir en los experimentos de paleointensidad convencionales. Los resultados positivos de esta técnica dependen tanto de la composición química de los granos portadores de la remanencia como de su distribución granulométrica. Por ello, existen unos criterios de selección que deben cumplirse antes de que los resultados de Pseudo-Thellier puedan convertirse de manera fidedigna en determinaciones absolutas de paleointensidad.

La primera parte del experimento consistió en una desmagnetización AF de las muestras en 17 pasos hasta 300 mT. Hasta 100 mT, la desmagnetización se realizó con las bobinas AF conectadas al magnetómetro criogénico 2G robotizado (Mullender et al., 2016). Los pasos de 150 y 300 mT se aplicaron mediante una bobina AF construida en el propio laboratorio. La segunda parte del experimento consistió en aplicar una adquisición ARM con un campo de laboratorio de 40 μ T. La tercera y última parte fue la desmagnetización AF de la ARM adquirida.

Para obtener un resultado fiable, los granos que portan la ARM inducida deben ser teóricamente los mismos granos que almacenaron la NRM original. Esto se puede comprobar comparando la desmagnetización AF de la NRM con la ARM adquirida en el laboratorio. Si ambas remanencias están asociadas a los mismos granos, la relación entre ambas debe ser lineal. Solo las muestras con un $B_{1/2 \text{ ARM}}$ (la mitad del valor del campo que imparte la ARM saturada; en este experimento a 300 mT) entre 23 y 63 mT, pueden convertirse en valores absolutos de paleointensidad mediante una relación de calibración lineal (De Groot et al., 2013).



Figura 3.18. Ilustración del método de Pseudo-Thellier empleado en el laboratorio de paleomagnetismo Fort Hoofdijk de la Universidad de Utrecht (Holanda). Método Pseudo-Thellier: A) Sistema robotizado del magnetómetro 2G DC-SQUID de Utrecht. B) Muestras preparadas dentro de los portamuestras correspondientes para introducirlas en el sistema robotizado. C) Bobina AF construida en ese laboratorio para aplicar pasos de hasta 300 mT.

3.2.5 Experimentos de anisotropía de la termorremanencia (ATRM)

La anisotropía de la termorremanencia (ATRM) expresa la dependencia direccional de la magnetización termorremanente de la dirección del campo aplicado. De esta forma, la magnetización se produce a lo largo de los ejes de fácil magnetización, pero los granos pueden tener una orientación preferente debido a la manipulación de los materiales arqueológicos durante su producción. Como resultado, la imanación adquirida no tendrá la misma dirección que el campo aplicado.

Algunos materiales arqueológicos experimentan durante su proceso de fabricación una alineación preferente de los granos de los minerales ferromagnéticos que puede llegar a distorsionar el registro de la magnetización tanto en dirección como en intensidad. Por ello, este tipo de experimentos son necesarios en determinados materiales arqueológicos a la hora de estudiar tanto la intensidad (Osete et al., 2020) como la dirección (Palencia-Ortas et al., 2017). Entre los materiales arqueológicos más anisótropos destaca la cerámica (Aitken et al. 1981; Rogers et al. 1979; Veitch et al. 1984), cuya manufactura implica un notable trabajo manual con el objetivo de dar la forma deseada al barro cocido. Desconocemos cómo de importante puede ser realmente este efecto en

cerámicas prehistóricas (no fabricadas a torno) como las aquí estudiadas y por ello procederemos a su análisis.

Para corregir esta distorsión y, por tanto, los valores de paleointensidad absoluta obtenidos en esta tesis, se debe determinar el tensor de la anisotropía de la termorremanencia y aplicar una corrección a los resultados obtenidos en cada experimento de paleointensidad. Esto se ha llevado a cabo mediante la aplicación del método de Veitch et al. (1984). Este método consiste en inducir una pTRM a una determinada temperatura T y aplicando sucesivamente un campo B_{lab} en seis direcciones de la muestra ($-x$, $+x$, $-z$, $+z$, $-y$, $+y$), utilizando siempre la misma temperatura y el mismo campo B_{lab} .

Para esta tesis, los experimentos de anisotropía de la termorremanencia se han desarrollado en muestras “paralelas” y de la siguiente forma. El primer paso consiste en medir la NRM y desmagnetizar la muestra mediante AF a un campo de pico de 100 mT. Además, entre los distintos pasos de adquisición de pTRM, las muestras son desmagnetizadas mediante AF a 100 mT, utilizando el valor de magnetización restante como base. Medidas las pTRMs adquiridas en las seis direcciones, se realizó un paso de adquisición de pTRM adicional en la misma dirección que el primer paso para verificar si se habían producido cambios mineralógicos durante el experimento de anisotropía. Los experimentos de anisotropía se desarrollaron a 450 o 500°C. Esta selección se hizo teniendo en cuenta las temperaturas a las que podían ocurrir alteraciones mineralógicas. El campo aplicado B_{lab} seleccionado fue siempre el mismo que se utilizó durante los experimentos de arqueointensidad, 40 μ T. Para que las muestras empleadas en los experimentos de adquisición de ATRM fueran equivalentes a las utilizadas en los experimentos de paleointensidad, las muestras utilizadas pertenecían o bien al mismo bloque de mano, o bien al mismo fragmento (en el caso de las cerámicas y de los materiales arcillosos). Los bloques de mano recogidos tienen un tamaño pequeño, lo que permite la toma de muestras de material arqueológico altamente homogéneo. Esta homogeneidad se observa también en las propiedades magnéticas a partir de algunos experimentos de magnetismo de las rocas, como en las curvas termomagnéticas.

4. MATERIALES DE ESTUDIO

4.1 Materiales arqueológicos quemados

4.2 Materiales estudiados de época prehistórica en la península ibérica

4.2.1 Els Trocs (Huesca)

4.2.2 Arroyal I (Burgos)

4.2.3 Los Cascajos (Navarra)

4.2.4 Cueva El Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos)

4.2.5 Viña de Esteban García (Salamanca)

4.2.6 Casetón de la Era (Valladolid)

4.2.7 Peñalosa (Jaén)

4.2.8 Los Torojones (Soria)

4.2.9 El Cementerio (Valladolid)

4.2.10 El Parpantique (Soria)

4.2.11 Pico Romero (Burgos)

4.2.12 Monasterio de Matallana

4.2.13 El Pozuelo II (Soria)

4.2.14 Los Tolmos (Soria)

4.2.15 El Castillo (Valladolid)

4.2.16 Teso del Cuerno (Salamanca)

4.2.17 Carricastro (Valladolid)

4.2.18 El Castillar (Navarra)

4.2.19 Cerro de San Vicente (Salamanca)

4.3 Materiales estudiados de época prehistórica en el Cáucaso

4.3.1 Grakliani (República de Georgia)

4.4 Materiales estudiados de época histórica en la península ibérica

4.4.1 Casa del Mitreo (Mérida, Badajoz)

4.4.2 La Pudía I (Burgos)

4.4.3 Cevico Navero (Palencia)

4. MATERIALES DE ESTUDIO

4.1 Materiales arqueológicos quemados

Los materiales arqueológicos estudiados en esta tesis proceden tanto de la península ibérica como de la región del Cáucaso. Se trata de materiales arqueológicos quemados con cronologías que abarcan la prehistoria reciente (desde el Neolítico hasta la Edad del Hierro) y también los primeros siglos históricos (Edad Romana y Edad Media). Fundamentalmente consisten en hornos, hogares, cerámicas, escorias, paredes, suelos y fragmentos de adobe, entre otros.

Los materiales se presentan a continuación agrupados en tres bloques atendiendo a su procedencia geográfica y al contexto crono-cultural de cada yacimiento arqueológico. En general, los experimentos realizados para estos materiales han comprendido: experimentos de magnetismo de las rocas, desmagnetización térmica de la NRM, análisis de arqueointensidad absoluta y experimentos para corregir la anisotropía de la termorremanencia. Como paso previo a realizar análisis de arqueointensidad absoluta, se ha utilizado como criterio de preselección los resultados de magnetismo de las rocas y el análisis del comportamiento y estabilidad de la desmagnetización térmica de la NRM. Si las curvas termomagnéticas realizadas hasta 600 o 700 °C mostraban alta irreversibilidad (no coincidencia entre los ciclos de calentamiento y enfriamiento) o los diagramas ortogonales de desmagnetización térmica de la NRM exhibían un comportamiento no univectorial, esas muestras eran descartadas para análisis de arqueointensidad pues probablemente no eran portadoras de una TRM total.

4.2 Materiales prehistóricos de la península ibérica

4.2.1 Els Trocs (Huesca)

Els Trocs es un yacimiento arqueológico en cueva que se encuentra en el municipio de Bisaurri, Huesca. Las dataciones radiocarbónicas han permitido establecer una secuencia estratigráfica que diferencia cuatro momentos de ocupación antrópica. La fase de ocupación más antigua de la cueva ha sido denominada por los arqueólogos “Trocs I”, y está datada a finales del VI y principios del V milenio a.C., correspondiendo así con el Neolítico Antiguo (Alt, et al., 2020; Rojo, et al., 2013; Tejedor-Rodríguez et al., 2021). Para esta tesis se han estudiado dos fragmentos cerámicos sin orientar procedentes de la UE 20: 6070 ± 40 AP (5070 – 4840 cal. a.C.; expresado a 2σ) procedentes de dicha fase cultural (Fig. 4.1).



Figura 4.1 Fragmentos cerámicos neolíticos procedentes del yacimiento arqueológico Els Trocs (Huesca).

4.2.2 Arroyal I (Burgos)

Arroyal I es un dolmen de corredor que se encuentra en el páramo de San Antón, en el municipio de Arroyal, en Burgos. La estructura interna del megalito está compuesta por una cámara rectangular (3 x 2.6 m) y un pasillo orientado hacia el E de 6 m de largo. Todo ello está cubierto por un túmulo circular de 12 metros de diámetro y una altura de 1,8 metros (Fig. 4.2). La excavación permitió documentar 40 unidades estratigráficas que dan cuenta de la formación del monumento funerario, así como de varios procesos de transformación del mismo (Carmona et al., 2012). El equipo de investigación ha establecido 7 fases de uso distintas. La Fase 1 corresponde con la construcción del dolmen y la Fase 2 con su uso funerario durante el Neolítico. En la Fase 3 se documentó una remodelación de época calcolítica cuyo uso como lugar funerario se hizo ya en la Fase 4. La Fase 5 se corresponde con la colmatación del túmulo en época calcolítica y la Fase 6 con un segundo uso funerario, también durante el Calcolítico, tras el cual se produce su abandono. La Fase 7 corresponde a actividades de expolio en el túmulo (Carmona et al., 2012). Para esta tesis se han estudiado 6 fragmentos cerámicos sin orientar, de los cuales dos pertenecen al Neolítico (Carmona y Arnáiz, 2013) y los otros cuatro al Calcolítico (Jones et al., 2019) (Tabla 4.1).

<i>Muestra (sigla)</i>	<i>Unidad estratigráfica</i>	<i>Datación radiocarbónica años AP</i>	<i>Edad calibrada (años) (2σ) cal. a.C.</i>	<i>Fase cultural</i>
11.34/34.T273	34	4410 ± 30	3315 - 2916	Neolítico Final
11.34/10.662	10	4370 ± 30	3091- 2906	Neolítico Final
11.34/21.T463	21	3860 ± 40	2462 - 2204	Calcolítico
11.34/21.T264	21	3860 ± 40	2462 - 2204	Calcolítico
11.34/21.G60	21	3860 ± 40	2462 - 2204	Calcolítico
11.34/21.T323	21	3860 ± 40	2462 - 2204	Calcolítico

Tabla 4.1. Cerámicas analizadas procedentes del Dolmen de Arroyal I (Burgos). Se indica la sigla, unidad estratigráfica, datación radiocarbónica (años antes del presente (AP)) y calibrada (años a.C.), así como la fase cultural a la que pertenecen. Para la calibración se ha utilizado el programa OxCal 4.2 y la curva IntCal 20 (<https://c14.arch.ox.ac.uk>; Reimer et al. 2020).



Figura 4.2. Dolmen de Arroyal I durante las labores de excavación. (Foto cortesía de: Eduardo Carmona).

4.2.3 Los Cascajos (Navarra)

Los Cascajos es un yacimiento arqueológico al aire libre que se localiza en el municipio de Los Arcos, en Navarra. Se trata de un poblado que ha registrado hasta cuatro fases de ocupación (Iriarte, et al., 2019). De la más antigua a la más reciente se distingue: Fase I (Neolítico Antiguo), Fase II (Neolítico Medio), Fase III (Neolítico Final-Calcolítico) y evidencias esporádicas de una Fase IV (Bronce Final-Edad del Hierro) (García-Gazólaz y Sesma-Sesma, 2001). Los materiales que se han estudiado para esta tesis consisten en 12 fragmentos cerámicos sin orientar que pertenecen al Neolítico, Calcolítico y Edad del Bronce (Tabla 4.2). Las dataciones radiométricas han sido obtenidas de fragmentos de carbón procedentes de las unidades estratigráficas en las que aparecieron las cerámicas.

<i>Muestra (sigla)</i>	<i>Datación radiocarbónica años AP</i>	<i>Edad calibrada (años) (2σ) Cal. a.C.</i>	<i>Fase cultural</i>
GrA-16942	5100 ± 50	4038 – 3773	Neolítico
Ua-17793	5720 ± 90	4780 – 4361	Neolítico
GrA-16208	5250 ± 50	4236 - 3967	Neolítico
Ua-16024	6185 ± 75	5311 - 4942	Neolítico
Ua-17995	6125 ± 80	5291 - 4864	Neolítico
GrA-16211	5330 ± 60	4329 -3994	Neolítico
Ua-24424	6380 ± 60	5476 - 5218	Neolítico
Ua-17794	4485 ± 80	3369 - 2923	Neolítico Final-Calcolítico
GrA-16205	3620 ± 60	2194 - 1777	Calcolítico
Ua-32738	2755 ± 60	1047 - 804	Edad del Bronce
LA23/18/10/389		1000 - 900	Bronce Final
LA23/18/10/106		1001 - 900	Bronce Final

Tabla 4.2. Muestras cerámicas analizadas procedentes del yacimiento de Los Cascajos (Navarra). Se indica la sigla, datación radiocarbónica (años AP) y calibrada (años a.C.), así como la fase cultural a la que pertenecen. Para la calibración se ha utilizado el programa OxCal 4.2 y la curva IntCal 20 (<https://c14.arch.ox.ac.uk>; Reimer et al. 2020).



Figura 4.3 Fragmento cerámico de la Edad del Bronce final (LA23/18/10/106) procedente de Los Cascajos (Navarra).

4.2.4 El Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos)

El Portalón de Cueva Mayor es un yacimiento arqueológico en cueva que se encuentra situado en la Sierra de Atapuerca, en Burgos. Está formado por una secuencia estratigráfica de más de 10 metros que abarca desde el Pleistoceno Superior hasta la Edad Media y representa un yacimiento excepcional para el estudio de la Prehistoria reciente (Carretero et al., 2008). Aunque se habían hecho intervenciones en los años 60 y 70 del siglo pasado, los trabajos sistemáticos iniciados por el Equipo de Investigación de Atapuerca (EIA) comenzaron en el año 2000. Estos trabajos evidenciaron dos grandes unidades sedimentarias: una del Pleistoceno superior y otra del Holoceno, caracterizada por sedimento homogéneo y un riquísimo registro de cultura material. Este material arqueológico está compuesto por cerámica, industria lítica y ósea, objetos de adorno personal, objetos metálicos, restos humanos y faunísticos, etc. (ej.: Alday et al., 2019; Francés-Negro et al., 2019; Galindo-Pellicena et al., 2020). El control cronológico del yacimiento es muy bueno, pues está soportado en más de 80 dataciones radiocarbónicas (AMS y convencional), mayoritariamente correlativas. La secuencia estratigráfica estudiada se ilustra en la figura 4.4. Los materiales estudiados para esta tesis han consistido en 36 fragmentos cerámicos sin orientar cuyas cronologías abarcan el Neolítico, Calcolítico y la Edad del Bronce. Son materiales con un buen control estratigráfico y cronológico independiente, tal y como se muestra en la Tabla 4.3. Las dataciones radiocarbónicas consideradas han sido las correspondientes a la misma UE de la que proceden los fragmentos estudiados. En caso de que esta no estuviese disponible, se ha considerado el intervalo más antiguo de la UE suprayacente y el intervalo más moderno de la UE infrayacente.

<i>Muestra (sigla)</i>	<i>Unidad estratigráfica</i>	<i>Datación radiocarbónica años AP</i>	<i>Edad calibrada (años) (2σ) cal. a.C.</i>	<i>Fase cultural</i>
ATP'17/237	536	6208 ± 19	5288 - 5058	Neolítico
ATP'17/655	536	6208 ± 19	5288 - 5058	Neolítico
ATP'17/2069	536	6208 ± 19	5288 - 5058	Neolítico
ATP'17/821	538	6180 ± 30	5216 - 5016	Neolítico
ATP'14/UE501/C912	501	4712 ± 17	3618 - 3345	Neolítico
ATP'14/UE501/C913	501	4712 ± 17	3618 - 3345	Neolítico
ATP'14/UE501/C950	501	4712 ± 17	3618 - 3345	Neolítico
ATP'14. UE89. C143	89	4712 ± 17	3618 - 3345	Neolítico
ATP'14. UE 89. C166	89	4712 ± 17	3618 - 3345	Neolítico
ATP'13. UE 89. C1438	89	4712 ± 17	3618 - 3345	Neolítico
ATP'13/UE79/C47	79	5081 ± 214	3345 - 2937	Calcolítico Precampaniforme
ATP'13/UE79/C325	79	5081 ± 214	3345 - 2937	Calcolítico Precampaniforme
ATP'13/UE79/C1332-1334	79	5081 ± 214	4349 - 3378	Calcolítico Precampaniforme
ATP'10/C/669	23A	4230 ± 30	2910 - 2697	Calcolítico Precampaniforme
ATP'10/C/647	23A	4230 ± 30	2910 - 2697	Calcolítico Precampaniforme
ATP'10/C/648	23A	4230 ± 30	2910 - 2697	Calcolítico Precampaniforme
ATP'10/C/418	23	4803 ± 154	2920 - 2710	Calcolítico Precampaniforme
ATP'10/C/854	23	4803 ± 154	2920 - 2710	Calcolítico Precampaniforme
ATP'10/C/462	23	4803 ± 154	2920 - 2710	Calcolítico Precampaniforme
ATP'10/C/414	23	4803 ± 154	2920 - 2710	Calcolítico Precampaniforme
ATP'11/UE61.C.720	61	4280 ± 30	3008 - 2783	Calcolítico Precampaniforme
ATP'11/UE61.C.702	61	4280 ± 30	3008 - 2783	Calcolítico Precampaniforme
ATP'11. UE62.C.486	62	4839 ± 18	3651 - 3533	Calcolítico Precampaniforme
ATP'11. UE62.C.622	62	4839 ± 18	3651 - 3533	Calcolítico Precampaniforme

ATP'12. UE64.C.1246	64	4839 ± 18	3651 - 3533	Calcolítico Precampaniforme
ATP'12. UE64.C.871	64	4839 ± 18	3651 - 3533	Calcolítico Precampaniforme
ATP'12. UE64.C.872	64	4839 ± 18	3651 - 3533	Calcolítico Precampaniforme
ATP'10. C73	52	4357 ± 66	3330 - 2879	Calcolítico Precampaniforme
ATP'10. C75	52	4357 ± 66	3330 - 2879	Calcolítico Precampaniforme
ATP12. UE66. C255	66	4280 ± 30	3008 - 2783	Calcolítico Precampaniforme
ATP12. 316	66	4280 ± 30	3008 - 2783	Calcolítico Precampaniforme
ATP'08/L47/UE4_1	4	3900 ± 40 / 3770 ± 30	2474 - 2047	Calcolítico Campaniforme
ATP'08/L47/UE4_2	4	3900 ± 40 / 3770 ± 30	2474 - 2047	Calcolítico Campaniforme
ATP'08/L47/UE4_3	4	3900 ± 40 / 3770 ± 30	2474 - 2047	Calcolítico Campaniforme
ATP'17/855	2000	3520 ± 30	1931 - 1749	Bronce Final (Cogotas I)
ATP'17/2436	2003N	3520 ± 30	1931 - 1749	Bronce Final (Cogotas I)

Tabla 4.3. Listado de muestras cerámicas analizadas procedentes de El Portalón de Cueva Mayor (Burgos). Se indica la sigla, unidad estratigráfica, datación radiocarbónica (años AP) y calibrada (años a.C.), así como la fase cultural a la que pertenecen. Para la calibración se ha utilizado el programa OxCal 4.2 y la curva IntCal 20 (<https://c14.arch.ox.ac.uk>; Reimer et al. 2020).

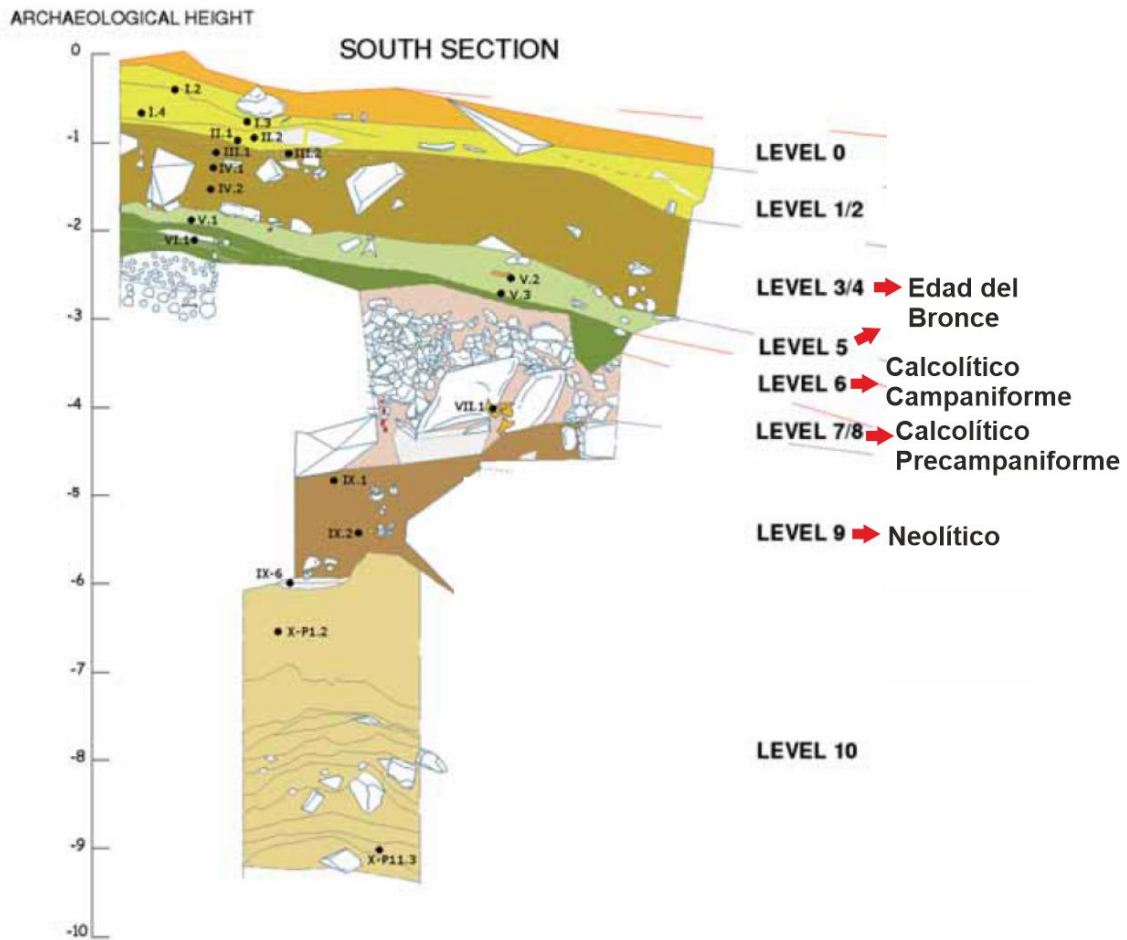


Figura 4.4. Esquema estratigráfico del perfil Sur de El Portalón de Cueva Mayor con las fases culturales estudiadas en este trabajo indicadas por flechas rojas. La altura arqueológica está representada en metros. Modificado a partir de Carretero et al., 2008.

4.2.5 Viña de Esteban García (Salamanca)

El yacimiento arqueológico “Viña de Esteban García” se encuentra en Salvatierra de Tormes, Salamanca. En él se hallaron restos de cuatro estructuras domésticas, la mayoría hoyos de poste y una con zócalo de piedra, diversos hogares y restos de derrumbes de material constructivo del Calcolítico Precampaniforme (Delibes et al., 1997; Strato, 1992). Para esta tesis se han estudiado dos fragmentos de pellas de barro cocido sin orientar procedentes de dos estructuras de combustión cuya edad y adscripción cultural se indican en la tabla 4.4. Este material procede de excavaciones de urgencia realizadas en los años 90 del S.XX y estaba almacenado en el museo provincial de Salamanca. Los fragmentos estudiados fueron aportados por el investigador Héctor Juan Fonseca de la Torre (Universidad de Valladolid), quien estudia este tipo de materiales en su Tesis doctoral.

<i>Muestra (sigla)</i>	<i>Unidad estratigráfica</i>	<i>Datación radiocarbónica años AP</i>	<i>Edad calibrada (años) (2σ) cal. a.C.</i>	<i>Fase cultural</i>
165-167/M-N/Hogar 2	109	3970 ± 100	2866 – 2200	Calcolítico Precampaniforme
C/101/165	101	3970 ± 100	2866 – 2200	Calcolítico Precampaniforme

Tabla 4.4. Muestras arqueológicas quemadas procedentes del yacimiento de Viña de Esteban García (Salamanca). Se indica la sigla, unidad estratigráfica, datación radiocarbónica (años AP) y calibrada (años a.C.), así como la fase cultural a la que pertenecen. Para la calibración se ha utilizado el programa OxCal 4.2 y la curva IntCal 20 (<https://c14.arch.ox.ac.uk>; Reimer et al. 2020).



Figura 4.5. Fragmentos estudiados de pellas (barro cocido) del Calcolítico precampaniforme procedentes de dos estructuras de combustión del yacimiento de Viña de Esteban García (Salamanca).

4.2.6 Casetón de la Era (Valladolid)

El yacimiento arqueológico “Casetón de la Era” se encuentra en Villalba de los Alcores, Valladolid. Se trata de un recinto de fosos del Calcolítico Precampaniforme (Rodríguez et al., 2020). Tras este periodo, los fosos se colmataron y se abandonaron hasta avanzada la Edad del Bronce, momento en el que el yacimiento volvió a ser ocupado durante el horizonte cultural conocido como Cogotas I (Bronce Final), dando así lugar a la aparición del típico “campo de hoyos” (Fonseca de la Torre et al., 2017; Francisco et al., 2012; Fig. 4.6). Para esta tesis se ha estudiado material arqueológico sin orientar

procedente de un foso del Calcolítico Precampaniforme y de dos hoyos con distintas cronologías, uno del Calcolítico Precampaniforme y otro del Bronce Final (Cogotas I). Es interesante comentar que las “pellas de barro” han sido tradicionalmente despreciadas en el ámbito arqueológico por tratarse de materiales en posición secundaria (*ex situ*), asociados a los echadizos que colmatan las estructuras negativas de los “campos de hoyos” característicos del Calcolítico Precampaniforme. De ahí que frecuentemente se han interpretado como revocos de los propios hoyos, aunque en ocasiones presenten improntas de ramaje en su cara interna. En todo caso, estos materiales que hemos estudiado están muy bien quemados y de ahí su interés para esta Tesis. La Tabla 4.5 sintetiza las muestras estudiadas, su procedencia estratigráfica, su edad y correspondiente adscripción cultural.

<i>Procedencia</i>	<i>Unidad estratigráfica</i>	<i>Datación radiocarbónica años AP</i>	<i>Edad calibrada (años) (2σ) cal. a.C.</i>	<i>Fase cultural</i>
Foso 2 (1)	10006	3945 ± 30	2569 - 2306	Calcolítico precampaniforme
Hoyo 39 (7)	5050	3965 ± 40	2577 - 2342	Calcolítico precampaniforme
Hoyo 39 (10)	5050	3965 ± 40	2577 - 2342	Calcolítico precampaniforme
Hoyo 39 (49)	5050	3965 ± 40	2577 - 2342	Calcolítico precampaniforme
Hoyo 23 (1)		3250 ± 35	1612 - 1440	Bronce Final (Cogotas I)

Tabla 4.5. Muestras arqueológicas quemadas procedentes del yacimiento de Casetón de la Era (Valladolid). Se indica la procedencia, unidad estratigráfica, datación radiocarbónica (años AP) y calibrada (años a.C.), así como su fase cultural. Para la calibración se ha utilizado el programa OxCal 4.2 y la curva IntCal 20 (<https://c14.arch.ox.ac.uk>; Reimer et al. 2020).



Figura 4.6. Proceso de excavación del hoyo nº 39. Alrededor del hoyo se observa una gran concentración de arcilla quemada que procede de él (Modificado a partir de Crespo et al., 2015).

4.2.7 Peñalosa (Jaén).

Peñalosa es un yacimiento arqueológico que se encuentra en el municipio de Baños de la Encina, en la provincia de Jaén (Fig. 4.7). Se trata de un poblado metalúrgico que pertenece a la Cultura del Argar, una de las formaciones económico y socio-políticas más complejas existentes en Europa entre el ca. 2250 – 1500 a.C. (Lull et al. 2021; Moreno et al., 2012). Para esta tesis se han estudiado 5 fragmentos cerámicos sin orientar pertenecientes a esta cultura de la Edad del Bronce del sureste peninsular. Las muestras estudiadas, su edad y correspondiente adscripción cultural se indican en la Tabla 4.6. La información relativa a la edad calibrada y a la fase cultural fue proporcionada por Francisco Contreras (catedrático de Prehistoria de la universidad de Granada).

<i>Muestra (sigla)</i>	<i>Edad calibrada (años) (2σ) cal a.C.</i>	<i>Fase cultural</i>
JA/BE'01/2011/C/50/50591	1753 - 1527	Edad del Bronce
JA/BE'01/2005/C/9/9405-2	1780 - 1610 1880 - 1680	Edad del Bronce
JA/BE'01/2010/C/50/50385	1879 - 1838 1830 - 1687	Edad del Bronce
JA/BE'01/2009/C/25/25474	1862 - 1851 1771 - 1623	Edad del Bronce
JA/BE'01/2010/C/25/25785	2131 - 2086 2051 - 1913	Edad del Bronce

Tabla 4.6. Muestras cerámicas del yacimiento de Peñalosa (Jaén). Se indica la sigla, edad calibrada (años a.C.) y su fase cultural.



Figura 4.7. Foto aérea del yacimiento argárico de Peñalosa (Edad del Bronce). Fuente: Contreras, 2009.

4.2.8 Los Torojones (Soria)

El yacimiento de los Torojones se encuentra en el término de Morcuera, en Soria. La primera y más intensa ocupación del yacimiento se produjo en el tránsito del III al II milenio a.C. (Edad del Bronce). Las dataciones de ^{14}C aportan edades que oscilan entre 2100 – 2030 y 2200 – 1750 cal. a.C., expresado a 2σ (Fernández y Almeida, 2011). Los restos constructivos encontrados durante las labores de excavación fueron escasos. Sin embargo, ha sido posible encontrar manteados o bloques de barro seco que posiblemente fueron secados de manera lenta y progresiva debido a la uniformidad que presentan los colores de sus capas internas. Otros, por el contrario, presentan una coloración rojiza oxidante típica de haber estado expuesta a un foco de calor intenso, pudiendo ser premeditado o accidental (Fernández y Almeida, 2011). No obstante, en esencia, el material estudiado es similar a las “pellas de barro cocido” anteriormente descritas. También se ha documentado la presencia de silos de diferentes formas y tamaños (Fernández y Almeida, 2011).

Para esta tesis se ha estudiado un fragmento de manteado de pared quemado con una edad ^{14}C asociada de 3620 ± 80 años AP (Fernández, 2013). Para la calibración se ha utilizado el programa OxCal 4.2 y la curva IntCal 20 (<https://c14.arch.ox.ac.uk>; Reimer et al. 2020): 2201 – 1754 cal. a.C; 2σ . Este fragmento se ilustra en la figura 4.8 y como los demás descritos, no estaba orientado magnéticamente.



Figura 4.8. Fragmento de manteado de pared quemado procedente del yacimiento de la Edad del Bronce de Los Torojones (Soria).

4.2.9 El Cementerio (Valladolid)

El yacimiento de “El Cementerio” se encuentra en Quintanilla de Onésimo, Valladolid. En él se ha documentado un campo de hoyos de la Edad del Bronce (Rodríguez y Abarquero, 1994) para el que no existe hasta la fecha ninguna datación absoluta. Para esta tesis se ha estudiado un fragmento amasado de pared quemado y sin orientar. El contexto arqueológico permite asociarlo, en función de las decoraciones cerámicas, en torno al s. XIV a.C. El material estudiado de este sitio se ilustra en la figura 4.9.



Figura 4.9. Fragmento amasado y quemado de pared del yacimiento arqueológico de la Edad del Bronce de “El Cementerio” (Valladolid).

4.2.10 El Parpantique (Soria).

El yacimiento arqueológico de El Parpantique (Fig. 4.10) se encuentra en Ballúncar, Soria. Al igual que Los Torojones, la primera y más intensa ocupación del yacimiento se produjo en el tránsito del III al II milenio a.C. (Edad del Bronce Antiguo). Este

yacimiento da nombre a un horizonte cultural característico del Bronce inicial o antiguo (“*Horizonte Parpantique*”), que a grandes rasgos se sitúa entre el *ca.* 2200 – 1750 cal. a.C (Carmona, 2014). Las estructuras de habitación descritas para este yacimiento son de mayor tamaño que en Los Torojones. Además, también se han encontrado silos (Fernández y Almeida, 2011). Para esta tesis se ha estudiado un fragmento de manteado de pared quemado sin orientar [3720 ± 30 AP (2204 – 2027 cal. a.C; 2σ)] y [3730 ± 35 AP (2280 – 1985 cal. a.C; 2σ)] (Fernández, 2013). Para la calibración se ha utilizado el programa OxCal 4.2 y la curva IntCal 20 (<https://c14.arch.ox.ac.uk>; Reimer et al. 2020).

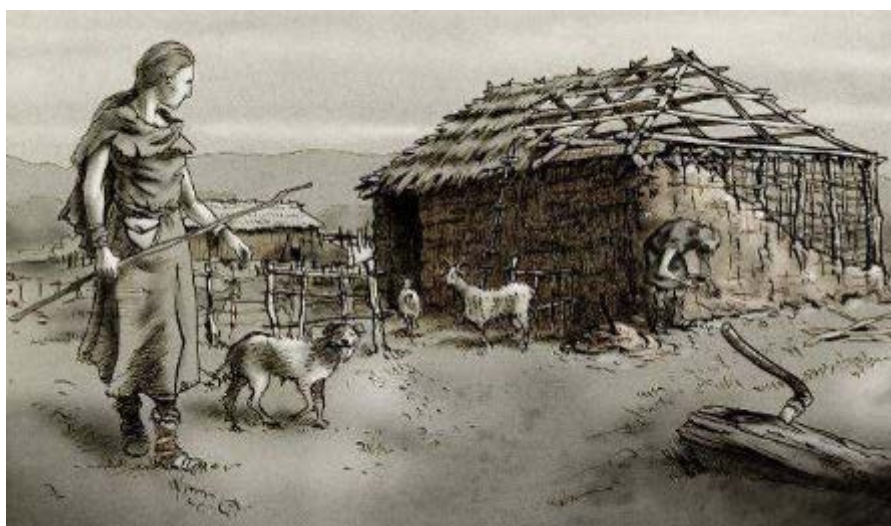


Figura 4.10. Reconstrucción de una cabaña del yacimiento arqueológico “El Parpantique”, Soria (Fernández y Almeida, 2011).

4.2.11 Pico Romero (Burgos)

“Pico Romero” es un yacimiento arqueológico que se encuentra en Santa Cruz de la Salceda, Burgos. Se trata de un poblado de la Edad del Bronce Antiguo para el que se han publicado dos dataciones radiocarbónicas (Palomino y Rodríguez, 1997). La muestra que aportó el intervalo de 3730 ± 70 AP (2344-1937 cal. a.C; 2σ) se obtuvo a partir de los postes de madera carbonizados que se encontraron en el interior de uno de los hoyos. El intervalo 3630 ± 80 AP (2202-1767 cal. a.C; 2σ) procede de un carbón del nivel de ocupación de la misma cabaña (Fernández, 2010; López et al., 2005). Para esta tesis se ha estudiado un fragmento de suelo quemado sin orientar (Fig. 4.11).



Figura 4.11. Fragmento de suelo quemado estudiado de la Edad del Bronce Antiguo procedente del yacimiento arqueológico de Pico Romero (Burgos).

4.2.12 Monasterio de Matallana (Valladolid)

El yacimiento de “Matallana” (Valladolid), se encuentra en los terrenos del antiguo monasterio cisterciense de Matallana, el cual se levanta a escasos 200 metros al oeste del recinto de fosos de El Casetón de la Era. Durante las labores de excavación en las ruinas del monasterio, salieron a la luz varios hoyos del Bronce Antiguo (Crespo, 2002; Crespo et al., 2006; Crespo y Rodríguez, *en prensa*). Procedente de uno de estos hoyos se ha estudiado un fragmento de manteado de pared quemado (Fig. 4.12). El yacimiento arqueológico no cuenta con dataciones radiométricas.



Figura 4.12. Fragmento de manteado de pared quemado del Bronce Antiguo procedente del yacimiento arqueológico de “Matallana” (Valladolid). Nótese el color rojizo (ambiente oxidante) de la parte más externa y el color más oscuro (ambiente reductor) de la parte más interna del fragmento.

4.2.13 El Pozuelo II (Soria)

“El Pozuelo II” es un yacimiento arqueológico de campo de hoyos que se encuentra en Miño de Medinaceli, Soria. El fragmento cerámico sin orientar (Fig. 4.13) que se ha estudiado en esta tesis procede de uno de los hoyos. La datación radiocarbónica de este hoyo se realizó a partir de un hueso de vaca, y es la siguiente: 3323 ± 38 AP (1731 – 1507 cal. a.C; 2σ), (Garrido et al., 2021), contextualizándolo así en la Edad del Bronce Medio o Protocogotas.

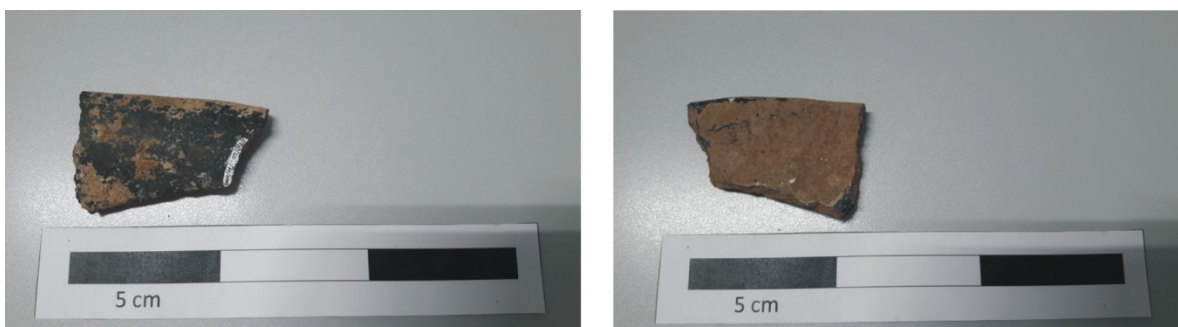


Figura 4.13. Anverso (izquierda) y reverso (derecha) del fragmento cerámico estudiado procedente del yacimiento de la Edad del Bronce de “El Pozuelo II” (Soria).

4.2.14 Los Tolmos (Soria)

“Los Tolmos” es un yacimiento arqueológico que se encuentra en Caracena, Soria. Para esta tesis se ha estudiado una muestra quemada sin orientar de manteado de pared de la Edad del Bronce Medio (Fig. 4.14). Concretamente, los arqueólogos han datado mediante radiocarbono varios carbones procedentes de los postes de las viviendas (3380 ± 50 AP y 3360 ± 50 AP) (Jimeno, 1979; 1981; Jimeno y Fernández, 1990). Las edades calibradas a partir del programa OxCal 4.2 (<https://c14.arch.ox.ac.uk>) y la curva IntCal 20 (Reimer et al. 2020) son (1872 – 1520 cal. a.C; 2σ y 1862 – 1510 cal. a.C; 2σ , respectivamente).

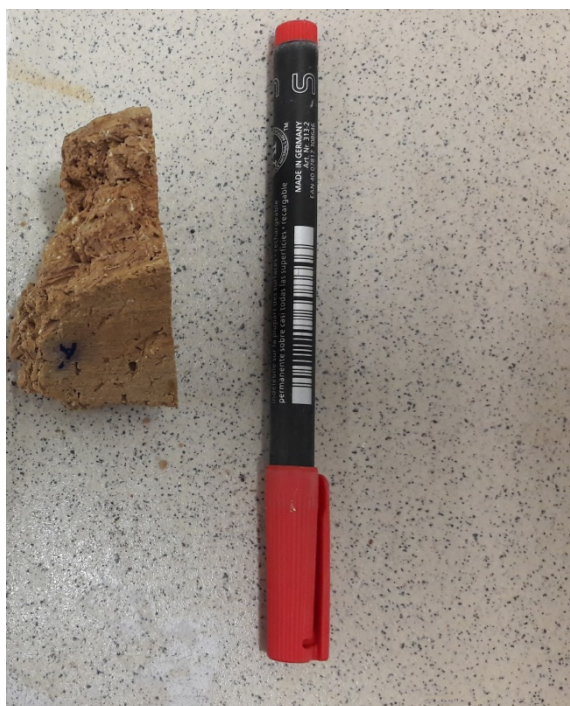


Figura 4.14. Fragmento de manteado de pared quemado estudiado procedente del yacimiento arqueológico del Bronce Medio de Los Tolmos (Soria).

4.2.15 El Castillo (Valladolid).

El yacimiento arqueológico “El Castillo” se encuentra en Rábano, Valladolid. Se trata de un lugar de habitación que fue ocupado durante la 1ª mitad del II milenio a.C – Bronce Antiguo y Medio (López y Rodríguez, 2006). Las estructuras excavadas en este yacimiento responden a los denominados “campos de hoyos”. Para esta tesis se ha estudiado un fragmento amasado de pared, quemado y sin orientar procedente de uno de los hoyos (Fig. 4.15). Este yacimiento cuenta con una datación ^{14}C realizada sobre un trozo de madera carbonizada: 3550 ± 50 AP (2027 – 1746 cal. a.C; 2σ) (Rodríguez, 1987; 2008).



Figura 4.15. Fragmento quemado de pared estudiado procedente del yacimiento arqueológico de la Edad del Bronce de “El Castillo” (Valladolid).

4.2.16 Teso del Cuerno (Salamanca).

“Teso del Cuerno” es un yacimiento arqueológico que se encuentra en Forfoleda, Salamanca. En este yacimiento destacan las subestructuras de habitación dispersas por el cerro que dieron lugar a un “campo de hoyos” de la Edad del Bronce Medio-Final. Es interesante el hecho de que cuenta con una cabaña de hoyos de poste de planta absidial, nada frecuentes en esta zona (Bellido, 1996; Martín y Jiménez, 2003). Este yacimiento cuenta con una datación radiocarbónica disponible: 2870 ± 60 AP. La edad calibrada a partir del programa OxCal 4.2 (<https://c14.arch.ox.ac.uk>) y la curva IntCal 20 (Reimer et al. 2020) es: 1256 – 899 cal. a.C; 2σ . Para esta tesis se ha estudiado un fragmento amasado de pared quemado y sin orientar de la Edad del Bronce (Fig. 4.16).



Figura 4.16. Fragmento quemado de pared estudiado procedente del yacimiento arqueológico de la Edad del Bronce “Teso del Cuerno” (Salamanca).

4.2.17 Carricastro (Valladolid).

El yacimiento arqueológico de “Carricastro” se encuentra en Tordesillas, Valladolid. Se han documentado hoyos, fosos, zanjas y cabañas pertenecientes al Bronce Final (Crespo y Herrán, 2012; Palomino et al., 2019). Para esta tesis se ha estudiado un fragmento de manteado de pared y un fragmento de suelo de arcilla quemada en ambos casos sin orientar (Fig. 4.17). Hasta la fecha no se han publicado dataciones absolutas que se puedan vincular a ninguno de estos dos fragmentos, si bien al menos hay un control relativo de la edad por información del contexto arqueológico (Bronce Final).



Figura 4.17. Fragmentos quemados de manteado de pared (izquierda) y de suelo (derecha) estudiados del yacimiento arqueológico del Bronce final de “Carricastro” (Valladolid).

4.2.18 El Castillar (Navarra)

“El Castillar” es un yacimiento arqueológico situado en Mendavia (Navarra), cuya cronología abarca desde la Edad del Bronce hasta la 1ª Edad del Hierro (Arróniz et al., 2020; Castiella, 1985). Para esta tesis se han estudiado dos fragmentos de adobe quemado y un fragmento de base de horno encontrados en una de las estructuras habitacionales que había en este poblado. Todo ellos materiales bien quemados pero sin orientar (Fig. 4.18). La datación radiocarbónica realizada a partir de material procedente del nivel de ocupación superior a la estructura de habitación (Arróniz et al., 2020) se recoge en la Tabla 4.7 junto con la edad calibrada y la adscripción cultural.

<i>Muestra (sigla)</i>	<i>Unidad estratigráfica</i>	<i>Datación radiocarbónica años AP</i>	<i>Edad calibrada (años) (2σ) cal a.C</i>	<i>Fase cultural</i>
Adobe. Sector 21		2470 ± 30	766 - 422	Edad del Hierro I
Base de horno	46	2470 ± 30	766 - 422	Edad del Hierro I
ME13/18-513/19	108/46	2470 ± 30	766 - 422	Edad del Hierro I

Tabla 4.7. Muestras arqueológicas quemadas del Hierro I procedentes del yacimiento de El Castillar (Navarra). Se indica la sigla, unidad estratigráfica, datación radiocarbónica (años AP) y calibrada (años a.C.), así como su fase cultural. Para la calibración se ha utilizado el programa OxCal 4.2 (<https://c14.arch.ox.ac.uk>) y la curva IntCal 20 (Reimer et al. 2020).

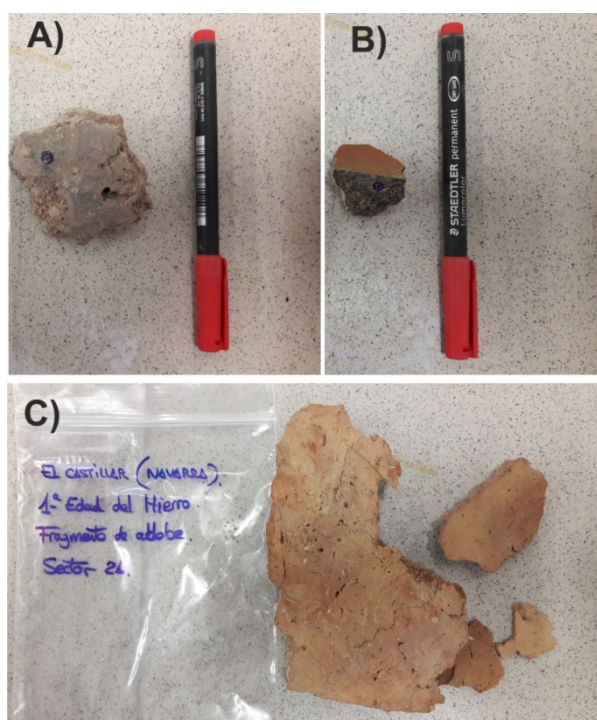


Figura 4.18. Fragmentos quemados de base de horno (a) y de adobe (b, c), procedentes del yacimiento del Hierro I “El Castillar” (Navarra).

4.2.19 Cerro de San Vicente (Salamanca)

El yacimiento arqueológico del “Cerro de San Vicente” se encuentra en la ciudad de Salamanca (Castilla y León, España). Las excavaciones arqueológicas dejaron al descubierto una aldea de la Edad del Hierro I (c. 900-400 BC) vinculada al origen de la actual ciudad de Salamanca (Blanco-González et al., 2017). Las viviendas, rectilíneas o circulares, se construyeron con adobes secados al sol. Los suelos se prepararon con múltiples capas de arcilla y arenisca triturada. El yacimiento cuenta con una importante estratigrafía de hasta 3-4 m de profundidad en la que se disponen de manera sucesiva múltiples episodios de ocupación. Se trata de una estratigrafía resultado de la acumulación prolongada de viviendas y escombros entremezclados con residuos de actividades domésticas y episodios de remodelación y abandono. La vivienda estudiada en esta tesis, denominada casa o cabaña 1, presenta diversas fases (Fig. 4.19). Su nivel superior tenía una antecámara hacia el sur pavimentada con adobe. En una fase más antigua, la casa estaba mejor conservada y equipada; presentaba dos bancos y un hogar central. En esta fase también se evidenció un incendio intenso: la superficie circundante al hogar central fue quemada y estaba cubierta por una fina capa de ceniza. Tras el incendio, las paredes fueron desmanteladas y su espacio interior se llenó con varias capas de adobes quemados.

Estratigráficamente la vivienda ha sido ubicada en la fase III, cuya fecha ha sido estimada por los arqueólogos en torno a los siglos VII-VI a.C., a través de criterios crono-tipológicos del material arqueológico. El yacimiento arqueológico también dispone de tres dataciones de radiocarbono en muestras de carbón proveniente de las casas circulares 1, 5 y de un basurero cercano. Estas proporcionaron un rango cronológico amplio y poco preciso (c. 820-520 cal. a.C.), debido a la existencia del llamado “*Hallstatt plateau*”, una especie de “meseta” en la curva de calibración radiocarbónica que impide tener una precisión menor de ~ 400 años (Hervé y Lanos, 2018). La casa 1 también fue datada por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) por el grupo del Dr. Jorge Sanjurjo (Universidad da Coruña), pero los resultados eran inexactos y presentaban un error muy grande (A. Blanco; *com. personal*). Por eso se planteó utilizar el arqueomagnetismo como una técnica de datación alternativa para este caso de estudio.

Las muestras arqueológicas que se recogieron para estudiar arqueomagnéticamente proceden de distintas zonas de la casa 1 y se obtuvieron en dos campañas de muestreo diferentes. En un primer muestreo (julio de 2017) se recogieron 10 bloques de mano orientados para análisis paleomagnéticos (direccionales): 2 provenientes del hogar central y 8 provenientes de diferentes partes del suelo que rodeaban al hogar central. Con el fin de abordar experimentos de magnetismo de las rocas para estudiar la estabilidad de la señal paleomagnética así como evaluar su idoneidad para realizar experimentos de arqueointensidad, se recogió también material arqueológico no orientado, adyacente a los bloques de mano así como fragmentos de varias escorias del pavimento circundante al hogar. El segundo muestreo (mayo de 2018) se realizó con el objetivo de recoger bloques de mano orientados de aquellas áreas en las que los análisis

direccionales y de propiedades magnéticas habían aportado resultados positivos. Se recogieron 2 bloques de mano orientados del hogar central y otros 2 de la zona del suelo en la que se encontraba el sondeo (Fig. 4.19). Al igual que en el primer muestreo, también se recogió muestra arqueológica no orientada, pero compacta, asociada a cada uno de los bloques de mano así como varias escorias para realizar experimentos de magnetismo de las rocas y, en el caso de que el material cumpla unas condiciones determinadas, experimentos de arqueointensidad y de corrección de la anisotropía de la termorremanencia. Aunque no forman parte de esta memoria, el Dr. Eneko Iriarte (Univ. de Burgos), recogió varias muestras para análisis de lámina delgada en el sondeo de la cabaña para estudiar los procesos de formación y cruzar su información con los resultados arqueomagnéticos.



Figura 4.19. Imagen de la casa 1 del yacimiento del Hierro I del “Cerro de San Vicente” (Salamanca) estudiada en esta tesis. Nótese la superposición de adobes y unidades estratigráficas producto de las sucesivas fases de ocupación y abandono de la cabaña. Se indica la ubicación del hogar central, sondeo y pavimento circundante al hogar donde se recogieron muestras para análisis arqueomagnéticos.

4.3 Materiales estudiados de época prehistórica en el Cáucaso

4.3.1 Grakliani (República de Georgia).

El yacimiento arqueológico de Grakliani se encuentra en una colina cercana al pueblo de Igoeti, en la República de Georgia (Cáucaso). El asentamiento está formado por varios niveles que corresponden a diferentes periodos de la prehistoria, cubriendo así, de forma excepcional, un amplio rango cronológico que abarca desde el siglo XII a.C. hasta el siglo I a.C. (Licheli, 2020).

Las excavaciones arqueológicas comenzaron en el año 2007 bajo la dirección del Dr. Vakhtang Licheli, director del Instituto de Arqueología de la Universidad Estatal de Tiflis (Georgia). Hasta la fecha, los arqueólogos han descubierto diversas superficies y estructuras arqueológicas quemadas (hornos, posibles altares, monolitos, etc.), gran cantidad de restos cerámicos, molinos de mano, silos, restos óseos, objetos metálicos, carbones, etc. El control cronológico del yacimiento ha sido determinado de manera relativa a través de la decoración y características tipológicas de las cerámicas, de una inscripción hallada en una de las estructuras de combustión arqueológicas y a partir de la estratigrafía del yacimiento. Las diferentes fases culturales del yacimiento han quedado organizadas crono-culturalmente de manera sucesiva a partir de la superposición de terrazas a lo largo de la ladera sobre la que se ubica el yacimiento.

Los restos arqueológicos estudiados en esta tesis son estructuras de combustión, altares y restos de muros quemados, y fragmentos cerámicos que abarcan desde el siglo XII a.C. hasta el siglo IV a.C. La última combustión de alguna de estas estructuras está asociada a un incendio que tuvo lugar durante el paso del ejército de Alejandro Magno por el yacimiento, en torno al siglo IV a.C.

La recogida de muestras se realizó en dos campañas distintas (2018 y 2019). Para los experimentos de paleomagnetismo (direccionales) se recogieron varios bloques de mano orientados de 9 estructuras de combustión (mínimo 3 y preferentemente, más). Entre ellas hay hornos, un monolito, un posible altar y un muro quemado (Fig. 4.20). Además, se recogió muestra arqueológica no orientada asociada a cada bloque de mano para realizar experimentos de magnetismo de las rocas y evaluar su idoneidad para obtener determinaciones de arqueointensidad. También se recogieron 8 fragmentos cerámicos que disponían de un control cronológico relativo con el objetivo de realizar experimentos de arqueointensidad. Algunas de las estructuras de combustión estudiadas (GK1, GK2, GK6, GK7 y GK10) son anteriores a un gran incendio asociado a Alejandro Magno (S.IV a.C.) proporcionando este evento un *terminus ante quem*. Por otro lado, también se han podido realizar cuatro dataciones de radiocarbono en las estructuras GK1, GK5, GK7 y GK9 (Tabla 4.8). El muestreo arqueomagnético trató de abarcar el máximo rango cronológico disponible en el yacimiento.

<i>Estructura</i>	<i>Edad absoluta o relativa</i>	<i>Fase cultural</i>
GK1	1197 – 933 cal a.C. (2σ)	Edad del Bronce
GK2	s. X a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce
GK3	s. IV a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro
GK4	s. IV a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro
GK5	378 – 197 cal. a.C. (2σ)	Edad del Hierro
GK6	s. X-V a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce Final – Hierro I
GK7	980 – 831 cal. a.C. (2σ)	Edad del Bronce
GK9	516 – 391 cal. a.C. (2σ)	Edad del Hierro
GK10	s. XII-XI a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce
<i>Fragmento cerámico</i>	<i>Edad relativa</i>	<i>Fase cultural</i>

GKP1	s. XI – IX a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce
GKP2	s. V – IV a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro
GKP3	s. IV a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro
GKP4	s. VIII – VI a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro I
GKC1_1	s. XII a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce
GKC1_2	s. XII a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce
GKC7	s. XI a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce
GKC9_2	s. VI – V a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro

Tabla 4.8. Estructuras y fragmentos cerámicos estudiados del yacimiento de Grakliani. Las edades absolutas están expresadas a 2σ y calibradas con INTCAL20 (Reimer et al. 2020).



Figura 4.20. Diferentes imágenes del yacimiento arqueológico de Grakliani (Rep. Georgia, Cáucaso). Se muestran algunas de las estructuras de combustión estudiadas.

4.4 Materiales estudiados de época histórica en la península ibérica

4.4.1 Casa del Mitreo (Mérida, Badajoz)

Esta tesis incluye también el estudio arqueomagnético de varias estructuras de combustión de la península ibérica de cronología histórica. Si bien la gran mayoría de materiales estudiados en esta memoria son prehistóricos, se decidió incluir estos trabajos ya que proceden de excavaciones de urgencia o colaboraciones que el grupo de paleomagnetismo de la UBU mantiene con varias empresas u organismos de arqueología regional y nacional y que temáticamente están totalmente relacionados con esta investigación. Este es el caso de “Casa del Mitreo”, un yacimiento arqueológico de época romana que se encuentra en Mérida (Badajoz, España) (Bustamante-Álvarez y Detry, 2019). Las excavaciones arqueológicas comenzaron con el descubrimiento de fragmentos cerámicos de producción local, como cerámica vidriada o cerámica común, proveniente de una fase previa a la construcción de la casa. Estos restos de cerámica fueron colocados en el suelo con el objetivo de aplanar su superficie y poder construir la casa. Debido al descubrimiento de estos fragmentos de cerámica al comienzo de la investigación, los arqueólogos sugirieron que en los alrededores de la casa podría haber existido una instalación artesanal dedicada a la producción de cerámica. Posteriormente, se inició una excavación arqueológica en el área norte de la casa durante la cual se descubrió un horno. En el año 2017, miembros del Consorcio Arqueológico de Mérida se pusieron en contacto con el laboratorio de paleomagnetismo de la UBU para realizar una datación arqueomagnética de dicho horno.

El horno tenía unas dimensiones de 2,48 x 2,48 metros (Fig. 4.21). Su estructura estaba delimitada, por lo que se encontraba aislada de las estructuras arqueológicas adyacentes. A pesar de que muchos elementos constructivos de la casa se construyeron directamente sobre la parrilla del horno, la estructura se encontró arqueológicamente muy bien conservada. La edad del horno fue determinada mediante el método estratigráfico y el estudio ceramológico. La cerámica encontrada asociada al horno presentaba una cronotipología específica, la *italica* y *gallica sigillata*, que permite fechar el yacimiento arqueológico y el horno entre los años 40-70 d.C. Esta cronología se enmarca en el contexto de la época romana para la península ibérica.

Las muestras arqueológicas que se han estudiado arqueomagnéticamente en esta tesis consisten en 11 bloques de mano orientados provenientes de distintas zonas del horno para los análisis direccionales y muestra compacta sin orientar asociada a estos mismos bloques para los experimentos de magnetismo de las rocas y de arqueointensidad.

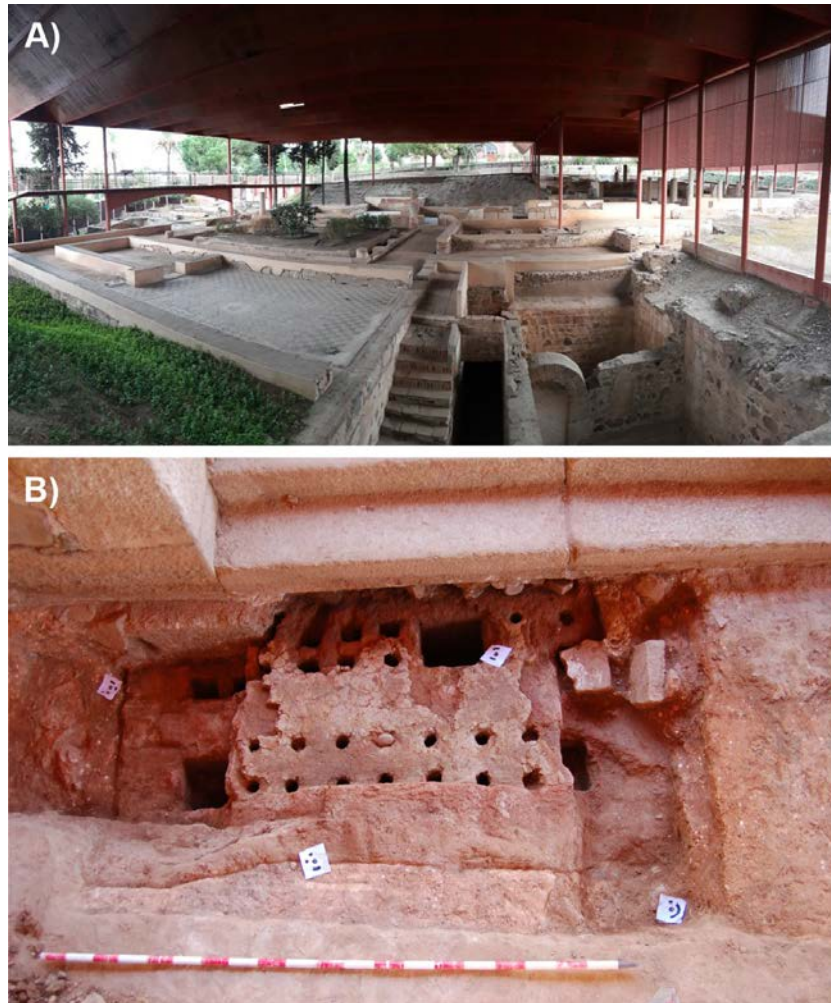


Figura 4.21. A) Vista panorámica de una parte del yacimiento arqueológico romano de Casa del Mitreo (Mérida, Badajoz). B) Foto del horno estudiado arqueomagnéticamente. Escala = 2 m.

4.4.2 La Pudia I (Burgos)

Otro de los yacimientos en los que se tuvo oportunidad de realizar un estudio arqueomagnético a partir de una colaboración con una empresa regional de arqueología es el yacimiento arqueológico altomedieval de “La Pudia I”. Este yacimiento se encuentra en Caleruega (Burgos, España) y ha sido excavado por la empresa Aratikos-Arqueólogos, S.L. (Aratikos Arqueólogos 2013).

La Pudia I fue un pequeño poblado medieval que se fundó en el siglo X d.C. Durante las excavaciones arqueológicas se descubrió un edificio que posiblemente estuvo dedicado al culto y tres áreas domésticas interpretadas como casas. Estas casas de planta rectangular fueron levantadas con materiales perecederos. Dos de ellas conservaban en su interior dos hogares (Fig. 4.22). Según los datos arqueológicos, basados principalmente en la estratigrafía y en algunos fragmentos de cerámica local, ambos hogares pudieron ser contemporáneos en el tiempo y estar, muy probablemente,

relacionados con el abandono del yacimiento. Algunos de estos fragmentos cerámicos contextualizan el yacimiento en torno a la Alta Edad Media.

Las muestras que se recogieron para los análisis de paleomagnetismo consistieron en seis bloques de mano orientados de cada hogar. Además, también se recogió muestra no orientada de cada hogar para experimentos de magnetismo de las rocas y arqueointensidad.

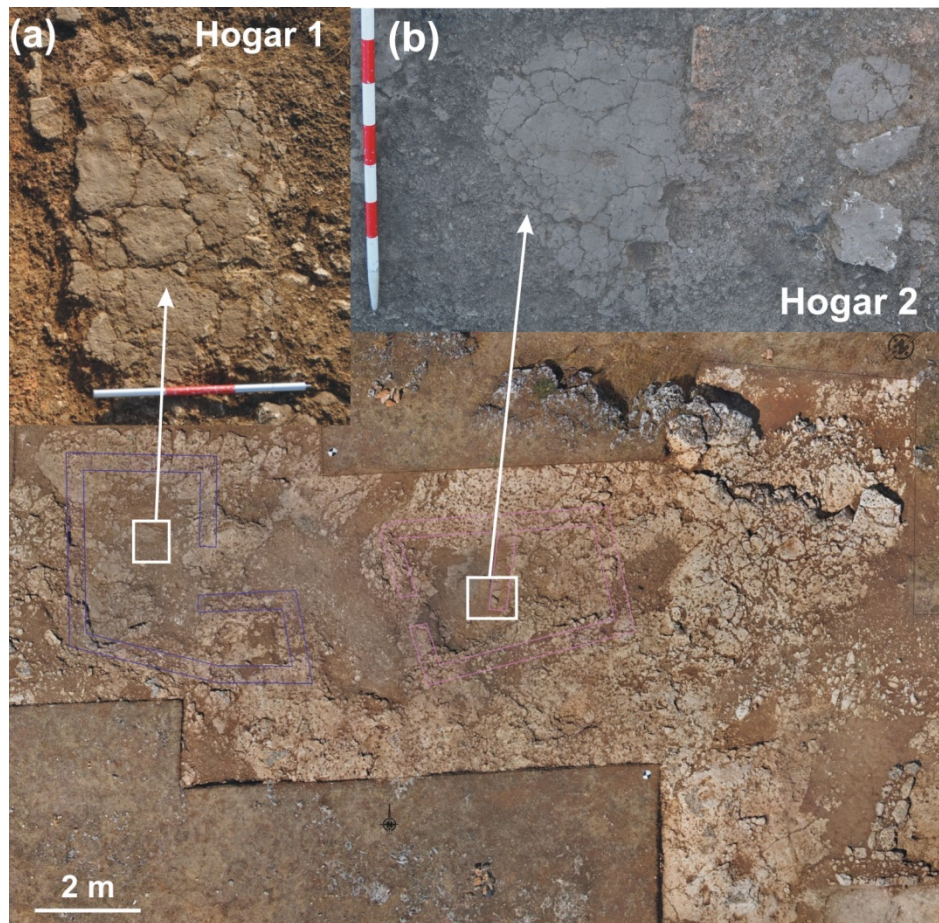


Figura 4.22 (a-b). Foto aérea y de detalle con la localización de los dos hogares estudiados en el yacimiento arqueológico altomedieval de “La Pudía” (Caleruega, Burgos).

4.4.3 Cevico Navero (Palencia)

Un último caso de estudio donde se abordó un estudio de datación arqueomagnética lo constituye el monasterio de San Pelayo del Cerrato (Cevico Navero, Palencia, España). Este cenobio fue durante la Edad Media un monasterio relevante en Castilla y los trabajos de excavación y rehabilitación del edificio financiados por la fundación Siro, atienden al interés por recuperar, restaurar y consolidar, así como devolver una funcionalidad al edificio (Moratinos y Palomino, 2010).

La historia de este monasterio comienza en el año 934 d.C., siendo durante gran parte de la Edad Media uno de los más exitosos de Castilla debido al favor regio y a las donaciones privadas. Esto dura hasta el siglo XVI, momento en el que la comunidad monástica pierde sus posesiones. Esta decaída no tendrá fin hasta el siglo XIX, cuando se venden todas sus posesiones a consecuencia de la desamortización de Mendizábal (Moratinos y Palomino, 2010). Concretamente, en el año 1835 deja de funcionar como monasterio, y ya en el 1843 el edificio se subasta, convirtiéndose en una granja agrícola y posteriormente en una cantera. En la zona exterior de los pies de la iglesia se descubrieron dos hornos que han sido estudiados en esta tesis. Mientras que uno de los hornos fue utilizado para la fabricación de campanas, el otro sirvió para hacer baldosas (Fig. 4.23). El contexto arqueológico sitúa cronológicamente al monasterio en torno a la Alta Edad Media.

Los materiales recogidos para los análisis direccionales y de magnetismo de las rocas consistieron en dos bloques de mano orientados (horno de fabricación de campanas) y 12 muestras taladradas (horno de fabricación de baldosas). También se recogió sin orientar (*ex situ*) una teja del horno de fabricación de campanas y dos baldosas del horno de fabricación de baldosas para los experimentos de magnetismo de las rocas y de arqueointensidad.



Figura 4.23. Horno utilizado para fabricar campanas (izquierda) y horno de fabricación de baldosas (derecha).

5. RESULTADOS ARQUEOMAGNÉTICOS EN MATERIALES ARCILLOSOS QUEMADOS DE ÉPOCA PREHISTÓRICA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

5.1 Experimentos de paleomagnetismo y de magnetismo de las rocas

5.2 Experimentos de arqueointensidad y de corrección de la ATRM

5. RESULTADOS ARQUEOMAGNÉTICOS EN MATERIALES ARCILLOSOS QUEMADOS DE ÉPOCA PREHISTÓRICA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Los materiales arqueológicos que se presentan en este capítulo consisten en los fragmentos de barro cocido sin orientar descritos anteriormente en el capítulo de materiales (apartado 4.2). Al igual que con los fragmentos cerámicos, el objetivo principal de este trabajo ha sido poder obtener datos de arqueointensidad absoluta ya que, al no estar orientados, no era posible obtener la dirección de su magnetización. A pesar de ello, antes de realizar los experimentos de arqueointensidad, se llevó a cabo una desmagnetización térmica de la NRM para conocer el comportamiento magnético de la muestra y establecer una secuencia de desmagnetización apropiada para los experimentos de arqueointensidad. Por otra parte, se han registrado curvas termomagnéticas de estas muestras que han permitido inferir cómo de estable es la magnetización que porta la remanencia de la muestra. Esto, sumado al resto de experimentos de magnetismo de las rocas permite, a su vez, caracterizar la mineralogía que porta la remanencia de estos materiales arqueológicos. A continuación, se exponen los resultados obtenidos en este tipo de materiales. En primer lugar, se desarrollan los resultados obtenidos del estudio del comportamiento magnético (estabilidad direccional de la NRM), así como los resultados de los experimentos de magnetismo de las rocas. Seguidamente, se presentan los resultados de arqueointensidad absoluta que se han podido obtener.

5.1 Experimentos de paleomagnetismo y de magnetismo de las rocas:

Se ha medido la NRM y se han desmagnetizado térmicamente 18 fragmentos de barro cocido sin orientar con cronologías entre el Calcolítico y la Edad del Hierro I. Se trata de material arqueológico procedente de material constructivo o de estructuras domésticas prehistóricas conocido comúnmente como “pellas de barro”. Este material corresponde a revestimientos de hoyos o paredes y experimentó generalmente calentamientos a altas temperaturas. En las desmagnetizaciones térmicas de la NRM se han realizado entre 10 y 11 pasos, llegando a una temperatura máxima de 590°C. Algunas de las muestras desmagnetizadas presentaron diagramas de Zijderveld univectoriales (Fig. 5.1a), es decir, con una sola componente, mientras que otras mostraban diagramas de Zijderveld en los que se podía apreciar más de una componente (Fig. 5.1b). La metodología seguida aparece descrita en el apartado 3.2.3.

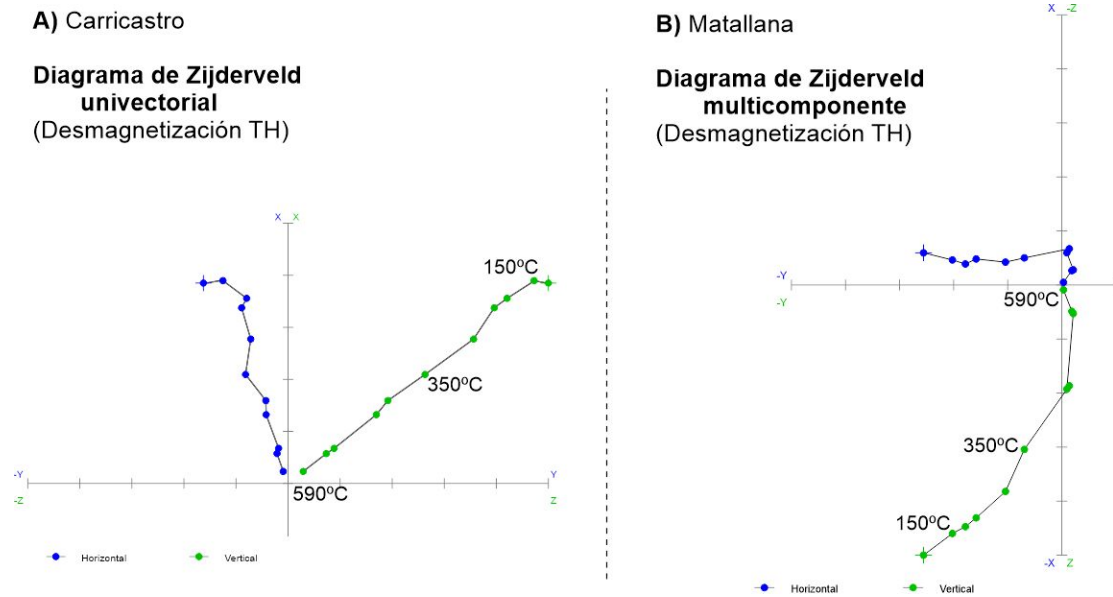


Figura 5.1. Ejemplo representativo de A) diagrama de Zijderveld univectorial y B) diagrama de Zijderveld multicomponente con dos componentes. Se indica el yacimiento y algunos pasos de desmagnetización térmica de la NRM.

Los experimentos de magnetismo de las rocas (metodología descrita en el apartado 3.2.2) se realizaron en todos los fragmentos de barro cocido. La mayoría de las curvas de adquisición de IRM alcanzan, al menos, el 92% de su valor de saturación en campos de 300 mT, indicando el dominio de minerales de baja coercitividad en la magnetización (Fig. 5.2a). Excepcionalmente, hay tres curvas de adquisición de IRM que en campos de 300 mT únicamente han alcanzado el 82, 84 o 76% de su valor de saturación, indicando en estos tres casos la presencia adicional de minerales de alta coercitividad (Fig. 5.2 b). Estas tres curvas de adquisición de IRM pertenecen a muestras de “Viña de Esteban García” (Fig. 5.2 b), “El Cementerio” y “El Castillo”, respectivamente.

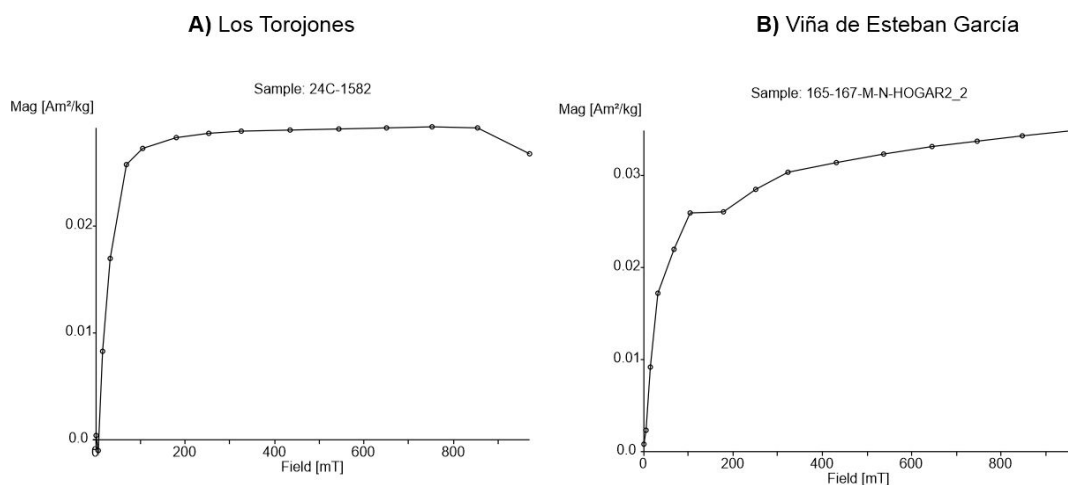


Figura 5.2. Ejemplo representativo de una curva de adquisición de la IRM saturada (a) a 300 mT y otra sin saturar (b) en fragmentos de barro cocido estudiados.

En general, todas las curvas termomagnéticas son altamente reversibles, ya que además de que ambos ciclos muestran las mismas fases, la diferencia entre la magnetización inicial antes del calentamiento y la magnetización final después de que se completó el enfriamiento es muy baja, en torno al 10%, por lo que ambos ciclos coinciden (Fig. 5.3 a-b). Las temperaturas de Curie oscilan entre los 560°C y los 590°C, indicando que el principal mineral portador de la termorremanencia es magnetita. En las muestras en las que las curvas de IRM no están completamente saturadas a 300 mT, puede haber presencia de una pequeña porción de mineral de alta coercitividad, probablemente hematites por el color rojizo de las muestras. Sin embargo, éste no se aprecia en las curvas termomagnéticas ya que la magnetita enmascara la señal magnética de la hematites. Excepcionalmente, solo una curva termomagnética muestra la creación de magnetita secundaria a 450°C, ya que la intensidad en el ciclo de enfriamiento supera a la del ciclo de calentamiento. Esta muestra corresponde a un fragmento de suelo quemado del yacimiento de Carricastro (Fig. 5.3b). No obstante, en realidad, se puede considerar prácticamente reversible.

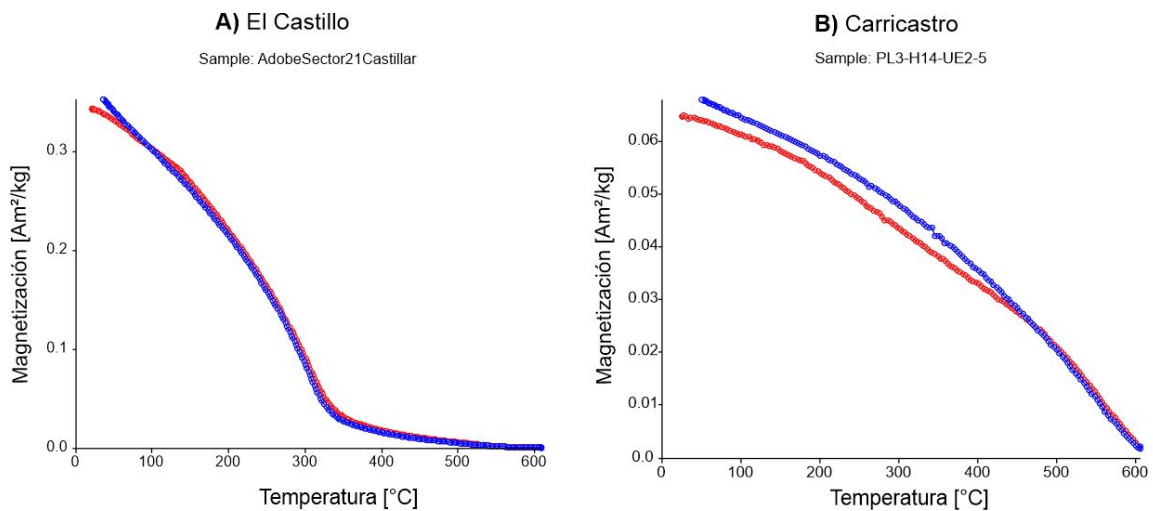


Figura 5.3. Ejemplo representativo de dos curvas termomagnéticas reversibles (a y b), en donde una de ellas (b) presenta una ligera creación de magnetita secundaria.

En cuanto al estado de dominios, el diagrama de Day (Fig. 5.4) ha sido ampliamente utilizado para inferir el estado de dominios ferromagnéticos en materiales naturales y sintéticos. Recientemente, Roberts et al. (2018), cuestionaron su validez interpretativa analizando la variación de 10 factores diferentes. También han propuesto alternativas aunque no son siempre accesibles para muchos laboratorios (Roberts et al. 2019). Por otra parte, los diagramas de Day son una herramienta que se sigue usando ya que en combinación con otros datos, puede ser de gran utilidad, sobre todo en casos como el que nos ocupa, donde la composición de las muestras es muy homogénea, como se ha podido observar en las curvas termomagnéticas. Así todos los fragmentos se representan en un estado de dominios pseudo-monodominio (PSD). Sin embargo, dentro de su variabilidad, algunos presentan una ligera tendencia a monodominio (SD) + multidominio (MD), como por ejemplo la muestra de Los Torojones y de Los Tolmos.

Las muestras procedentes de Casetón de la Era tienen una ligera tendencia a monodominio (SD) + superparamagnético (SP). Otras, exhiben una cierta tendencia más cercana a monodominio (SD). Igualmente, su distribución hacia la parte alta de la zona PSD indica la presencia de granos superparamagnéticos (SP) que, por otro lado, son comunes en arcillas cocidas (Kostadinova-Avramora y Kovacheva., 2013). Las muestras que supuestamente presentaban una fracción de minerales de alta coercitividad no revelan nada destacable en el Day plot.

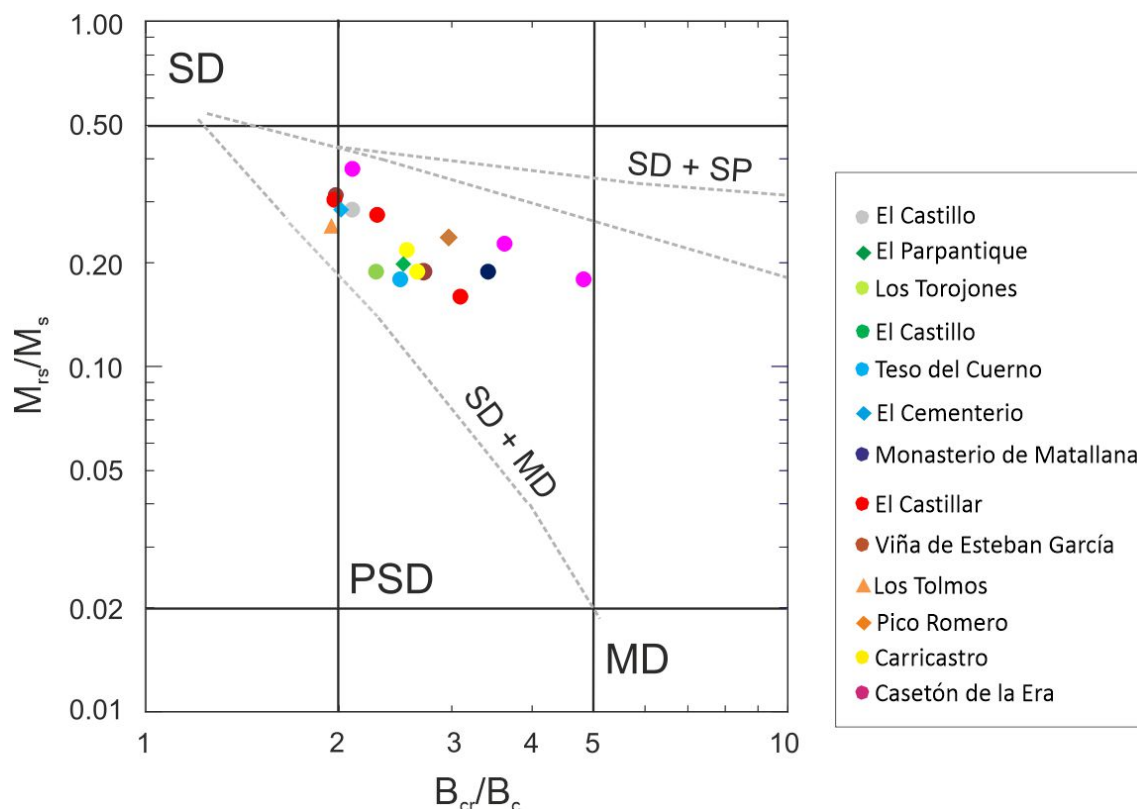


Figura 5.4. Diagrama de Day con las muestras de los materiales arcillosos. SD (single-domain o mono-dominio), PSD (pseudo-singledomain o pseudo-monodominio), MD (multidomain o multidominio) y SP (superparamagnetic o superparamagnético). Las líneas discontinuas indican tendencias de mezclas de dominios para magnetita estimadas por Dunlop (2002).

5.2 Experimentos de arqueointensidad y de corrección de la ATRM:

Tras realizar la desmagnetización térmica de la NRM de los 18 fragmentos de barro cocido sin orientar, 14 de ellos cumplían, *a priori*, con los requisitos necesarios para poder obtener determinaciones de arqueointensidad, ya que presentaban una única componente paleomagnética y una pequeña porción de magnetización viscosa fácilmente aislable. Los cuatro fragmentos que se rechazaron procedían de los yacimientos de “Pico Romero”, “Monasterio de Matallana”, “El Castillo”, y un hoyo de “Casetón de la Era”. Estos se rechazaron por tener diagramas de Zijdeveld en los que, además de la componente viscosa, se observaba también otras dos componentes.

De cada uno de los fragmentos se submuestrearon entre 4 y 5 especímenes para ser analizados mediante el método de Thellier-Coe. Se aplicaron un total de 29 pasos de temperatura (medida de la NRM + 12 pasos dobles de temperatura con/sin campo + 4 pTRM-checks; metodología descrita en el apartado 3.2.4.1). Tras aplicar los criterios de selección descritos en el apartado de la metodología 3.2.4.3, se obtuvieron un total de 45 determinaciones positivas de 68 especímenes (Tabla 5.1) pertenecientes a 13 fragmentos, lo que supone una tasa de éxito del 66.1%. Además, hay que destacar que de las 45 determinaciones positivas, 26 cumplen con los criterios de calidad tipo A (Tabla 5.1). Los valores medios de arqueointensidad de estos materiales oscilan entre $35.6 \pm 3.1 \mu\text{T}$ y $64.1 \pm 17.8 \mu\text{T}$ (Tabla 5.2).

El resto de los especímenes fueron rechazados por la presencia de alteraciones mineralógicas, la presencia de granos multidominio (MD) que dieron lugar a diagramas de Arai cóncavos, o por tener dos componentes. En el Anexo 1 se muestran todos los diagramas de Arai obtenidos tras los experimentos de arqueointensidad de estos especímenes.

Tras el experimento de arqueointensidad se llevó a cabo el experimento de corrección de la ATRM (metodología descrita en el apartado 3.2.5). Los parámetros de anisotropía obtenidos mediante el método de Veitch et al., (1984) a partir del tensor de la ATRM varían entre 0.93 y 1.16. Tras aplicar esta corrección a los valores medios de arqueointensidad de cada fragmento, los valores medios pasaron a oscilar entre $33.8 \pm 12.0 \mu\text{T}$ y $66.7 \pm 18.6 \mu\text{T}$ (Tabla 5.2). Los valores obtenidos en cada uno de los criterios de selección utilizados para cada espécimen han sido recopilados en la Tabla 5.1. En la Tabla 5.2 se recogen los valores medios de arqueointensidad de cada fragmento tanto sin la corrección de ATRM como con ella.

ESPÉCIMEN	YACIMIENTO	CLASE	N	T min	T max	f	β	δ_{ck}	k'	q	MAD	α
		B	5			0.35	0.15	9	0.270	1	15	15
		A	5			0.50	0.10	7	0.164	5	6	15
ce0101	Casetón de la Era	A	11	150	550	0.84	0.05	5.463	0.109	13.79	2.6	0.40
ce0102	Casetón de la Era	B	11	220	590	0.81	0.04	4.52	0.000	19.53	6.1	0.52
ce0103	Casetón de la Era	Rechazada	11	150	590	0.86	0.44	11.0	-0.000	16.77	5.7	5.43
ce0201	Casetón de la Era	B	12	150	590	0.91	0.03	3.8	0.251	24.35	6.0	9.84
ce0301	Casetón de la Era	Rechazada	<i>Superposición de dos componentes</i>									
ce0302	Casetón de la Era	Rechazada	<i>Superposición de dos componentes</i>									
ce0303	Casetón de la Era	B	8	340	590	0.76	0.05	4	-0.257	11.76	14.5	5.39
ce0304	Casetón de la Era	Rechazada	6	420	590	0.67	0.10	1.87	0.534	5.25	4.8	2.44
ca0101	Carricastro	A	11	220	590	0.78	0.02	5.22	-0.040	28.67	6.0	0.24
ca0102	Carricastro	B	11	220	590	0.76	0.03	3.73	0.000	19.89	8.5	2.07
ca0103	Carricastro	A	11	220	590	0.78	0.04	3	0.145	16.81	4.8	0.86
ca0104	Carricastro	B	12	150	590	0.83	0.04	4.88	-0.046	20.98	8.6	2.21
ca0105	Carricastro	B	12	150	590	0.78	0.05	1.48	0.209	14.88	6.6	2.31
ca0201	Carricastro	Rechazada	9	150	490	0.68	0.09	2.38	0.359	6.36	7.3	1.99
ca0202	Carricastro	Rechazada	7	260	490	0.70	0.04	10.7	-0.147	13.61	4.5	0.61
ca0203	Carricastro	B	9	150	490	0.74	0.06	2.64	0.264	10.31	6.4	0.52
ca0204	Carricastro	B	8	340	590	0.73	0.04	4.67	0.255	13.66	3.6	0.75
ca0205	Carricastro	Rechazada	5	260	420	0.41	0.03	9.64	0.197	10.12	4.0	3.80
ce0101	El Cementerio	Rechazada	7	300	520	0.37	0.07	7.9	-0.338	4.25	21.5	11.40
ce0102	El Cementerio	Rechazada	12	150	590	0.80	0.04	11.3	0.162	19.16	9.3	6.39
ce0103	El Cementerio	Rechazada	11	150	590	0.86	0.04	11	0.000	16.77	5.7	5.43
ce0104	El Cementerio	A	8	300	550	0.71	0.03	3.48	0.152	18.00	3.8	2.92
ce0105	El Cementerio	Rechazada	12	150	590	0.71	0.08	11.1	-0.071	7.99	6.8	2.97

to0101	Los Torojones	B	12	150	590	0.80	0.04	7.72	0.102	17.40	3.9	1.52
to0102	Los Torojones	A	11	150	590	0.85	0.04	3.52	-0.217	18.96	4.9	1.01
to0103	Los Torojones	A	12	150	590	0.88	0.03	4.17	0.009	29.22	5.3	1.37
to0104	Los Torojones	B	12	150	590	0.86	0.03	5.98	0.133	23.26	6.8	1.56
to0105	Los Torojones	A	11	220	590	0.86	0.03	2.65	0.168	23.06	3.1	1.46
pa0101	El Parpantique	A	9	300	590	0.67	0.02	3.49	0.000	24.34	7.5	2.28
pa0102	El Parpantique	A	9	300	590	0.65	0.02	6.88	0.000	23.47	7.2	3.55
pa0103	El Parpantique	B	9	150	490	0.57	0.04	5.02	0.160	12.87	9.7	8.80
pa0104	El Parpantique	A	11	220	590	0.91	0.05	5.66	0.000	15.46	6.8	1.01
pa0105	El Parpantique	A	12	150	590	0.84	0.04	1.97	0.000	21.41	5.5	0.83
tl0101	Los Tolmos	Rechazada	9	300	590	0.69	0.02	9.51	0.024	37.98	13.5	4.83
tl0102	Los Tolmos	A	12	150	590	0.85	0.04	2.2	0.257	18.25	5.3	1.57
tl0103	Los Tolmos	B	9	220	550	0.75	0.05	1.71	0.230	13.68	3.2	1.29
tl0104	Los Tolmos	A	12	150	590	0.87	0.03	5.95	0.169	26.37	5.5	0.63
tl0105	Los Tolmos	Rechazada	12	150	590	0.90	0.05	5.14	0.454	15.07	5.0	0.87
te0101	Teso del Cuerno	B	11	150	550	0.66	0.04	5.05	0.163	13.03	10.6	0.11
te0102	Teso del Cuerno	B	12	150	590	0.86	0.03	8.15	-0.039	27.69	7.8	4.68
te0103	Teso del Cuerno	A	12	150	590	0.93	0.02	2.72	0.147	33.79	4.7	3.00
te0104	Teso del Cuerno	B	7	340	550	0.67	0.05	8.38	-0.260	11.11	9.1	3.67
te0105	Teso del Cuerno	Rechazada	10	220	550	0.81	0.05	12.3	-0.128	15.32	6.7	4.00
vi0101	Viña de Esteban García	A	11	220	590	0.82	0.03	5.34	0.129	26.01	2.9	0.55
vi0102	Viña de Esteban García	A	12	150	590	0.89	0.03	0.30	0.000	28.38	5.8	0.30
vi0103	Viña de Esteban García	A	10	260	590	0.73	0.03	4.68	-0.207	22.49	4.7	2.00
vi0104	Viña de Esteban García	A	11	220	590	0.79	0.03	3.76	0.133	21.27	3.5	0.73
vi0105	Viña de Esteban García	A	11	220	590	0.80	0.02	3.28	0.000	38.42	4.7	0.06
vi0201	Viña de Esteban García	A	5	490	590	0.37	0.03	2.53	0.108	7.36	2.1	1.99

vi0202	Viña de Esteban García	A	12	150	590	0.87	0.02	2.82	0.023	35.99	6.1	1.11
vi0203	Viña de Esteban García	Rechazada	12	150	590	0.86	0.02	15.6	0.039	37.12	11.7	3.88
vi0204	Viña de Esteban García	A	12	150	590	0.78	0.02	2.51	0.000	38.51	11.8	1.81
vi0205	Viña de Esteban García	B	9	300	590	0.82	0.02	3.29	-0.117	31.69	8.8	2.13
cs0101	El Castillar	A	12	150	590	0.72	0.03	1.7	0.150	21.41	1.7	0.50
cs0102	El Castillar	A	7	150	420	0.89	0.03	4.32	0.234	20.79	1.8	0.31
cs0103	El Castillar	A	10	150	520	0.84	0.02	1.11	0.107	29.54	1.9	0.86
cs0104	El Castillar	A	9	150	490	0.92	0.02	2.69	0.124	35.71	2.6	0.48
cs0105	El Castillar	B	10	150	520	0.72	0.03	1.44	0.232	17.83	2.5	0.40
cs0201	El Castillar	Rechazada	8	260	520	0.85	0.24	0.85	1.350	2.96	9.9	6.16
cs0202	El Castillar	Rechazada	10	260	590	0.71	0.12	4.59	0.951	5.26	38.1	3.48
cs0203	El Castillar	Rechazada	10	260	590	0.72	0.19	10	1.275	2.82	13.4	10.70
cs0204	El Castillar	Rechazada	10	260	590	0.90	0.14	1.43	0.987	5.78	5.3	3.76
cs0205	El Castillar	Rechazada	10	260	590	0.93	0.11	3.75	0.805	7.33	7.1	1.47
cs0301	El Castillar	B	9	300	590	0.76	0.04	7.95	0.199	14.56	3.5	2.11
cs0302	El Castillar	Rechazada	8	220	490	0.72	0.08	7.98	0.597	7.49	5.1	7.03
cs0303	El Castillar	B	12	150	590	0.89	0.03	3.34	0.220	27.25	7.3	4.42
cs0304	El Castillar	Rechazada	10	150	520	0.94	0.09	5.3	0.742	8.82	7.0	4.74
cs0305	El Castillar	Rechazada	10	260	590	0.73	0.04	11.2	0.263	17.96	7.1	4.78

Tabla 5.1. Datos de arqueointensidad de los especímenes estudiados. De izquierda a derecha: Espécimen: nombre del espécimen; Yacimiento: yacimiento arqueológico del que proceden los especímenes. Clase (ver capítulo de Metodología), N: número de puntos dentro del intervalo de temperatura seleccionado; T_{\min} - T_{\max} : intervalo de temperatura utilizado para el cálculo de la pendiente; f : fracción de NRM utilizada para el cálculo de la pendiente; β : la relación entre el error estándar de la pendiente y el valor absoluto de la pendiente; $\delta(ck)$: factor de alteración; k' : factor de curvatura; q : factor de calidad; MAD: diferencia máxima absoluta producida por la comprobación de la pTRM, normalizada por la TRM total; α : la diferencia angular entre las direcciones con el ajuste mejor anclado.

YACIMIENTO	MUESTRA Y/O PROCEDENCIA ESTRATIGRÁFICA	EDAD CALIBRADA (2 σ) años cal. a.C.	EDAD CULTURAL	INTENSIDAD SIN CORRECCIÓN POR ANISOTROPÍA		INTENSIDAD CON CORRECCIÓN POR ANISOTROPÍA	
				VALOR MEDIO (μ T)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (μ T)	VALOR MEDIO (μ T)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (μ T)
Viña de Esteban García	Hogar. 165-167/M-N/Hogar 2	2866 - 2200	Calcolítico Precampaniforme	36.4	13.0	33.8	12.1
Viña de Esteban García	Hogar. C/101/165	2866 - 2200	Calcolítico Precampaniforme	38.3	3.6	39.8	2.6
Casetón de la Era	Hoyo 23	2569 - 2306	Calcolítico	56.4	13.1	55.2	12.8
Casetón de la Era	Hoyo 39	2577 - 2342	Calcolítico	41.2	5.2	42.4	5.3
Los Torojones	24c/1582	2201 - 1754	Edad del Bronce Antiguo	59.8	4.9	65.7	5.4
El Cementerio	ECM1	Sin datación absoluta	Edad del Bronce	42.0		48.7	
El Parpantique	Sector 4-18	2204 - 2027 2280 - 1985	Edad del Bronce Antiguo	48.6	6.4	51.5	6.8
Los Tolmos	Cata M/Sector 1. Nivel C-1	1872 - 1520 1862 - 1510	Edad del Bronce Medio	48.9	3.3	46.5	3.2
Teso del Cuerno	Hoyo25-1	1256 - 899	Edad del Bronce Medio- Final	63.6	4.5	62.3	4.4
Carricastro	PL3/414/ue2-5	Sin datación absoluta	Bronce Final	35.6	3.1	39.1	3.4
Carricastro	PL4/H35/UE3-19	Sin datación absoluta	Bronce Final	64.1	17.8	66.7	18.6
El Castillar	Adobe. Sector 21	766 - 422	Edad del Hierro I	55.8	5.5	56.4	5.5
El Castillar	UE 108/46 ME13/18-513/19	766 - 422	Edad del Hierro I	56.9	10.6	59.8	11.2

Tabla 5.2. Resultados de arqueointensidad media en los materiales arcillosos quemados previa corrección de la ATRM y tras la corrección de la ATRM.

6. RESULTADOS ARQUEOMAGNÉTICOS EN CERÁMICAS PREHISTÓRICAS DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

6.1 Experimentos de paleomagnetismo y de magnetismo de las rocas

6.2 Experimentos de arqueointensidad y de corrección de la ATRM

6. RESULTADOS ARQUEOMAGNÉTICOS EN CERÁMICAS PREHISTÓRICAS DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Los materiales arqueológicos cuyos resultados se presentan en este apartado consisten en los fragmentos cerámicos sin orientar descritos con anterioridad en el apartado 4.2. El objetivo principal de trabajar con ellos ha sido poder obtener datos de arqueointensidad absoluta ya que, al no estar orientados, no era posible obtener la dirección de su remanencia. Sin embargo, es útil realizar de manera previa a los experimentos de arqueointensidad una desmagnetización térmica de la NRM para conocer el comportamiento magnético de la muestra y establecer una secuencia de desmagnetización apropiada para los experimentos de arqueointensidad. De la misma forma, las curvas termomagnéticas obtenidas para estudiar la mineralogía ferromagnética de los materiales en los experimentos de magnetismo de las rocas permiten a su vez inferir cómo de estable es la magnetización que porta la remanencia de la muestra. Además, sumado al resto de experimentos de magnetismo de las rocas permitirá a su vez caracterizar la mineralogía que porta la remanencia de estos materiales arqueológicos. Es decir, caracterizar la composición, concentración y granulometría ferromagnética de la colección estudiada.

En primer lugar, se presentarán los resultados de estos fragmentos cerámicos de manera general y, posteriormente, se incidirá en aquellos casos que sean más particulares o que hayan presentado una problemática especial.

6.1 Experimentos de paleomagnetismo y de magnetismo de las rocas:

Se ha medido la NRM inicial y se ha desmagnetizado térmicamente la NRM de 62 fragmentos cerámicos sin orientar de cronología prehistórica. La desmagnetización térmica de la NRM se ha realizado empleando entre 10 y 11 pasos, llegando a una temperatura máxima de entre 575°C y 610°C, hasta la desmagnetización completa. Algunas de las muestras desmagnetizadas presentaron diagramas de Zijderveld univectoriales (Fig. 6.1a), es decir, con una sola componente, mientras que otras tenían diagramas de Zijderveld en los que se podía apreciar más de una componente (Fig. 6.1b), en algunos casos aislables y en otros superpuestas. No obstante, no se ha observado una relación entre el comportamiento paleomagnético (univectorial vs. multivectorial) y los diferentes yacimientos o cronologías estudiadas. La metodología seguida aparece descrita en el apartado 3.2.3.

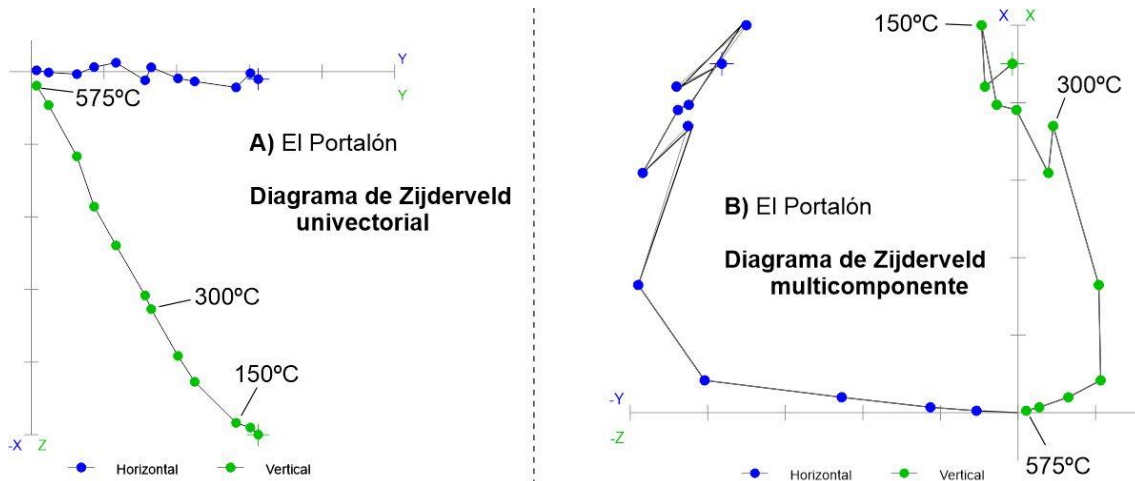


Figura 6.1. Ejemplo representativo de A) diagrama de Zijderveld univectorial y B) diagrama de Zijderveld multicomponente en dos fragmentos cerámicos prehistóricos de El Portalón de Cueva Mayor, (Burgos).

Los experimentos de magnetismo de las rocas (metodología descrita en el apartado 3.2.2) se realizaron en muestra extraída de los mismos fragmentos cerámicos. La mayor parte de las curvas de IRM están prácticamente saturadas (entre un 92% y 100%) en campos de 300 mT, indicando un predominio de minerales de baja coercitividad. A partir de las curvas termomagnéticas se pueden distinguir dos comportamientos. De un total de 38 curvas analizadas, se han obtenido 25 curvas termomagnéticas reversibles. Consideramos que una curva es reversible si el ciclo de calentamiento y el de enfriamiento muestran las mismas fases magnéticas y sus intensidades no difieren más del 10% aproximadamente. Estas muestras contienen una misma fase magnética en ambos ciclos y con temperaturas de Curie en torno a 575°C - 590°C, indicando la presencia de magnetita (Fig. 6.2a). Dos de estas curvas tienen temperaturas de Curie de 600°C y 610°C, indicando la presencia de magnetita parcialmente maghemitizada (ligeramente oxidada). De estas curvas reversibles, 14 muestras crearon algo de magnetita secundaria durante el experimento de laboratorio.

El segundo comportamiento atiende a 13 curvas termomagnéticas irreversibles, donde la diferencia entre la magnetización inicial antes del calentamiento y la magnetización final tras enfriar se considera alta (más allá de que ambos ciclos no presentan las mismas fases). De estas 13 curvas, 9 muestran la formación de magnetita secundaria (Fig. 6.2b). Entre estas curvas las hay que presentan dos fases en el calentamiento y una en el enfriamiento. En las curvas en las que hay dos fases en el ciclo de calentamiento, las temperaturas de Curie oscilan entre 490 y 500°C la más baja y alrededor de 580-590°C la más alta (Fig. 6.2b).

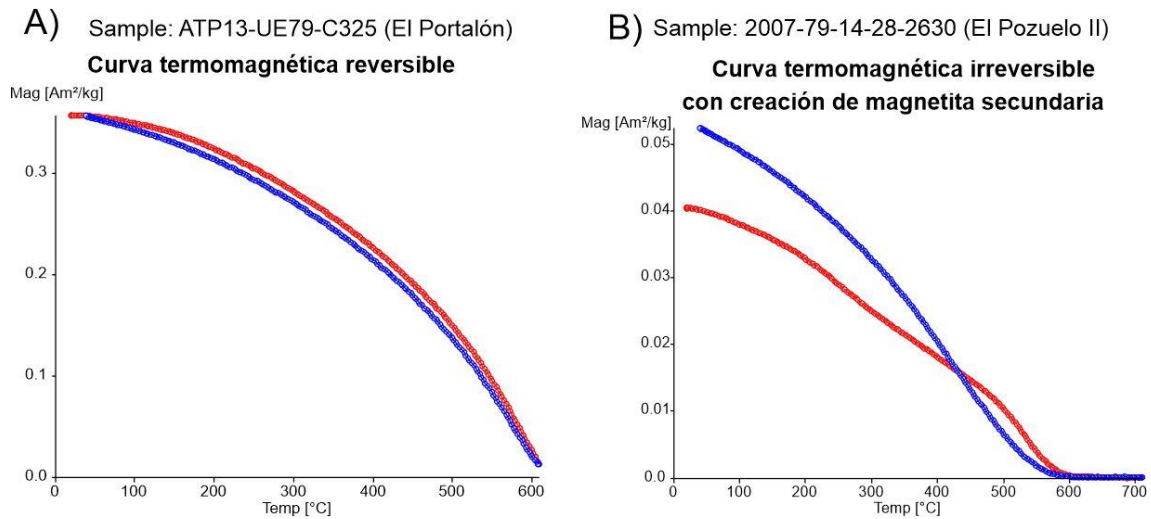


Figura 6.2. Ejemplo representativo de A) curva termomagnética reversible y B) curva termomagnética irreversible con creación de magnetita secundaria y desaparición de una fase en el ciclo de enfriamiento en dos cerámicas prehistóricas estudiadas. Calentamiento (enfriamiento) indicado en rojo (azul).

En lo referente a los ciclos de histéresis, todos ellos muestran curvas ensanchadas (“potbellied”), indicando la presencia de mezcla de coercitividades y estados de dominios (Tauxe et al., 1996). Se ha demostrado que la capacidad diagnóstica de los diagramas de Day (Fig. 6.3) está limitada por diversas variables como la composición mineral, el tamaño, forma de grano o estrés, entre otros (Roberts et al., 2018). Sin embargo, en combinación con otros datos pueden ser de gran utilidad para inferir la granulometría de los materiales. La Figura 6.3 recoge un diagrama de Day con los fragmentos cerámicos de El Portalón (Fig. 6.3a) y otro diagrama de Day con los fragmentos cerámicos del resto de yacimientos peninsulares estudiados (Fig. 6.3b). La mayor parte de los fragmentos caen dentro del área pseudo-monodominio (PSD) (Fig. 6.3). No obstante, es cierto que algunos fragmentos presentan una ligera tendencia a monodominio (SD) o monodominio (SD) + multidominio (MD) (Fig. 6.3). La colección calcólica de El Portalón se concentra mayoritariamente más cercana al área monodominio o SD (Fig. 6.3a). Por otra parte, es muy posible la contribución de granos superparamagnéticos en todas las muestras por su tendencia a desplazarse hacia arriba en el diagrama de Day (Lanci y Kent., 2003).

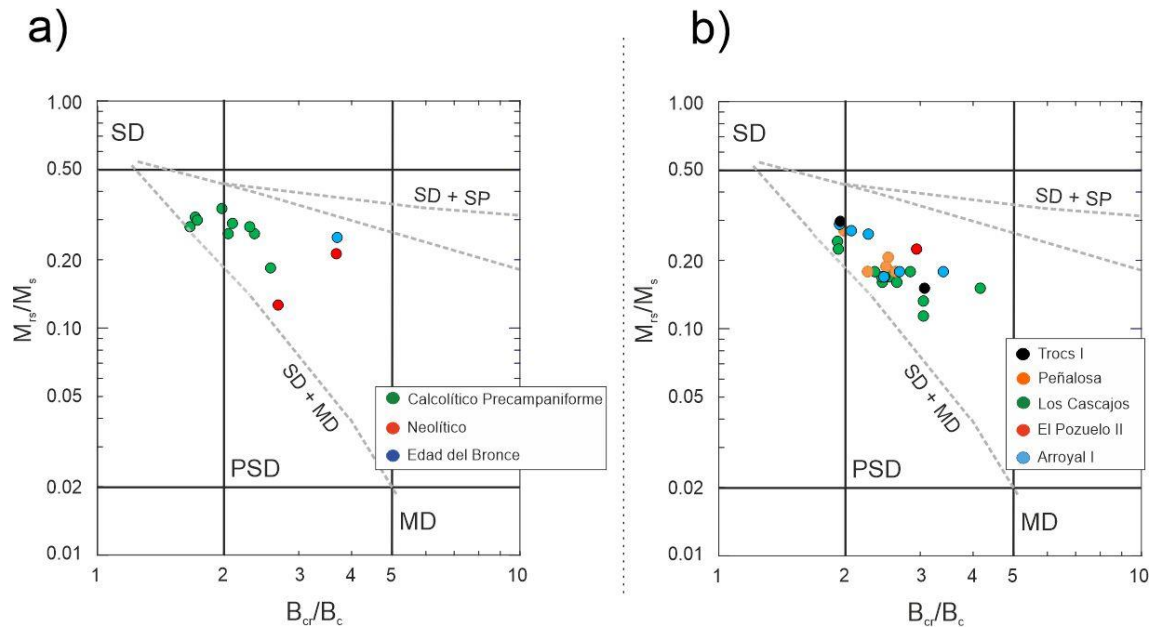


Figura 6.3. Diagrama de Day con A) fragmentos cerámicos procedentes del yacimiento arqueológico de El Portalón diferenciados por fases culturales y B) fragmentos cerámicos procedentes de los yacimientos de Los Cascajos, Arroyal I, Els Trocs, El Pozuelo II y Peñalosa. SD (*single-domain* o mono-dominio), PSD (*pseudo-singledomain* o pseudo-monodominio), MD (*multidomain* o multidominio) y SP (*superparamagnetic* o superparamagnético). Las líneas discontinuas indican tendencias de mezclas de dominios para magnetita estimadas por Dunlop (2002).

6.2 Experimentos de arqueointensidad y de corrección de la ATRM:

Tras desmagnetizar térmicamente la NRM y estudiar el comportamiento y composición de los 62 fragmentos cerámicos, solo 19 cumplían, *a priori*, con los requisitos necesarios para poder obtener determinaciones de arqueointensidad. Estos requisitos son: diagramas de Zijdeveld univectoriales y curvas termomagnéticas reversibles (considerando reversible aquellas curvas donde los ciclos de calentamiento y enfriamiento muestran las mismas fases magnéticas y no difieren más del 10% aproximadamente).

De cada uno de los 19 fragmentos cerámicos se submuestrearon entre 4 y 9 especímenes para ser analizados mediante el método de Thellier-Coe aplicando un total de 26 pasos (medida de la NRM + 10 pasos de temperatura dobles (20 en total) + 5 pTRM-checks; metodología descrita en el apartado 3.2.4.1). En el caso de las cerámicas de El Portalón se aplicaron un total de 29 pasos de temperatura (medida de la NRM + 12 pasos de temperatura dobles (24 en total) + 4 pTRM-checks). Tras aplicar los criterios de selección descritos en el apartado de la metodología 3.2.4.3, se obtuvieron un total de 40 determinaciones positivas (36%) de 10 fragmentos cerámicos correspondientes a 111 especímenes analizados de todos los yacimientos estudiados. Los valores medios de arqueointensidad (promedio de los especímenes procedentes de cada fragmento) de

estos fragmentos oscilan entre $11.6 \pm 2.8 \mu\text{T}$ y $45.1 \pm 5.4 \mu\text{T}$ (Tabla 6.1). Estos resultados tienen una gran variabilidad debido a que representan muestras de distintos yacimientos y cronologías que van desde el Neolítico al Bronce inclusive.

Tras el experimento de arqueointensidad se llevó a cabo el experimento de corrección de la anisotropía de la termorremanencia (metodología descrita en el apartado 3.2.5). En este experimento se obtiene el tensor de la ATRM y el factor de corrección que se debe aplicar en cada caso. El factor de corrección de anisotropía de los 10 fragmentos cerámicos en los que se han obtenido determinaciones positivas varía entre 0.90 y 1.41. Tras aplicar esta corrección a los valores medios de arqueointensidad obtenidos directamente de cada fragmento cerámico, los valores medios pasaron a oscilar entre $12.3 \pm 2.4 \mu\text{T}$ y $46.5 \pm 2.9 \mu\text{T}$. En la Tabla 6.1 se recogen los valores medios de arqueointensidad de cada fragmento cerámico con y sin la corrección de ATRM. Además, la Tabla 6.2 recoge los valores obtenidos en cada uno de los criterios de selección utilizados para cada espécimen. En el Anexo 2 se muestran todos los diagramas de Arai con determinaciones positivas obtenidos tras los experimentos de arqueointensidad de estos especímenes.

De los 111 especímenes analizados, 72 fueron rechazados (aproximadamente un 68%). Los especímenes rechazados presentaban dos componentes, curvaturas en los diagramas de Arai relacionadas con la presencia de granos multidominio (MD) y/o alteraciones mineralógicas. Cinco especímenes fueron rechazados porque los diagramas de Arai tenían comportamientos relacionados con un mal posicionamiento de la muestra durante las tareas de medida en el laboratorio. Otro espécimen se excluyó por ser un “outlier” ($72.3 \mu\text{T}$) respecto al resto de determinaciones de misma edad y yacimiento (Tabla 6.2).

Entre estos 72 especímenes, hubo 8 pertenecientes a 2 fragmentos cerámicos que mostraban un comportamiento algo distinto en los diagramas de Arai. Se trata de un comportamiento observado únicamente en 2 fragmentos cerámicos de los 19 estudiados. Además, de entre todos los materiales estudiados en esta tesis (hornos, hogares, escorias, pellas de barro y cerámicas), únicamente se ha visto en los diagramas de Arai de material cerámico. Partimos de que estos diagramas de Arai no son lineales, pero tampoco llegan a ser completamente cóncavos como sí lo sería un diagrama con presencia de granos MD. No obstante, se observa en estos diagramas de Arai dos pendientes definidas, una desde el inicio del diagrama hasta $380\text{-}400^\circ\text{C}$, aproximadamente; y otra pendiente a partir de $380\text{-}400^\circ\text{C}$ hasta el final del diagrama, aproximadamente (Fig. 6.4a). Estas dos pendientes aparecen más o menos marcadas según especímenes. Además, los pTRM-checks realizados durante el experimento no han manifestado tampoco la presencia de alteraciones mineralógicas y, por otro lado, la ausencia de granos MD está corroborada por el Day Plot. Todas estas muestras tienen granos PSD y se encuentran alejadas de la franja de granos MD. Si bien es cierto que tres de ellas tienen una ligera tendencia hacia SD + MD según las líneas de tendencia estimadas por Dunlop para la magnetita (Dunlop, 2002) (Fig. 6.3a).

Si se analizan los diagramas de Zijderfeld de estos fragmentos obtenidos durante los experimentos de arqueointensidad no podemos determinar un patrón claro. Hay diagramas que claramente tienen una sola componente, otros que presentan dos componentes muy definidas y, en otros casos, dos componentes donde una de ellas podría incluso no ser una termorremanencia, sino una magnetización viscosa con temperaturas de desbloqueo en torno a 300-350 °C (Fig. 6.4).

Debido a esto, y teniendo en cuenta no solo los diagramas de Arai, sino también los diagramas de Zijderfeld y las curvas termomagnéticas, se decidió finalmente, por precaución, rechazarlos también a la hora de considerar estos valores medios de arqueointensidad. Probablemente estas muestras tengan granos MD que no se han manifestado de forma clara en los diagramas de Arai con diagramas típicamente cóncavos, sino con concavidades leves que dan lugar a dos pendientes. Alternativamente, ese comportamiento de dos pendientes observado en los diagramas de Arai, pueda deberse a que esas cerámicas correspondan a recipientes recalentados en usos domésticos a temperaturas intermedias (*ca.* 350 – 400 °C). Esto ha sido observado en cerámicas prehistóricas de El Portalón (Atapuerca, Burgos) y testado experimentalmente por Francés-Negro et al., (2019). En todo caso, los especímenes con este comportamiento no estándar (Arais no univectoriales), no han sido considerados para fines de modelado geomagnético.

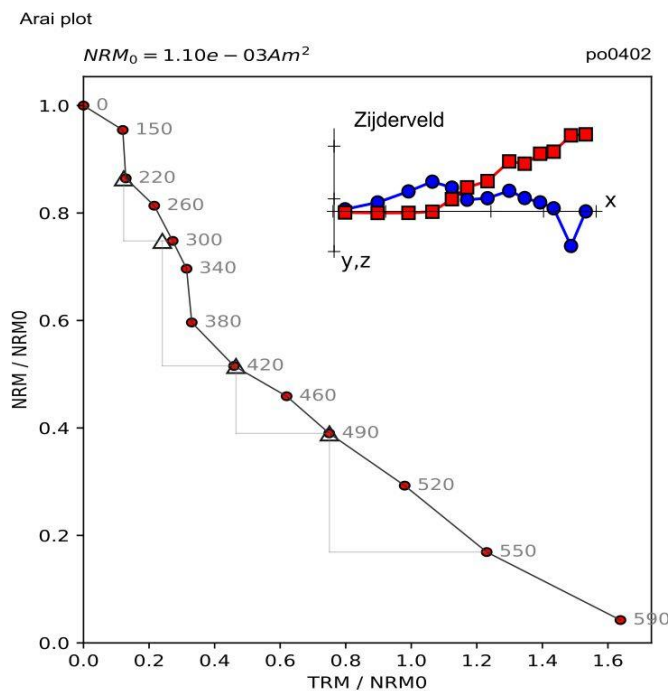


Figura 6.4. Ejemplo representativo del comportamiento singular observado en algunas cerámicas. Diagrama de Arai con dos pendientes y diagrama de Zijderfeld.

Con el fin de establecer si la doble pendiente observada en los diagramas de Arai de estas muestras se debía a un recalentamiento o a la presencia de granos multidominio, se realizó un nuevo experimento con cuatro fragmentos de muestras del yacimiento de El

Portalón. Dos de ellos (PO403 y PO404) ya habían sido sometidos previamente a un experimento de determinación de la paleointensidad y otros dos aún conservaban su TRM original (PO405R y PO406R). Se aplicó la siguiente secuencia experimental: en primer lugar, todas se desmagnetizaron completamente por campos alternos hasta 100 mT. Después de medir la NRM y la susceptibilidad, se les aplicó una TRM entre 600°C y temperatura ambiente en un campo de 65 μ T. Seguidamente, a dos de los fragmentos (uno previamente utilizado, PO403, y uno nuevo, PO405R) se les aplicó una termorremanencia parcial pTRM entre 350°C y temperatura ambiente en un campo de 35 μ T en la misma dirección que la TRM. A continuación, se realizó con las cuatro muestras un experimento de determinación de la paleointensidad con el método Thellier-Coe. Se midió, además, la susceptibilidad al principio del experimento, a 350°C y después del último paso de la determinación de la paleointensidad. Mientras que en las muestras ya empleadas previamente apenas se observaron cambios significativos en la susceptibilidad durante todo el proceso, en una de las muestras nuevas (PO406R) se observó una fuerte disminución de la susceptibilidad después de la adquisición de la TRM así como en ambas muestras nuevas, después de concluido el experimento.

El diagrama de Arai de la muestra PO406R muestra una forma de “S” con pendientes distintas en diferentes sectores de la curva (Fig. 6.5a), a pesar de haber adquirido únicamente una TRM. Aunque el tramo inicial del diagrama hasta 300°C ofrece una determinación correcta, la elección de otros intervalos proporcionaría resultados erróneos. La muestra paralela PO405R, a la cual a la TRM a 65 μ T se le añadió también una pTRM a 35 μ T, muestra una forma muy parecida a pesar de haber adquirido dos magnetizaciones de distinto valor (Fig. 6.5b). De hecho, en esta muestra se obtiene una determinación de buena calidad de la TRM de 65 μ T a partir del intervalo hasta 375°C, intervalo en el cual debería haber quedado registrada la pTRM de 35 μ T. El comportamiento observado en los fragmentos ya sometidos a un experimento de paleointensidad previo es muy distinto (Fig. 6.5c y 6.5d). Los minerales magnéticos han sufrido una transformación muy evidente y en ambas muestras se obtiene una determinación correcta y de calidad del campo de 65 μ T. En la muestra que ha adquirido la pTRM a 35 μ T (PO403) incluso se observa una pendiente más suave en su intervalo de adquisición y aunque no se obtiene una determinación correcta, el resultado sí se aproxima razonablemente al esperado (Fig. 6.5d).

Se debe concluir, por todo ello, que las dobles pendientes observadas en los diagramas de Arai de varios fragmentos de cerámica parecen estar más relacionados con la mineralogía magnética que con una secuencia de adquisición de remanencias y que, por ello, no son adecuadas para una determinación fiable de la paleointensidad. En contraste con ello, las muestras estabilizadas por un historial de calentamiento debido a un experimento anterior sí pueden reflejar la adquisición de dos termorremanencias (una parcial) mostrando dos pendientes diferenciadas en sus diagramas de Arai.

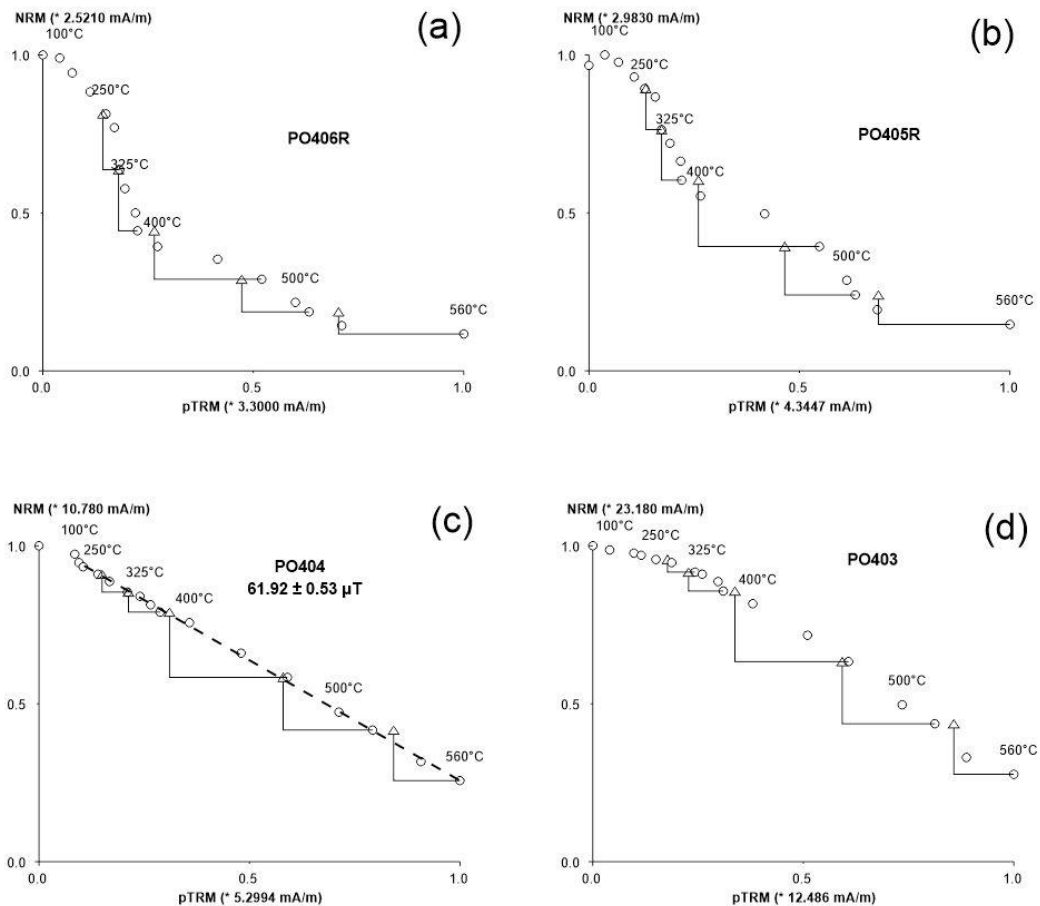


Figura 6.5. Experimento para el análisis de diagramas de Arai con dos pendientes observados en muestras cerámicas. (a) Fragmento cerámico PO406R del yacimiento de El Portalón que ha adquirido una TRM a $65 \mu\text{T}$; (b) Fragmento cerámico PO405R del yacimiento de El Portalón que ha adquirido una TRM a $65 \mu\text{T}$ y una pTRM entre 350°C y temperatura ambiente a $35 \mu\text{T}$; (c) Fragmento cerámico PO404 del yacimiento de El Portalón que ha adquirido una TRM a $65 \mu\text{T}$ después de un experimento de paleointensidad previo (en trazo discontinuo se muestra el resultados de la última determinación de paleointensidad); (b) Fragmento cerámico PO403 del yacimiento de El Portalón que ha adquirido una TRM a $65 \mu\text{T}$ y una pTRM entre 350°C y temperatura ambiente a $35 \mu\text{T}$ después de un experimento de paleointensidad previo. Explicación en el texto.

YACIMIENTO	CÓDIGO DE MUESTRA	EDAD CALIBRADA (2σ) años cal. a.C.	EDAD CULTURAL	INTENSIDAD SIN CORRECCIÓN POR ANISOTROPÍA		INTENSIDAD CON CORRECCIÓN POR ANISOTROPÍA	
				VALOR MEDIO(μT)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (μT)	VALOR MEDIO(μT)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (μT)
Els Trocs	10.18.53.469/2.9.53 89	5070 – 4840	Neolítico	38.6	4.6	35.5	4.3
Los Cascajos	GrA-16205	2194 - 1777	Calcolítico	21.3	6.6	20.9	6.5
Los Cascajos	Ua-17995	5291 - 4846	Neolítico	11.6	2.8	12.3	2.4
El Portalón	ATP'17/655	5288 - 5058	Neolítico	39.9	6.3	36.7	5.8
El Portalón	ATP'14. UE 89. C166	3618 - 3345	Neolítico	31.1	1.3	39.2	1.6
El Portalón	ATP'13/UE79/C47	3345 - 2937	Calcolítico Precampaniforme	17.9	--	18.4	--
El Portalón	ATP'13/UE79/C325	3345 - 2937	Calcolítico Precampaniforme	30.4	1.7	44.6	2.4
El Portalón	ATP'10/C/648	2910 - 2697	Calcolítico Precampaniforme	31.3	2.9	41.3	3.8
El Portalón	ATP'17/2436	1931 - 1749	Edad del Bronce	42.9	3.0	38.6	2.7
Peñalosa	JA/BE'01/2010/C/25 /25785	2131 - 1913	Edad del Bronce	45.1	5.4	46.5	2.9

Tabla 6.1. Resultados de arqueointensidad media obtenidos en los fragmentos cerámicos previa corrección de la ATRM y tras la corrección de la ATRM. Se indica código de la muestra, edad calibrada en años a.C. (2δ), edad cultural y los valores de intensidad media obtenidos sin corrección y con corrección de ATRM, con su respectivo error (μT).

ESPÉCIMEN	YACIMIENTO	CLASE	N	T min	T max	f	β	δck	k'	q	MAD	α
		B	5			0.50	0.15	9	0.270	1	15	15
		A	5			0.50	0.10	7	0.164	5	6	15
ar0301	Arroyal I	Rechazada	7	360	610	0.87	0.05	2.44	0.261	12.50	6.9	3.41
ar0302	Arroyal I	Rechazada	8	610	320	0.90	0.05	1.49	0.266	14.94	4.8	0.79
ar0303	Arroyal I	Rechazada	5	610	450	0.70	0.01	7.22	-0.040	57.64	2.9	1.00
ar0304	Arroyal I	Rechazada	6	360	570	0.58	0.08	6.90	0.443	5.84	8.6	3.86
ar0305	Arroyal I	Rechazada	5	610	450	0.60	0.04	2.85	0.213	9.64	3.7	1.46
ar0306	Arroyal I	Rechazada	7	240	490	0.39	0.08	2.23	0.333	3.88	12.8	6.30
ar0307	Arroyal I	Rechazada	6	320	530	0.42	0.08	2.81	0.522	3.93	9.1	9.55
ar0308	Arroyal I	Rechazada	5	360	530	0.41	0.13	4.54	0.762	2.31	10.8	12.95
ar0309	Arroyal I	Rechazada	5	400	570	0.46	0.09	3.39	0.438	3.89	6.9	5.33
cb0101	Los Cascajos	B	8	0	530	0.95	0.04	5.14	0.082	22.41	11.7	6.64
cb0102	Los Cascajos	B	9	0	530	0.97	0.05	5.95	0.000	17.57	11.3	0.97
cb0103	Los Cascajos	Rechazada	8	0	490	0.67	0.09	9.56	-0.466	6.05	19.4	44.27
cb0104	Los Cascajos	B	8	150	530	0.77	0.08	6.36	0.000	7.85	6.7	1.51
cb0105	Los Cascajos	B	7	150	530	0.80	0.07	4.22	-0.229	8.93	14.2	6.70
cb0106	Los Cascajos	Rechazada	8	150	490	0.68	0.12	16.80	-0.314	4.20	15.6	23.10
cb0107	Los Cascajos	Rechazada	9	0	530	0.85	0.09	12.84	0.000	8.03	7.5	3.17
cb0108	Los Cascajos	Rechazada	<i>Superposición de dos componentes</i>									
cb0109	Los Cascajos	Rechazada	7	150	490	0.64	0.04	6.82	0.136	12.76	14.0	32.84
cb0401	Los Cascajos	Rechazada	5	400	570	0.65	0.05	5.30	-0.149	7.30	7.7	3.50
cb0402	Los Cascajos	Rechazada	6	360	570	0.66	0.09	5.46	0.270	5.13	9.8	5.84
cb0403	Los Cascajos	Rechazada	6	360	570	0.64	0.08	3.25	0.004	6.06	6.6	4.81
cb0404	Los Cascajos	Rechazada	6	360	570	0.68	0.06	5.80	0.192	8.00	11.0	5.10
cb0405	Los Cascajos	Rechazada	6	360	570	0.78	0.47	5.70	0.035	11.40	12.8	4.40
cb0406	Los Cascajos	Rechazada	5	400	570	0.71	0.09	4.52	0.235	5.99	6.5	3.73
cb0407	Los Cascajos	Rechazada	5	360	570	0.76	0.06	3.48	0.202	8.56	3.2	2.76

cb0408	Los Cascajos	Rechazada	6	360	570	0.79	0.05	5.94	0.137	12.23	4.6	0.76
cb0409	Los Cascajos	Rechazada	5	400	570	0.73	0.06	4.25	0.227	9.18	3.7	2.02
cb0701	Los Cascajos	B	10	150	570	0.84	0.04	7.30	0.232	18.10	8.0	5.50
cb0702	Los Cascajos	B	9	150	570	0.81	0.04	5.56	0.172	18.60	7.7	8.17
cb0703	Los Cascajos	B	9	150	570	0.79	0.03	4.64	0.169	20.40	9.8	8.60
cb0704	Los Cascajos	B	6	240	490	0.44	0.09	7.56	-0.078	3.98	3.4	9.53
cb0705	Los Cascajos	A	9	150	570	0.74	0.04	5.41	0.000	16.17	8.2	4.47
cb0706	Los Cascajos	B	11	0	570	0.86	0.03	2.24	-0.111	29.79	14.7	6.81
cb0707	Los Cascajos	B	5	360	570	0.76	0.06	1.98	0.202	8.57	3.2	2.76
cb0708	Los Cascajos	B	10	150	570	0.87	0.02	2.55	0.061	45.04	9.3	4.57
cb0709	Los Cascajos	Rechazada	5	360	530	0.50	0.23	16.00	1.068	1.55	9.1	9.24
pe0501	Peñalosa	B	11	0	570	0.92	0.02	2.47	-0.094	44.12	6.6	2.71
pe0502	Peñalosa	B	10	150	570	0.70	0.04	3.50	0.109	12.30	6.8	1.60
pe0503	Peñalosa	B	10	150	570	0.79	0.02	3.78	0.000	41.65	10.0	2.38
pe0504	Peñalosa	Rechazada	<i>Errores de medida</i>									
pe0505	Peñalosa	A	10	150	570	0.78	0.03	1.65	-0.011	20.37	4.0	3.37
pe0506	Peñalosa	B	11	0	570	0.81	0.03	5.23	0.071	26.07	10.5	3.89
pe0507	Peñalosa	B	11	0	570	0.92	0.04	2.66	0.142	17.90	10.9	5.70
pe0508	Peñalosa	Rechazada	7	320	570	0.62	0.07	8.03	0.370	7.68	6.3	2.30
pe0509	Peñalosa	Rechazada (outlier)	9	240	570	0.70	0.04	4.90	0.095	12.30	8.4	0.90
po0101	El Pozuelo II	Rechazada	10	150	570	1.04	0.13	7.32	0.885	6.73	5.7	1.22
po0102	El Pozuelo II	Rechazada	5	400	570	0.74	0.04	3.10	0.176	12.39	2.9	1.08
po0103	El Pozuelo II	Rechazada	<i>Errores de medida</i>									
po0104	El Pozuelo II	Rechazada	5	400	570	0.73	0.06	2.72	0.252	9.80	3.8	1.57
po0105	El Pozuelo II	Rechazada	5	400	570	0.74	0.03	4.00	0.145	17.29	1.6	0.98
po0106	El Pozuelo II	Rechazada	6	360	570	0.68	0.06	3.85	0.255	9.58	6.1	2.61
po0107	El Pozuelo II	Rechazada	5	400	570	0.67	0.05	5.59	0.168	9.46	3.6	2.43
po0108	El Pozuelo II	Rechazada	5	400	570	0.66	0.05	1.58	0.271	9.15	3.6	2.32

po0109	El Pozuelo II	Rechazada	<i>Errores de medida</i>									
tr0101	Els Trocs	B	9	150	530	0.65	0.06	8.10	0.205	9.30	12.4	1.88
tr0102	Els Trocs	Rechazada	6	360	570	0.79	0.15	4.87	0.787	4.10	7.5	16.00
tr0103	Els Trocs	Rechazada	<i>Errores de medida</i>									
tr0104	Els Trocs	Rechazada	8	240	530	0.58	0.04	9.52	0.103	11.44	13.8	3.55
tr0105	Els Trocs	B	9	0	490	0.60	0.06	6.12	0.254	8.16	12.2	2.15
tr0106	Els Trocs	Rechazada	10	0	150	1.06	0.12	3.54	0.770	7.21	6.8	92.30
tr0107	Els Trocs	Rechazada	9	240	570	1.00	0.17	14.10	0.929	4.81	4.9	0.51
tr0108	Els Trocs	Rechazada	9	150	490	0.72	0.10	8.60	0.650	5.90	6.3	1.30
tr0109	Els Trocs	B	9	0	490	0.58	0.05	7.05	0.097	8.99	10.0	9.92
po0101	El Portalón	B	10	0	490	0.70	0.05	6.75	0.262	12.34	10.1	5.75
po0102	El Portalón	B	13	0	590	1.05	0.05	5.97	0.257	20.90	8.0	3.45
po0103	El Portalón	B	9	0	460	0.57	0.06	2.23	0.203	7.43	14.0	11.10
po0104	El Portalón	B	7	150	420	0.40	0.06	4.31	-0.025	5.64	14.7	10.30
po0201	El Portalón	B	6	380	550	0.67	0.04	4.43	0.250	11.90	5.0	3.15
po0202	El Portalón	Rechazada	7	220	460	0.38	0.06	1.87	0.141	4.73	10.2	32.40
po0203	El Portalón	Rechazada	6	260	460	0.36	0.05	0.54	0.138	5.38	12.5	31.40
po0204	El Portalón	Rechazada	7	340	550	0.74	0.09	5.20	0.548	6.90	2.1	2.30
po0301	El Portalón	B	12	0	550	0.88	0.05	3.22	0.000	15.30	9.8	1.92
po0302	El Portalón	B	8	260	520	0.61	0.03	2.21	0.000	19.44	9.6	3.06
po0303	El Portalón	B	10	220	550	0.79	0.05	1.67	0.263	14.53	8.3	2.78
po0304	El Portalón	B	10	150	520	0.72	0.03	4.24	0.000	19.92	6.4	0.53
po0401	El Portalón	Rechazada	7	380	590	0.76	0.04	1.94	0.191	17.25	10.9	7.33
po0402	El Portalón	Rechazada	7	380	590	0.77	0.04	1.88	0.189	16.44	12.0	6.97
po0403	El Portalón	Rechazada	6	420	590	0.66	0.05	2.20	0.256	11.03	11.0	5.92
po0404	El Portalón	Rechazada	7	380	590	0.74	0.05	2.65	0.287	12.15	5.5	4.32
po0501	El Portalón	Rechazada	6	420	590	0.69	0.09	1.66	0.537	5.73	5.8	17.30
po0502	El Portalón	Rechazada	6	420	590	0.61	0.08	1.60	0.463	6.23	11.6	14.40

po0503	El Portalón	Rechazada	6	420	590	0.65	0.08	1.72	0.440	6.58	7.9	10.50
po0504	El Portalón	Rechazada	6	420	590	0.62	0.09	1.75	0.558	5.15	7.9	22.90
po0601	El Portalón	B	8	220	490	0.60	0.04	2.16	0.089	12.84	8.0	6.28
po0602	El Portalón	Rechazada	7	150	420	0.44	0.04	3.21	0.242	8.71	11.9	23.10
po0603	El Portalón	B	9	150	490	0.72	0.06	2.47	0.203	10.24	12.6	9.56
po0604	El Portalón	Rechazada	5	420	550	0.70	0.14	1.70	0.639	3.84	6.0	6.80
po0701	El Portalón	B	13	0	590	1.00	0.03	5.68	0.140	29.56	6.1	0.53
po0702	El Portalón	A	13	0	590	1.01	0.02	3.43	0.102	51.78	4.3	0.90
po0703	El Portalón	B	11	150	550	0.85	0.03	3.15	0.116	27.49	7.2	1.13
po0704	El Portalón	A	12	0	590	0.99	0.03	3.19	0.079	32.52	5.5	0.80
po0801	El Portalón	Rechazada	12	0	550	0.85	0.05	3.89	0.000	14.49	13.9	2.48
po0802	El Portalón	Rechazada	11	220	590	1.03	0.13	1.92	0.857	6.33	8.0	10.70
po0803	El Portalón	Rechazada	9	2250	520	0.58	0.05	1.59	0.303	10.72	7.8	16.20
po0804	El Portalón	Rechazada	7	380	590	0.75	0.04	7.49	0.186	15.00	9.2	2.25
po0901	El Portalón	Rechazada	8	340	590	0.93	0.03	4.78	0.173	25.53	11.2	1.30
po0902	El Portalón	Rechazada	7	380	590	0.91	0.04	6.28	0.216	18.64	8.8	3.04
po0903	El Portalón	Rechazada	7	380	590	0.92	0.03	5.84	0.223	20.04	4.7	1.06
po0904	El Portalón	Rechazada	7	380	590	0.92	0.03	6.03	0.171	24.70	6.0	1.17
po1001	El Portalón	Rechazada	8	340	590	0.83	0.08	2.15	0.497	9.26	2.6	2.45
po1002	El Portalón	Rechazada	<i>Errores de medida</i>									
po1003	El Portalón	Rechazada	7	380	590	0.76	0.06	3.47	0.360	10.65	6.4	4.94
po1004	El Portalón	Rechazada	8	340	590	0.82	0.07	2.32	0.464	9.58	3.3	0.42
po1101	El Portalón	Rechazada	8	340	590	0.94	0.57	4.63	0.446	12.40	15.0	7.15
po1102	El Portalón	Rechazada	5	420	590	1.00	0.11	5.28	0.422	6.90	13.6	2.68
po1103	El Portalón	Rechazada	5	460	590	0.84	0.04	3.49	0.105	13.29	9.7	3.96
po1104	El Portalón	Rechazada	<i>Superposición de dos componentes</i>									
po1201	El Portalón	B	10	220	550	0.77	0.05	6.45	0.225	12.29	5.3	2.72
po1202	El Portalón	A	9	260	550	0.62	0.02	3.40	0.046	29.23	1.9	1.34

po1203	El Portalón	A	10	150	590	0.74	0.03	0.86	-0.014	22.51	4.5	0.87
po1204	El Portalón	A	11	220	590	0.64	0.03	3.68	-0.189	20.57	4.5	1.35

Tabla 6.2. Datos de arqueointensidad de los especímenes estudiados. De izquierda a derecha: Espécimen: nombre del espécimen; Yacimiento: yacimiento arqueológico del que proceden los especímenes. Clase (ver capítulo de Metodología), N: número de puntos considerados dentro del intervalo de temperatura; T_{\min} - T_{\max} : intervalo de temperatura utilizado para el cálculo de la pendiente; f : fracción de NRM utilizada para el cálculo de la pendiente; β : la relación entre el error estándar de la pendiente y el valor absoluto de la pendiente; $\delta(ck)$: factor de alteración; k' : factor de curvatura; q : factor de calidad; MAD: diferencia máxima absoluta producida por la comprobación de la pTRM, normalizada por la TRM total; α : la diferencia angular entre las direcciones con el ajuste mejor anclado y libre

7. RESULTADOS ARQUEOMAGNÉTICOS EN MATERIALES DE ÉPOCA PREHISTÓRICA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: EL CERRO DE SAN VICENTE (SALAMANCA)

Este capítulo ha sido publicado en:

García-Redondo, N., Calvo-Rathert, M., Carrancho, Á., Goguitchaichvili, A., Iriarte, E., Blanco-González, A., et al., (2021). Further evidence of high intensity during the Levantine Iron Age Anomaly in southwestern Europe: Full vector archeomagnetic dating of an Early Iron Age dwelling from Western Spain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2021JB022614. <https://doi.org/10.1029/2021JB022614>

Resumen:

El estudio que se presenta en este capítulo está basado en el análisis e interpretación de las direcciones paleomagnéticas y de las determinaciones de arqueointensidad registradas en la casa 1 del yacimiento arqueológico del “Cerro de San Vicente” (Salamanca, Castilla y León, España). Las excavaciones arqueológicas dejaron al descubierto una aldea de la Primera Edad del Hierro (c. 900-400 a.C) (Blanco-González et al., 2017a; 2017b). Cada vivienda había sido construida a base de adobes y, los suelos, se habían preparado con múltiples capas de arcilla y arenisca triturada. El recinto presenta una gruesa estratificación de hasta 3-4 m de profundidad con múltiples fases de ocupación y estructuras dispuestas en sucesivas fases arquitectónicas. Es decir, esta estratificación es el resultado de la acumulación prolongada de viviendas, ocupaciones y escombros entremezclados con residuos de actividades domésticas y episodios de remodelación y abandono. Al finalizar cada fase de ocupación de la casa 1 (diferenciadas por hileras de adobes superpuestos), la superficie era quemada a modo de clausura o amortización del espacio.

Fechar la construcción de estas capas y estructuras resulta complicado debido a la ausencia de utensilios domésticos en el interior de las viviendas, ya que fueron vaciadas antes de ser abandonadas. Las dataciones de radiocarbono en muestras de carbón proporcionan un rango de edad muy amplio: c. 820-520 cal a.C. (Blanco-González et al., 2017b). Este intervalo temporal es especialmente problemático para la datación radiocarbónica ya que abarca lo que técnicamente se conoce como “meseta de Hallstatt” o *Hallstatt plateau*, que impide obtener dataciones ^{14}C calibradas con una precisión de menos de 400 años (Hamilton et al., 2015). En el Cerro de San Vicente, el equipo del profesor Jorge Sanjurjo (Universidad de la Coruña) también ha realizado dataciones por luminiscencia (luminiscencia ópticamente estimulada – OSL, de sus siglas en inglés), pero los resultados que se obtuvieron fueron muy imprecisos. Con este trabajo se persigue, por un lado, aportar una datación arqueomagnética lo más precisa posible al abandono de la 1ª fase constructiva de la cabaña 1 que tiene asociados diversos materiales quemados de interés arqueomagnético. La posibilidad de fechar con precisión esta ocupación, aportaría un rango cronológico que no ha sido posible acotar con ninguna otra técnica geocronológica. Por otro lado, y dado que al menos hay un control relativo de la edad, la posibilidad de obtener datos del vector completo (dirección e intensidad), aportará información geomagnética valiosa para mejorar curvas y/o modelos geomagnéticos, así como estudiar las características del campo en ese momento.

Las muestras arqueológicas que se han estudiado arqueomagnéticamente y que se presentan en este capítulo consisten en bloques de mano orientados con brújula magnética y muestra sin orientar de la casa 1. Éstas concretamente, proceden de un hogar central en la base de la cabaña así como de la superficie del suelo circundante al hogar, presumiblemente quemada. También se han estudiado varias escorias sin orientar teóricamente coetáneas al hogar central según los arqueólogos y recogidas en la misma superficie que rodea al hogar.

Se han llevado a cabo experimentos de magnetismo de las rocas (curvas de adquisición progresiva de la IRM, ciclos de histéresis, curvas *backfield* y curvas termomagnéticas), con el fin de conocer las características de los minerales portadores de la magnetización remanente y poder discernir si el material era idóneo para los experimentos de arqueointensidad.

Los análisis paleomagnéticos (direccionales) han comprendido tanto la desmagnetización térmica (TH) como la desmagnetización por campos alternos (AF) de la NRM. Se han desmagnetizado muestras extraídas de los bloques de mano orientados del hogar central y de la superficie circundante al hogar. Mientras que las direcciones paleomagnéticas obtenidas del hogar central resultaron ser estables, univectoriales y coherentes entre sí, las direcciones del resto de la superficie quemada de suelo de la casa presentaron más de una componente, con comportamientos heterogéneos entre especímenes de un mismo bloque y entre los distintos bloques. Además, la intensidad de la magnetización de las muestras de la superficie del suelo era notablemente menor que la del hogar central. Todo ello indica que el suelo circundante al hogar no ha registrado de forma fiable y eficiente la dirección e intensidad del campo magnético terrestre.

Para buscar una explicación al comportamiento paleomagnético anómalo de las muestras procedentes de la superficie de suelo quemado de la casa 1 se realizó un estudio de micromorfología de suelos (análisis de lámina delgada), por el Dr. Eneko Iriarte (UBU). Este estudio evidenció la presencia de al menos 15 ciclos de preparación del suelo muy probablemente relacionados con el uso de textiles para recubrir el suelo y otras actividades habituales como el barrido de la superficie. Estos resultados explicarían el comportamiento direccional anómalo y heterogéneo de las muestras recogidas en el suelo alrededor del hogar. Los análisis arqueomagnéticos y de propiedades magnéticas realizados (principalmente, el estudio de las características y la estabilidad de los diagramas de Zijderveld y el grado de reversibilidad de las curvas termomagnéticas), indican que este suelo no alcanzó temperaturas de calentamiento tan altas como las de las del hogar central. Por lo tanto, los análisis direccionales y de arqueointensidad se centraron exclusivamente en las muestras del hogar central. Las escorias también fueron utilizadas en los análisis de arqueointensidad

La dirección media obtenida a nivel de espécimen es: (N = 28): declinación $D = 15.1^\circ$, inclinación $I = 52.7^\circ$; $k = 76.6$; $\alpha_{95} = 3.1^\circ$. También se ha calculado la dirección media considerando cada bloque como una muestra (N = 3): $D = 15.1^\circ$, $I = 52.5^\circ$; $k = 477.1$; $\alpha_{95} = 5.6^\circ$.

Las determinaciones de arqueointensidad del hogar central se han obtenido con los métodos Thellier-Coe, Thellier-IZZI y multiespécimen. Las determinaciones de arqueointensidad de las escorias se han obtenido con los métodos Thellier-Coe y Thellier-IZZI. Los análisis de arqueointensidad realizados también incluyen experimentos de corrección de la anisotropía de la termorremanencia (ATRM) para corregir los valores de arqueointensidad obtenidos con los métodos Thellier-Coe y Thellier-IZZI. Obtener resultados reproducibles mediante métodos de arqueointensidad

distintos constituye un argumento sólido para dar fiabilidad a los resultados y, en esta premisa se ha basado este estudio.

La interpretación de las muestras de arqueointensidad del hogar central fue complicada debido a que los diagramas de Arai presentaban una ligera forma de “S”, similar a la observada por Coe et al., (2004) en muestras volcánicas. En el estudio que aquí se presenta, todos los diagramas de Arai muestran una alteración (δ (CK) <7) mínima y la desmagnetización térmica de la NRM durante el experimento de arqueointensidad muestra una tendencia lineal hacia el origen. Por ello la arqueointensidad se pudo determinar utilizando todos los puntos del diagrama de Arai, proporcionando un valor fiable incluso en el caso de la presencia de granos MD. Por otro lado, Valet et al., (1996) propusieron un método de corrección para las determinaciones de paleointensidad basado en la diferencia entre la medición de la pTRM original y la medición repetida obtenida por los controles de pTRM. Aplicando este método de corrección, los diagramas de Arai de todos los especímenes del hogar central perdieron su forma en S y todos los puntos se alinearon perfectamente.

De esta forma, el valor medio de arqueointensidad del hogar central con su ATRM corregida es de $F_{CF, ANIS} = 72.4 \pm 2.0 \mu T$ ($74.7 \pm 4.3 \mu T$ con el método de Valet et al., 1996). El valor medio de arqueointensidad de las escorias con su ATRM corregida es de $F_{S, ANIS} = 48.2 \pm 2.0 \mu T$.

Habiendo obtenido un valor medio tanto para la dirección (declinación e inclinación) como para la intensidad, se realizó la datación arqueomagnética con el modelo geomagnético SHA.DIF.4k (Pavón-Carrasco et al., 2021) usando el software *archaeo_dating* de Pavón-Carrasco et al. (2011). Se obtuvo un intervalo de edad de último uso (calentamiento) para el hogar central de 644 – 575 a.C. o 654 – 575 a.C., ambas al 95% de probabilidad. El segundo intervalo de edad está basado en los datos de arqueointensidad corregidos con el método de Valet et al., (1996). Ambos intervalos son prácticamente iguales y concuerdan perfectamente con el contexto arqueológico. Este estudio representa una de las dataciones más precisas para mediados del I milenio a.C., en Europa occidental.

Las escorias fueron datadas utilizando únicamente la intensidad de la magnetización. Se han obtenido dos intervalos de edad, pero ninguno de los dos es coherente con el contexto arqueológico. No obstante, las determinaciones obtenidas son técnicamente correctas y están basadas en la aplicación y comparación de diferentes protocolos experimentales, por lo que no hay motivos para desechar ninguna de las dos. Si se acepta el intervalo 912 - 804 a.C. como el más plausible por su cercanía cronológica a la edad arqueológica esperada (hacia el siglo VII a.C. -confirmado también por el arqueomagnetismo-), sería necesario explicar cómo estas escorias fueron depositadas cerca del hogar central siendo bastante más antiguas. Su presencia cerca del hogar central puede estar relacionada con un depósito intencional de las mismas durante la manufacturación del suelo o por procesos de formación post-depositacionales

desconocidos hasta la fecha. En cualquier caso, las escorias son entre 1 y 4 siglos anteriores al hogar central.

Un aspecto muy interesante de este estudio son los valores significativamente elevados registrados en la arqueointensidad del hogar central (70 – 80 μT). Teniendo en cuenta la edad de estos materiales, planteamos que estos valores corresponden al alto valor de arqueointensidad obtenido cerca del máximo observado en la península ibérica alrededor del siglo VII a.C. Este máximo se ha relacionado con la “LIAA” (Levantine Iron Age Anomaly; Osete et al., 2020), proporcionando así nuevas evidencias de este fenómeno geomagnético, caracterizado por un aumento progresivo de la intensidad hasta llegar a dos picos máximos en torno al 800 a.C. y el 500-600 a.C., cuando la intensidad del campo llega incluso a los 100 μT .

Los resultados obtenidos en este estudio han sido publicados en la revista *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. El artículo se presenta continuación.



RESEARCH ARTICLE

10.1029/2021JB022614

Key Points:

- New high quality full-vector archeomagnetic dating of an Iron Age site in Spain proves to be a more suitable method than ^{14}C for this age
- Intensity-high linked with the Levantine Iron Age Anomaly in Southwestern Europe is corroborated
- A multimethod comparison of Thellier-type and multispecimen paleointensity techniques is performed

Supporting Information:

Supporting Information may be found in the online version of this article.

Correspondence to:

N. García-Redondo,
ngredondo@ubu.es

Citation:

García-Redondo, N., Calvo-Rathert, M., Carrancho, Á., Goguitchaichvili, A., Iriarte, E., Blanco-González, A., et al. (2021). Further evidence of high intensity during the Levantine Iron Age Anomaly in southwestern Europe: Full vector archeomagnetic dating of an Early Iron Age dwelling from Western Spain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2021JB022614. <https://doi.org/10.1029/2021JB022614>

Received 17 JUN 2021

Accepted 31 AUG 2021

Further Evidence of High Intensity During the Levantine Iron Age Anomaly in Southwestern Europe: Full Vector Archeomagnetic Dating of an Early Iron Age Dwelling From Western Spain

N. García-Redondo¹ , M. Calvo-Rathert¹ , Á. Carrancho² , A. Goguitchaichvili³, E. Iriarte⁴ , A. Blanco-González⁵ , M. J. Dekkers⁶ , J. Morales-Contreras³ , C. Alario-García⁷, and C. Macarro-Alcalde⁸

¹Departamento de Física, Laboratorio de Paleomagnetismo, Universidad de Burgos, Burgos, Spain, ²Departamento de Historia, Área de Prehistoria, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos, Burgos, Spain, ³Servicio Arqueomagnético Nacional y Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Mexico City, México, ⁴Departamento de Historia, Laboratorio de Evolución Humana, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos, Burgos, Spain, ⁵Departamento de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Salamanca, Salamanca, Spain, ⁶Department of Earth Sciences, Paleomagnetic Laboratory Fort Hoofddijk, Utrecht University, Utrecht, the Netherlands, ⁷Independent Researcher, Salamanca, Spain, ⁸Town Planning Office, Council of Salamanca, Salamanca, Spain

Abstract We report an archeomagnetic study from the Early Iron Age archeological site of Cerro de San Vicente (Salamanca, Spain). The studied materials were sampled from one roundhouse and its central fireplace, a surrounding burnt floor, and slags with a twofold objective. First, to archeomagnetically determine the last use of the central fireplace, because dating with other methods was imprecise. Second, to retrieve information about the Earth's magnetic field in Western Europe from a period when the Levantine Iron Age Anomaly (LIAA) has been occasionally reported. This study includes mineralogical, archeomagnetic directional analyses, and multimethod archeointensity determinations. Paleomagnetic analyses of the central fireplace yield a mean direction: declination $D = 15.1^\circ$, inclination $I = 52.5^\circ$; $k = 477.1$, and $\alpha_{95} = 5.6^\circ$. Archeointensity determinations yield a mean anisotropy-corrected archeointensity of $72.4 \pm 2.0 \mu\text{T}$ ($74.7 \pm 4.3 \mu\text{T}$ if a pTRM-check correction is applied) on the central fireplace and $48.2 \pm 2.0 \mu\text{T}$ on slags. A full-vector archeomagnetic dating was performed with the SHA. DIF.4k geomagnetic field model which yielded an age interval of last use of the central fireplace between 644 and 575 BCE (654–575 BCE with the pTRM-check corrected data) at 95% confidence level. This date agrees with the archeological context. Results allows to place the high paleointensity obtained near the maximum observed in Iberia at this age, confirming the existence of this peak related to the LIAA in Western Europe where records of this feature are still scarce.

Plain Language Summary The direction and the intensity of the Earth's magnetic field (EMF) change with time at a regional scale. Archeomagnetism uses this variation to date burnt archeological materials that have registered the EMF during their last use. We present the archeomagnetic study of a house in Cerro de San Vicente, an Early Iron Age archeological site in Salamanca (Spain). Archeomagnetic dating is especially interesting because other dating techniques like ^{14}C do not yield a precision better than 400 yr in this period. Archeomagnetic data for this period and region are scarce, and our data support the existence of an intensity peak in the EMF for this period and region. The study is focused on the central fireplace of the house, a burnt surrounding floor area, and slags which were found on the floor. The dating obtained for the central fireplace yields an age of 644–575 BCE, determining the last use and the probable abandonment of the house. The dating obtained for slags yields 912–804 BCE, indicating that they are older than the central fireplace. Additionally, we have obtained geoarcheological information related with domestic activities, such as the covering of floors with textile matting items and habitual chores like sweeping.

© 2021. The Authors.

This is an open access article under the terms of the [Creative Commons Attribution License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/), which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

1. Introduction

Periods, such as the Late Bronze Age (ca. 1,300–900 BCE) and Early Iron Age (ca. 900–400 BCE) in southwestern Europe are very relevant in archeological research because they provide information to reconstruct social and economic changes during a key cultural transition interval (e.g., Gómez-Paccard et al., 2019; Goslar, 2019). The Iberian Peninsula has a rich archeological heritage for this period, but many sites are chronologically still poorly constrained. Combustion structures (e.g., kilns and hearths) and burnt archeological materials (e.g., conflagrated floors, pottery, or slags) are relatively frequent at these sites and represent an excellent opportunity not only to retrieve geomagnetic field information (under the proviso of an independent age control) but also to perform archeomagnetic dating.

Beyond typological seriation, radiocarbon is the most widely used dating method in recent prehistory, but it is not exempt of problems. The occurrence of a plateau in the calibration curve known as the “Hallstatt plateau” (ca. 800–400 BCE) is particularly problematic for this period as it gives rise to a large uncertainty in the date interval not lower than ~400 yr (Hamilton et al., 2015; Hervé & Lanos, 2017). For this reason, further dating methods are necessary to tackle the Early Iron Age (900–400 BCE) chronology in Western Europe and archeomagnetism is a foremost choice for this period.

Archeomagnetic dating is only applicable in regions with a previously well-established paleo secular variation (PSV) curve or a geomagnetic field model that covers the time span including the target material (e.g., Pavón-Carrasco et al., 2021). Although significant efforts were carried out to compile new directional and intensity data of the Earth's magnetic field (EMF) in the Iberian Peninsula for this period (Molina-Cardin et al., 2018; Osete et al., 2020; Pavón-Carrasco et al., 2021), they are still rather scarce. Regarding the Late Bronze and Early Iron Age, some isolated directional data from the analyses of different combustion structures were reported by Palencia-Ortas et al. (2017) and Molina-Cardin et al. (2018). Recently, 14 new directional data for this time slot in the Iberian Peninsula were provided by Osete et al. (2020). Catanzariti et al. (2008) dated a Late Bronze Age vitrified wall in Portugal and Gómez-Paccard et al. (2019) studied four archeologic hearths from an archeological site in northeast Spain dating their last use to the Early Iron Age. However, as both latter studies applied archeomagnetism for dating purposes, they lack an independent age control, and cannot be included in databases for geomagnetic field modeling purposes.

As far as the archeointensity datasets for this period are concerned, these are even scarcer than paleodirectional data and of variable quality. One of the reasons for the lack of high-quality archeointensity data is the difficulty of carrying out successful and reliable determinations. The scatter of paleointensity results can be high, often because unreliable or erroneous determinations are still considered to represent correct paleointensity results (e.g., Calvo-Rathert et al., 2002). In Thellier-type experiments, certain requirements have to be fulfilled for samples to provide a reliable paleointensity determination: (a) the natural remanent magnetization (NRM) must be a thermoremanent magnetization (TRM); (b) during experiments, no chemical or mineralogical changes should happen (e.g., Kosterov and Prévot, 1998); (c) Thellier laws of reciprocity, independence, and additivity of partial thermoremanence (pTRM) must be obeyed (Thellier & Thellier, 1959). On the other hand, if paleointensity determinations are performed with procedures relying on distinct physical principles, agreement of results will increase their reliability and consistency (e.g., Allington et al., 2021; Calvo-Rathert et al., 2019; de Groot et al., 2013; Monster et al., 2015). Although archeointensity data were obtained from prehistoric materials (mainly pottery) in the Iberian Peninsula (e.g., Burakov et al., 2006; Nachasova & Burakov, 2009), many of them do not fulfill quality criteria or lack necessary information (i.e., anisotropy or cooling rate corrections) to be considered as trustworthy determinations. This is important since the improvement and temporal extension of regional PSV curves or geomagnetic models, should only be carried out with reliable and high-quality data.

Intensity peaks have been observed for the last 4 Kyr in Hawaii (Pressling et al., 2006, 2007) and in Korea circa 3,000 yr ago (Hong et al., 2013). The period around 1,000–500 BCE is characterized by some of the highest intensities observed during Holocene (Genevey et al., 2008). Strong intensity peaks have been observed in China in $1,300 \pm 300$ BCE (Cai et al., 2017), in Turkey in ~1,000 BCE (Ertepinar et al., 2012), in Jordan (Ben-Yosef et al., 2009), Israel (Ben-Yosef et al., 2009), or Georgia (Shaar et al., 2017) between the 10th and 8th century BCE, and around 600 BCE in the Canary Islands (Kissel et al., 2015) or Azores (Di Chiara et al., 2014). Specifically, the geomagnetic field in the circum-Mediterranean region shows large

directional and intensity variations during the first millennium BCE (e.g., Osete et al., 2020; Rivero-Montero et al., 2021; Tema et al., 2021). The *Levantine Iron Age geomagnetic Anomaly* (henceforth, LIAA; Shaar et al., 2017) is the most conspicuous field-feature during this time. Although initially the LIAA was considered to show a western limit between 30° and 35°E of longitude (Shaar et al., 2017), later studies suggest that the LIAA features grew in place in the Levant around 1,000 BCE and followed a western migration to arrive in Iberia around 750 BCE (de Groot et al., 2013; Osete et al., 2020; Pavón-Carrasco et al., 2021). In any case, LIAA evidence in southwestern Europe is still tenuous. Hence, the Iberian Peninsula is a good place to verify existing observations.

We report a full-vector archeomagnetic age determination to date an Early Iron Age house in the archeological site of Cerro de San Vicente (CSV; Salamanca, Western Spain). This information is interesting both from a geophysical and archeological point of view. Attempts to date the site by other chronometric techniques (typological comparisons, ¹⁴C, and thermoluminescence estimates) provided inaccurate, yielding too large time spans. The possibility of dating the last use (and likely abandonment) of domestic quarters by archeomagnetism offers a good chance to evaluate the potential of the technique for this period, which is archeologically very interesting. Considering the period and region involved (Early Iron Age of South-Western Europe), the prospects of analyzing the full-vector behavior of the EMF studying features like the LIAA, is certainly of high interest from the geomagnetic point of view.

2. Material and Methods

2.1. The Archeological Site and Sampled Dwelling

CSV is located on a flat-topped sandstone plateau (Figure 1a). Archeological excavations at this site (1990–2018) uncovered an Early Iron Age village (ca. 900–400 BCE) with a stone rampart enclosing $\sim 16 \times 10^4$ m² (Blanco-González et al., 2017). Its well-preserved mud architecture consisted of informally arranged dwellings with interspersed ancillary buildings and outdoor refuse heaps and winding lanes. Every dwelling was made of sun-dried adobes with a central fireplace and an inner continuous bench. Indoor floors were prepared with multiple layers of clay and crushed sandstone. Interiors surfaces were periodically plastered with clay, from floors to hearths and walls. Excavations revealed frequent superposed buildings. Thus, the walled area yields a thick stratification up to 3–4 m in depth with manifold occupation layers and structures arranged in successive architectural phases.

This paper focuses on the village's summit, where open-area excavations in 2006 and 2017 unearthed 600 m² (Figure 1b). This sector produced 4 roundhouses, a central rectangular building, and 13 subsidiary smaller structures. They are all roughly contemporary, from phase III, corresponding to the uppermost layers of the stratigraphic sequence. Dating these layers and structures is a challenge. Dwellings are always devoid of domestic equipment for they were carefully emptied prior to abandonment. The age of phase III can be estimated at 700–600 BCE using chrono-typological criteria. Three radiocarbon essays on long-lived charcoal samples from roundhouses 1, 5, and a nearby midden provide a wide age range calibrated of ca. 820–520 cal BCE.

The sampled dwelling, named House 1, was partly excavated in 2017 (Figure 1c). Its uppermost level had an adobe-paved antechamber to the south, yet no inner mud devices have been identified. At an older phase the house was better-preserved and properly furnished; it featured two benches and a large square fireplace, and a small sounding produced a thick sequence of superimposed floors. This phase also bears proof of an intense fire: soils and surfaces were burnt and covered by a thin ash-rich layer containing slags. After its conflagration, walls were dismantled, and its indoor space was filled with several layers of burnt adobes.

2.2. Archeomagnetic Sampling

In 2017 we took 10 oriented hand-blocks to conduct archeomagnetic directional analysis. Two hand blocks are from the central fireplace and eight from highly burnt parts from the floor surrounding this fireplace. A second sampling was carried out in 2018. The objective was to collect additional hand-blocks where the directional analysis and the magnetic properties had shown positive results. We collected extra samples from the survey-pit north of the central fireplace (two hand-blocks from a thick sequence of overlapping

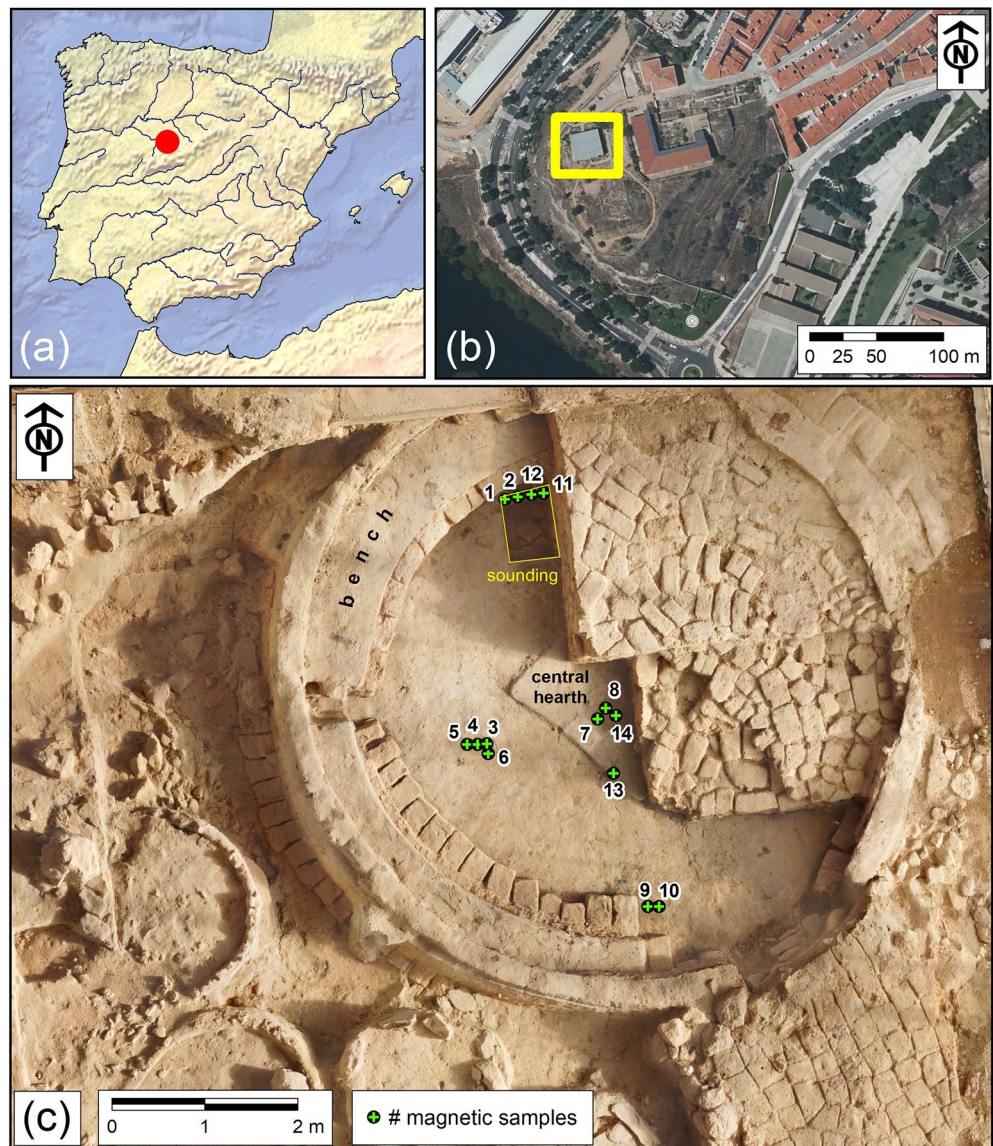


Figure 1. (a) Location of Cerro de San Vicente (Salamanca) in the Iberian Peninsula. (b) Location of the open-area excavation (now roofed) on top of the hill (yellow square). (c) Detail of House 1 with the location of the oriented samples (photogrammetry by Alberto Martín).

occupation floors) and the central fireplace (two hand-blocks). In both samplings, we also collected unoriented material and slags to perform rock-magnetic and archeointensity analyses. These slags were collected from the ashy layer over the soil surrounding the central fireplace (Figure 1c). Hereafter, we will refer to the central fireplace for hand-blocks CSV 7, 8, 13, and 14; to the floor for CSV 3, 4, 5, 6, 9, and 10; and to the survey-pit for CSV 1, 2, 11, and 12 (Figure 1c). We collected all hand-blocks following the methodology outlined by García-Redondo et al. (2020).

2.3. Rock-Magnetic Analyses

Rock-magnetic analyses were carried out at the paleomagnetic laboratory of the University of Burgos (Spain). Two powdered samples (~300 mg) from each hand-block and slags were used to identify the main magnetic carriers, their domain state, and their thermal stability, to preselect the most suitable samples for archeointensity experiments. A Variable Field Translation Balance was used to conduct the following

experiments: progressive isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves up to 1T, hysteresis loops ($\pm 1T$), backfield curves and thermomagnetic magnetization *versus* temperature $M(T)$ curves up to a maximum temperature of 700°C in air. Thermomagnetic curves were performed in a 37 mT field and samples were initially magnetized at room temperature with a 1T field.

Hysteresis parameters were obtained from backfield curves and hysteresis loops. The latter were determined from the hysteresis loops after correction for their dia- or paramagnetic fraction with the *Rock_Mag_Analyzer* software (Leonhardt, 2006). The two-tangent method of Gromme et al. (1969) was used to determine the Curie temperatures (T_c) in the thermomagnetic curves.

2.4. Directional Analyses

Archeomagnetic directional analyses were carried out at the University of Burgos. A 2G SQUID magnetometer (noise level 5×10^{-12} Am²) was used to measure NRM and samples were subjected either to stepwise thermal (TH) or progressive alternating field demagnetization (AF).

In a pilot study the most appropriate demagnetization sequences were selected. TH demagnetization was done in 11 steps up to maximum temperatures of 550°C–575°C using a TD48-SC (ASC) thermal demagnetizer and AF demagnetization in 11 steps up to maximum fields of 86–100 mT with the demagnetization unit of the 2G magnetometer. After each thermal demagnetization step, magnetic susceptibility was measured with a susceptibility meter KLY-4 (AGICO; noise level $\sim 3 \times 10^{-8}$ SI) to detect possible mineralogical alterations, although this method cannot detect the overall thermal alteration.

The Characteristic Remanent Magnetization (ChRM) direction of all samples was calculated by principal component analysis (Kirschvink, 1980) with the *Remasoft* software (Chadima & Hroudá, 2006). Mean directions were calculated using Fisher statistics (Fisher, 1953).

2.5. Archeointensity Experiments

Archeointensity experiments were carried out at the paleomagnetic laboratory of Burgos University (Spain), at the paleomagnetic laboratory Fort Hoofddijk of Utrecht University (The Netherlands), and at the Archeomagnetic National Service (UNAM) in Morelia (Mexico).

In the Burgos laboratory, the paleointensity experiments were carried out according to the Thellier-type method (Thellier & Thellier, 1959) as modified by Coe (1967) in argon atmosphere using a TD48-SC (ASC) thermal demagnetizer. Remanent magnetization was measured with a 2G SQUID magnetometer. Heating temperature was increased in 11 steps from room temperature to 580°C, applying a laboratory field strength of 40 μ T and including four pTRM-checks at 340°C, 420°C, 490°C, and 550°C to check for chemical/mineralogical alterations during the experiments, although satisfying a pTRM check may not completely guarantee the absence of thermal alteration (Wang & Kent, 2021). Temperature reproducibility between the two heating cycles at the same temperature had a precision of $\pm 2^\circ$ C. We did not measure the cooling rate dependence of the TRM because samples were left cooling down naturally overnight, implying a similar duration as the original cooling time of the samples (Calvo-Rathert et al., 2019).

In the Utrecht paleomagnetic laboratory, paleointensity experiments were performed using the Thellier-IZZI protocol (Yu & Tauxe, 2005). Remanence was measured with a 2G DC-SQUID instrument. To heat the samples, an ASC TD48-SC instrument with in-house developed temperature control was used. The experiment was carried out between room temperature and 590°C in 12 temperature steps with a field strength of 45 μ T, applying 6 pTRM-checks after each 4 heating steps (150°C, 220°C, 300°C, 380°C, 460°C, and 520°C). In this experiment sample cooling was fan assisted (30–40 min) and the experiment was performed in air.

Later, we corrected all archeointensity determinations for TRM anisotropy by determining the anisotropy of TRM (ATRM) tensor with the method of Veitch et al. (1984). The ATRM measurements were performed inducing a pTRM (500°C to room temperature with a laboratory field strength of 40 μ T) in six sample directions (i.e., $-x$, $+x$, $-z$, $+z$, $-y$, and $+y$) to sister specimens belonging to the same hand block. Hand blocks have a small size, allowing the sampling of highly homogeneous archeological material, which is confirmed also by magnetic experiments like thermomagnetic curves (Figure 2). We followed the same process with

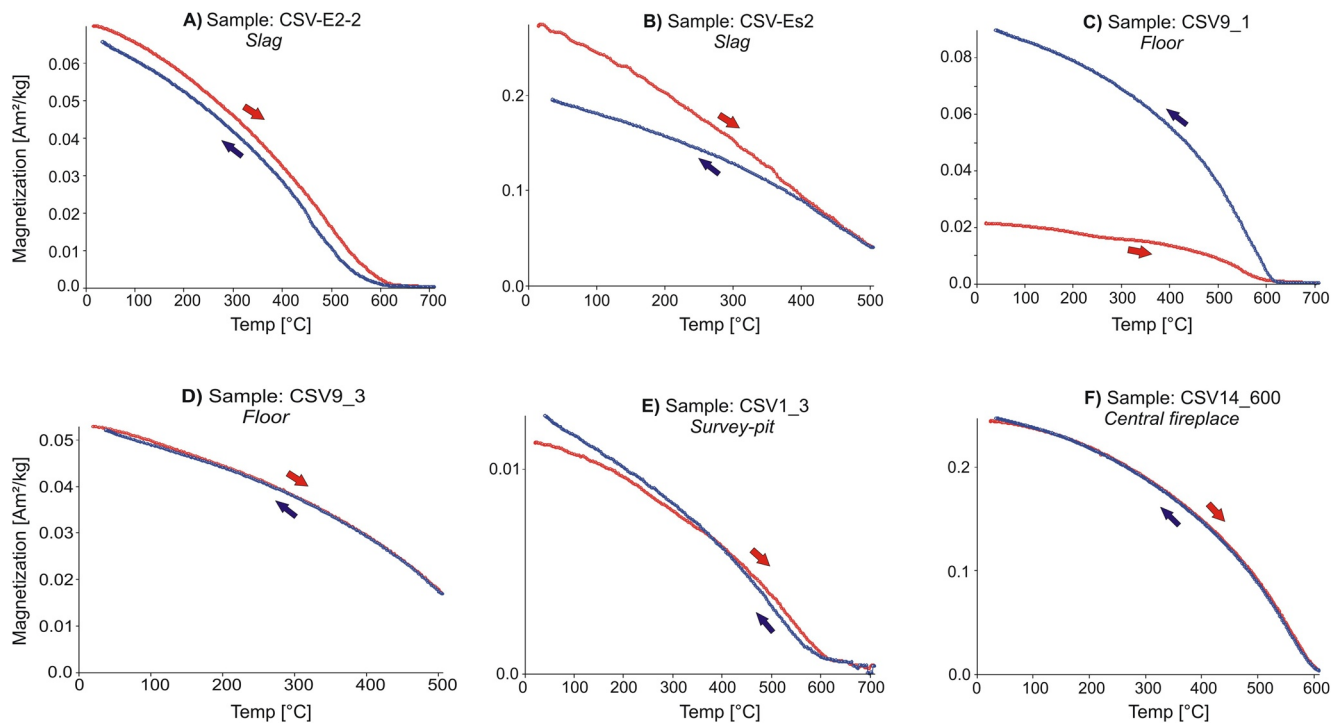


Figure 2. Six representative thermomagnetic curves from slags (a and b), floor (c and d), survey-pit (e), and central fireplace (f). Heating (cooling) cycles are indicated in red (blue) with their respective arrows.

the studied slags, determining the ATRM in five slags collected in the same place as those studied for archeointensity. Before each pTRM acquisition, samples were AF demagnetized at 100 mT, using the remaining magnetization value as a baseline. After the measurement of the pTRM acquired in all six directions, an extra pTRM acquisition step was performed in the same direction as the first step using the same temperature and field to check whether mineralogical changes had occurred during the anisotropy experiment.

Paleointensity data were interpreted using the ThellierTool 4.2 software (Leonhardt et al., 2004). To assess the quality of paleointensity results, we used the ThellierTool criteria thresholds (Leonhardt et al., 2004) as modified by Paterson et al. (2014), differentiating between two quality levels (A and B) of different stringency (Table 1). Arai plots with a clearly concave up shape were discarded, because in such cases remanence is most probably associated to the presence of multidomain (MD) grains (Levi, 1977).

Table 1 shows the paleointensity selection criteria and threshold values. Thellier-type determinations: for quality class A or B. N : number of NRM-pTRM points used for archeointensity determination; f : fraction of NRM used; q : quality factor (Coe et al., 1978); β (β = standard error/absolute slope of the slope of the best fit line); $\delta(CK)$: difference between the pTRM check and original TRM value at a given temperature normalized to the TRM (Leonhardt et al., 2000); MAD: mean angular deviation of NRM end-point directions at

Table 1
Thellier-Coe and IZZI Paleointensity Determinations

Thellier-Coe and IZZI paleointensity determinations							
Criteria	N	f	q	β	$\delta(CK)$	MAD (°)	α (°)
Thresholds A	≥ 5	≥ 0.5	≥ 5	≤ 0.1	≤ 7	≤ 6	≤ 15
Thresholds B	≥ 5	≥ 0.35	≥ 1	≤ 0.15	≤ 9	≤ 15	≤ 15
Multispecimen paleointensity determinations							
Criteria	R^2			ϵ_{alt}	$\Delta b/Int$		
Thresholds	≥ 0.9			$\leq 3\%$	$ \Delta b \leq 0.15$ and/or within error		

each step obtained from paleointensity experiments; α : angle between the vector average of the data selected for paleointensity determination and the principal component of the data; Multispecimen (MS) determinations: ϵ_{alt} : Average alteration parameter. R^2 : Quality of the linear least-squares fit. $\Delta b/\text{Int}$: Check of whether the linear fit intersects the ordinate axis through (0–1) within 15% ($\Delta b \leq 0.15$) and/or within error.

In addition to both aforementioned Thellier type experiments, a burnt-floor sample was subjected to the multi-specimen (MS) technique initially proposed by Dekkers and Böhm (2006). We included the extended protocols for fraction correction (FC) and domain state correction (DSC), both put forward by Fabian and Leonhardt (2010). These experiments were performed in the paleomagnetic laboratory of Morelia, Mexico. A burnt-floor sample was divided into eight specimens which were subsequently immersed into plaster to obtain standard-dimension cylindrical paleomagnetic specimens. The MS method was performed initially at 500°C (based on the Curie temperatures estimated from M - T curves) using laboratory fields of 30 and 40 μT . In both cases, the average alteration error (ϵ_{alt}) was too high (above 5%) to obtain a reliable determination. Consequently, the experiment was halted. Thus, for further measurements, the temperature was reduced to 400°C. Experiments were performed using an ASC Scientific TD48-SC furnace with laboratory fields of 30, 60, and 90 μT . Subsequently, three additional laboratory fields of 45, 70, and 80 μT were applied. For each heating step, the specimens were left heating during 20 min after reaching the selected temperature. Cooling was fan-assisted. The following measurement sequence was applied: (a) measurement of NRM; (b) specimens were oriented in such a way that the NRM directions of each sub specimen lay parallel to the axis of the heating chamber and heated at the corresponding temperature in a laboratory field with this axial direction; (c) specimens were set and heated as in the previous step but inverting the laboratory field direction; (d) specimens were reheated in zero field; (e) step (b) was repeated. After each step (b)–(e), remanence was measured using an AGICO JR6 spinner magnetometer. All calculations were performed employing the VBA software of Monster et al. (2015) and selection criteria and thresholds for a reliable determination are shown on Table 1.

3. Results

3.1. Magnetic Properties

Five samples were selected to study their magnetic properties from the survey-pit, six from the central fireplace, four from the surrounding burnt floor, and three from slags.

All IRM acquisition experiments reach saturation at relatively low fields (Figure S1), indicating that they contain low coercivity ferromagnetic (*s.l.*) minerals. The dominance of low coercivity minerals, probably magnetite and/or maghemite, can be also seen in backfield curves, whose B_{cr} values are between 20 and 40 mT. The saturation IRM (SIRM) is an order of magnitude higher in samples from the slag and the central fireplace, than in the survey-pit and floor samples.

Thermomagnetic curves include a heating cycle (up to 500°C, 600°C, or 700°C) and a cooling cycle. Reversible or nearly reversible curves are found only in slags (Figure 2a), the survey-pit and the central fireplace (Figures 2e and 2f, respectively). Irreversible curves also stem from slags (up to 500°C) and from the floor (up to 700°C; Figures 2b and 2c). Curie temperatures are around 580°C in all samples, suggesting that the main magnetic carrier is Ti-poor titanomagnetite.

On a Day diagram (Day et al., 1977) all samples plot in the pseudo-single domain (PSD) region with a tendency toward the single-domain (SD) region (Figure 3). The use of Day plots for the interpretation of the hysteresis parameters in terms of domain-state can be ambiguous because these parameters are sensitive to several not really specified variables (Roberts et al., 2018). However, samples from this study only contain magnetite, and have a very simple magnetic behavior, reducing the variables affecting the variation in hysteresis parameter ratios. For this reason, in the present study we deem Day plot inferences meaningful as indicative guides.

Analyzing the data from the study with the mixing lines determined by Dunlop (2002) for magnetite, samples from the floor and from the slags seem to have a higher contribution of superparamagnetic (SP) grains than samples from the central fireplace and the survey-pit, which are more clustered in the PSD region.

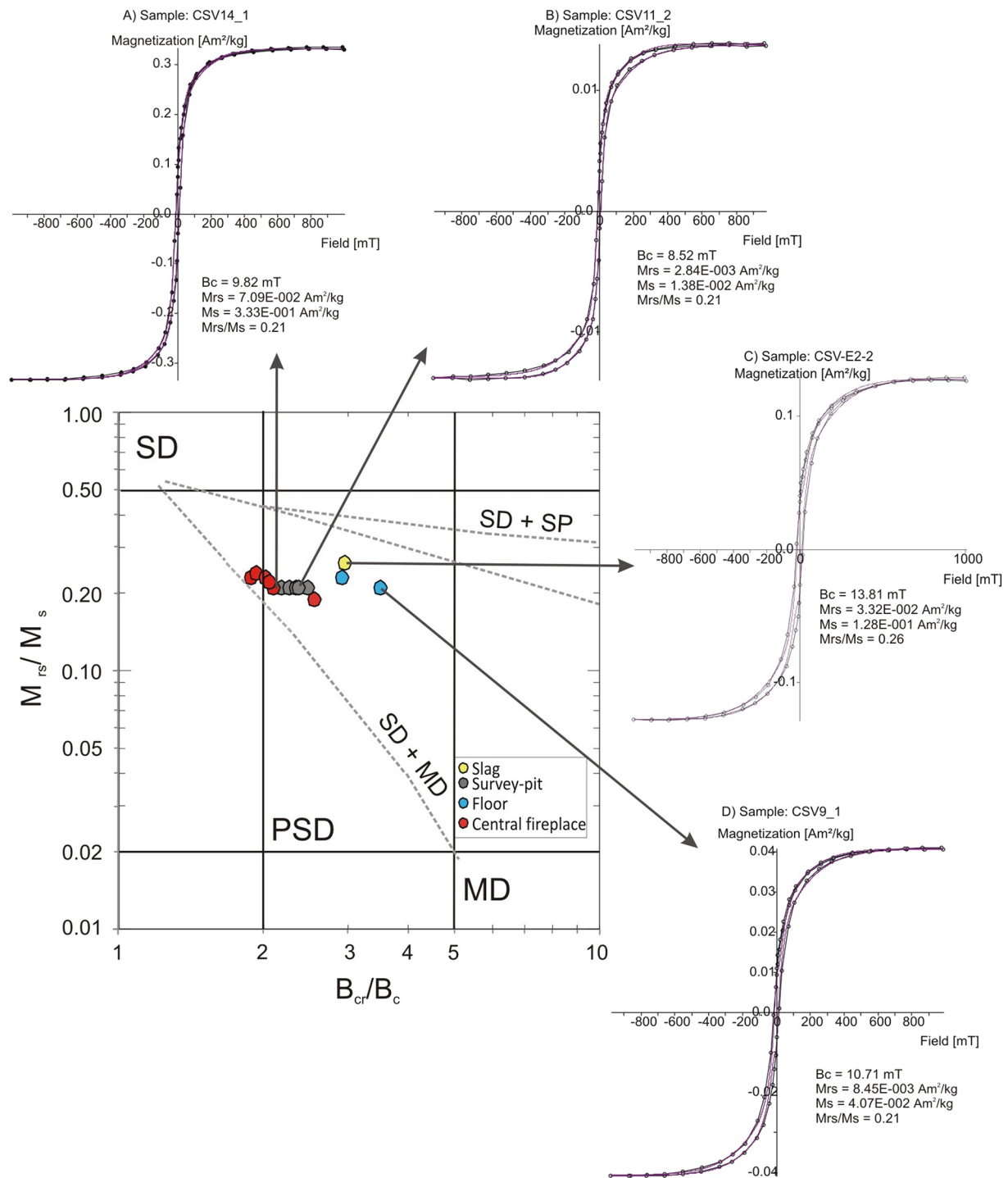


Figure 3. Day et al. (1977) diagram and representative hysteresis loops of four samples from different parts of House 1: central fireplace (a), survey-pit (b), slag (c), and floor (d). Dashed lines in the Day-plot correspond to the mixing trend lines determined by Dunlop (2002) for magnetite. SD (singledomain), PSD (pseudosingledomain), MD (multidomain), and SP (superparamagnetic).

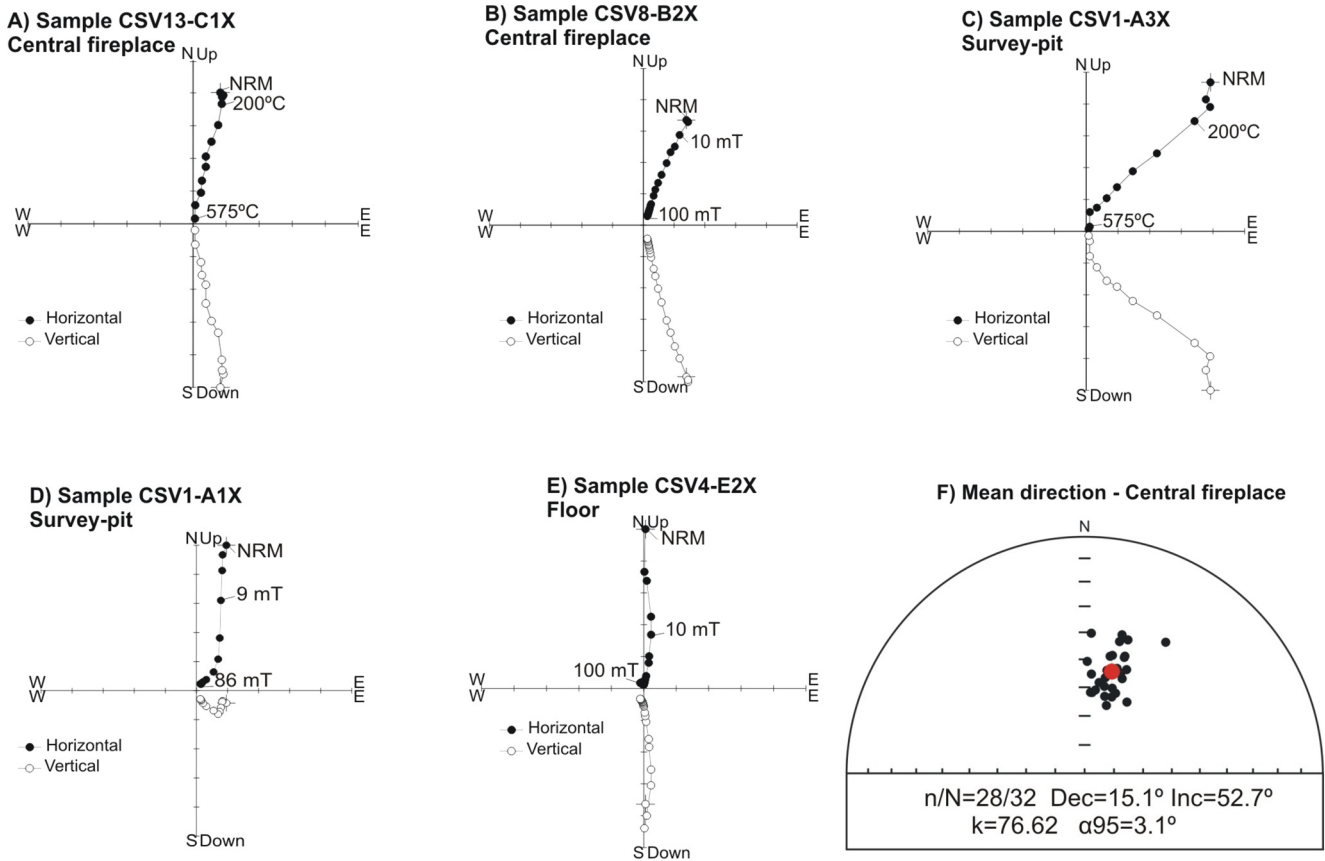


Figure 4. Representative orthogonal NRM demagnetization diagrams showing the behavior during thermal (a and c) and alternating field (b, d, and e) demagnetization for the central fireplace samples (a and b), survey-pit samples (c and d) and floor samples (e). Open (Solid) symbols represent the vertical (horizontal) projections of vector endpoints. Sample code and location, main demagnetization steps, and stereogram are shown. (f) Directional results obtained in the central fireplace. [n/N (n = number of specimens considered for the calculation of $ChRM/N$ = number of specimens analyzed); Dec. = declination. Inc. = inclination; α_{95} = radius of 95% confidence cone; k = precision parameter.].

This PSD behavior can be also interpreted as mixture of SD and MD particles with a relatively higher SD contribution. Interestingly, samples from the central fireplace are most SD-like.

3.2. Archeomagnetic Directions

The Königsberger ratio Q_n (Königsberger, 1938; Stacey, 1967), which is the ratio between remanent and induced magnetization, is a useful parameter to characterize burnt archeological materials, allowing the appraisal of the capability of the archeological material to keep a stable remanence. The Q_n ratios (Figure S2) vary between 1.5 and 6.9 in the survey-pit samples; between 1.1 and 12.8 in the floor samples, and between 4.8 and 15.1 in the central fireplace samples. This not only indicates that all studied materials were heated but also that the samples that have best recorded EMF during the last heating and contain more magnetic material are those from the central fireplace.

This fully agrees with the directional results presented next (Figure 4). Samples with good directional results (central fireplace) yield high Q_n ratio values, whereas samples with lower Q_n ratio values (survey-pit and surrounding floor) correspond to directional results with more than one component, lower NRM intensities, and/or very low inclinations.

Depending on the sample origin in the house, significant differences could be recognized in the orthogonal NRM demagnetization diagrams (also named Zijdeveld plots). From the central fireplace, three hand-blocks were studied. All specimens have high NRM intensity values (between 2.5×10^{-1} and $1.8 \times 10^0 \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$) and normal polarity. Susceptibilities vary between 93.8×10^{-5} and $1.16 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. All show a single

Table 2
Directional Results From the Central Fire

Hand blocks from the central fireplace	n/N	D [°]	I [°]	α_{95}	k
CSV 8	10/10	15.2	50.7	7.2	46.2
CSV 13	8/11	14.8	50.1	5.2	113.3
CSV 14	10/11	15.2	56.8	3.8	159.6
Central fire (specimen level) _(CSV 8, 13, 14)	28	15.1	52.7	3.1	76.6
Central fire (hand sample level) _(CSV 8, 13, 14)	3	15.1	52.5	5.6	477.1

Note. Directional results obtained in the central fireplace from each hand block. Legend as in Figure 4.

component and a weak secondary viscous component easily removable at temperatures of 200°C–250°C with TH demagnetization (Figure 4a) or at 10–20 mT fields with AF demagnetization (Figure 4b). The ChRM directions were isolated between 250°C and 575°C in the TH diagrams (Figure 4a) or between 20 and 100 mT in the AF diagrams (Figure 4b). The NRM values from the survey-pit and the burnt floor are significantly lower (between 5.9×10^{-3} and 3.9×10^{-2} Am² kg⁻¹) and more than one component can be distinguished in most Zijderveld plots (Figures 4c–4e). Susceptibilities vary between 47.5×10^{-5} and 8.65×10^{-6} m³ kg⁻¹.

A total of 28 meaningful results were obtained out of 32 studied specimens, all of them from 3 different hand blocks. The mean direction from House 1 has been calculated considering only the samples from the central fireplace (Figure 4f and Table 2).

Samples from the floor and survey-pit have not been considered because their paleomagnetic behavior shows that these samples have not acquired the TRM observed in the central fireplace. About 4 out of 32 specimens from the central fireplace, 1 from block CSV14, and 3 from CSV13, were not considered for the mean direction (Table 2). One specimen from CSV14 shows an erratic demagnetization behavior due to a mechanical problem with the AF demagnetizer. Two specimens from CSV13 display multicomponent behavior moving away from the origin and the third one has a notably different direction, probably due to an orientation error.

3.3. Archeointensity Results

A total of 27 fragments (14 slags and 13 from the central fireplace) were selected for Thellier-type archeointensity experiments. Whereas in the Thellier-Coe experiment we used argon and let samples cool down in natural conditions, in the Thellier-IZZI experiment we used a cooling fan and the experiment was performed in air. However, the results are the same despite these differences in protocols.

About 13 determinations from the central fireplace were accepted (Table 3). Determinations from hand-block CSV13 were rejected due to the concave shape of the Arai plots. On the other hand, the seven samples from hand-block CSV14 have a very homogenous behavior. Their Arai diagrams, however, display a slight “S” shape with a lower slope in the low-temperature part, a somewhat steeper one in the central part, and a slightly shallower slope at the high temperature end of the diagram (Figure 5a). Coe et al. (2004) observed S-shaped Arai diagrams in a dacite flow, although with a more convex curvature at higher temperatures, that the authors explain as MD behavior. As the samples showed no alteration, paleointensities were determined by Coe et al. (2004) using initial and final points in the Arai diagram. In the present study, all Arai diagrams from specimens of the central fire show only little alteration ($\delta(CK) < 7$, Table 3) and the zero field steps during the paleointensity experiment trend linearly toward the origin, with very low MAD and α values (Table 3), suggesting the absence of remagnetization with unblocking temperatures higher than heating temperatures during the experiment. Thus, we determined paleointensity using all points of the Arai plot. Valet et al. (1996) proposed a correction method to paleointensity determinations based on the difference between the measurement of the original pTRM and the repeated measurement obtained by pTRM-checks. It should be borne in mind that this correction method harbors certain risks, for instance not being able to provide reliable corrected results when alteration is affecting grains with higher blocking temperatures

Table 3
Archeointensity Data for the Studied Specimens

Method	Applied field [μT]	Specimen	Class	T_{\min}		N	F	β	dck	q	MAD	α	B_{raw} [μT]	Δb	$B_{\text{An corr}}$ [μT]
				T_{\max}											
Thellier-Coe	40	cs0101 (S)	A		5	0.50	0.10	7	5	6	15				
			B		5	0.35	0.15	9	1	15	15				
			B	420–580	6	0.50	0.03	5.9	11.0	2.9	0.7	42.5	1.4	44.5	
			B	380–580	7	0.92	0.07	7.9	9.0	9.3	3.2	48.5	2.9	50.8	
			A	250–580	9	0.89	0.06	6.2	12.6	3.8	1.7	49.3	3	51.6	
Thellier-IZZI	45	cs0106 (S)	A	250–580	9	0.83	0.03	0.4	20.3	4.5	1.7	52.1	1.8	54.6	
			B	380–580	7	0.69	0.06	8.9	8.7	3.4	2.4	41.6	2.7	43.5	
			cs0109 (S)	A	150–550	11	0.92	0.01	1.7	49.6	1.6	0.2	47.4	0.7	49.6
				B	340–550	7	0.69	0.06	5.6	9.3	6.1	8.9	37.3	2.3	39.0
			cs0111 (S)	A	300–590	9	0.79	0.05	2.1	11.7	2.8	1.4	39.1	2.3	40.9
				A	300–550	8	0.70	0.02	2.6	22.3	3.1	1.2	49.5	1.3	51.8
			cs0113 (S)	B	150–590	12	0.91	0.03	6.7	20.5	6.1	3.0	47.5	1.9	49.7
				A	150–550	11	0.86	0.01		55.7	1.8	1.1	51.6	0.7	54.0
			cs0301 (CF)	A	150–590	12	0.85	0.06	5.4	11.3	1.0	0.2	67.4	4.6	72.1
				A	150–550	11	0.77	0.03		20.7	0.9	0.0	64.1	2.1	68.6
			cs0302 (CF)	A	150–590	12	0.87	0.06	6.6	12.6	1.1	0.7	73.5	4.6	78.6
				A	150–550	11	0.81	0.02		31.1	1.0	0.9	67.6	1.6	72.3
			cs0303 (CF)	A	150–590	12	0.85	0.07	6.3	10.8	1.5	1.2	77.0	5.5	82.3
				A	150–550	11	0.78	0.02		26.1	1.4	1.4	69.9	1.9	74.8
			cs0304 (CF)	A	150–590	12	0.86	0.06	4.6	12.8	0.6	0.6	76.7	4.7	82.0
				A	150–550	11	0.79	0.02		25.6	0.3	0.2	68.8	1.9	73.7
			cs0305 (CF)	A	150–590	12	0.87	0.06	4.5	11.9	0.4	0.2	73.9	4.9	79.0
				A	150–550	11	0.89	0.04		16.1	0.3	0.3	73.3	3.3	78.5
			cs0306 (CF)	A	150–590	12	0.85	0.07	4.2	9.2	4.4	8.7	67.0	5.2	71.6
				A	150–550	11	0.58	0.03		15.1	4.2	11.4	74.7	2.5	79.9
Thellier-Coe	40	cs1401 (CF)	A	0–590	11	0.88	0.01	0.65	54.0	6.0	1.0	59.8	0.9	64.0	
Multi-specimen				R^2	ϵ_{alt}	$\Delta b/\text{Int}$									
				≥ 0.9	$\leq 3\%$	$ \Delta b \leq 0.15$ and/or within error									
		CF		0.949	0.949	0.05								68.1	
Results									Mean slags			46.0	2.0	48.2	
									Mean central fireplace			68.3	2.0	72.4	
									Mean central fireplace (Valet et al., 1996)			70.4	4.3	74.7	

than the heating temperature (e.g., Tauxe & Yamazaki, 2015). However, we observed that Arai plots from central fireplace specimens lost their S-shape and all points appeared perfectly aligned after application of the correction proposed by Valet et al. (1996). Thus we have additionally determined paleointensities for this sample group applying the Valet-correction for each specimen subjected to this extra determination procedure (Table 3).

A total of 11 determinations (6 class A and 5 class B) were accepted from 14 determinations performed on slags (78.5%) and 7 (class A) from 13 (53.8%) determinations carried out on samples from the central fireplace (Table 3). The fraction factor was rather high, with $f \geq 0.5$ in all cases and $f > 0.75$ in 14 out of 18 cases. Alteration, as shown by alteration parameter ($\delta(\text{CK})$) was generally low. Nine archeointensity

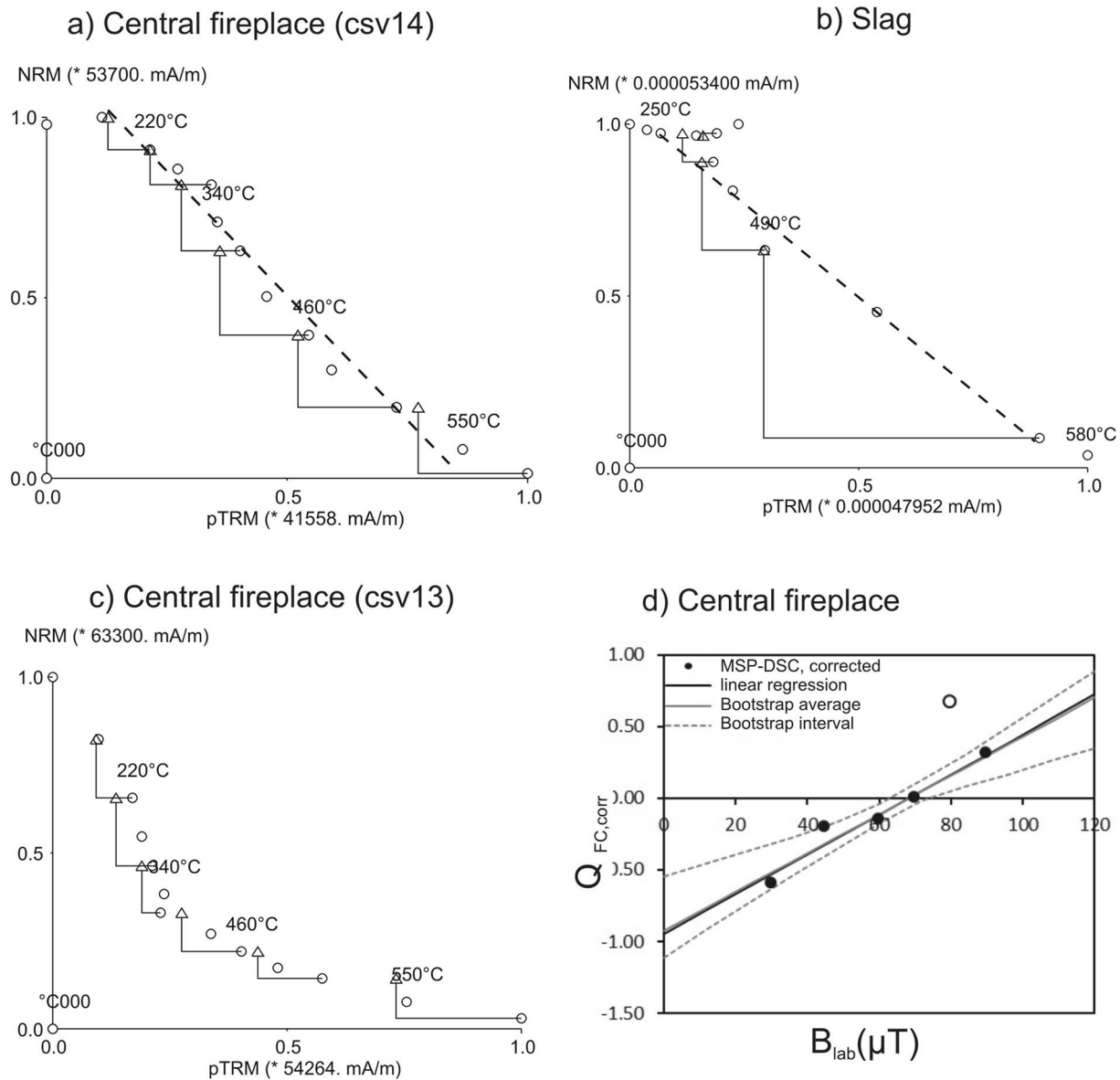


Figure 5. Accepted samples from the Thellier-IZZI (a) and Thellier-Coe (b) experiments. (c) Rejected sample from Thellier-IZZI. (d) Accepted sample from multi-specimen.

determinations (three slags and six from the central fireplace) had to be rejected because of their MD state and their alteration parameter ($\delta(CK)$) exceeding the threshold value (Figure 5c).

The paleointensity mean value obtained for the central fireplace with Thellier-type experiments is 68.3 ± 2.0 and 70.4 ± 4.3 μT if a pTRM-check correction is applied (Valet et al., 1996). After applying the ATRM correction, the mean archeointensity value for the central fireplace with Thellier-type experiments yields $F_{CF,ANIS} = 72.4 \pm 2.0$ μT (74.7 ± 4.3 μT if the Valet et al. (1996); pTRM-check correction is applied). Without ATRM correction, paleointensity for slags yields 46.0 ± 2.0 μT and with correction the mean archeointensity value for slags $F_{S,ANIS} = 48.2 \pm 2.0$ μT .

Furthermore, we have performed a paleointensity determination on the samples from the central fireplace with the MS technique (Dekkers & Böhnelt, 2006; Fabian & Leonhardt, 2010), including protocols for FC and DSC (Fabian & Leonhardt, 2010), which is supposed to be independent of the presence of MD grains. If the somewhat anomalous results obtained with the specimen at 80 μT are omitted, all protocols provide reliable

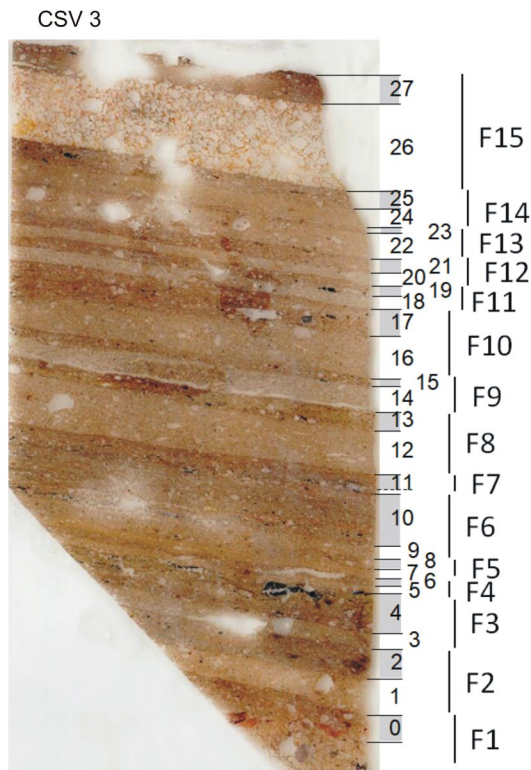


Figure 6. The microstratigraphic sequence of the floor of House 1 indicating the presence of 15 floor phases (F1–F15) composed of prepared floors (white) and activity floors (gray). The thin section size is 13 cm × 7 cm.

determinations (Table S1). We have selected the determination obtained with the fraction and alignment corrected (FCC) protocol (Figure 5d), which yields the best selection criteria values. This experiment confirms the Thellier-type results from the central fireplace discussed above, as an ancient geomagnetic field value of 68.1 μT ($N = 5$; Min = 62.6 μT ; Max = 73.3 μT) is obtained.

Results of the MS experiment were considered as one additional data point to calculate the mean value of the central fireplace. The anisotropy corrected joint result from Thellier-type experiments and MS techniques yields $F_{\text{CF}} = 72.4 \pm 2.0 \mu\text{T}$ ($74.7 \pm 4.3 \mu\text{T}$ with the correction of Valet et al., 1996).

Table 3 shows the archeointensity data for the studied specimens obtained with the Thellier-Coe and Thellier-IZZI protocols [(S) for slags and (CF) for the central fireplace]. Specimen: name of the specimen; $T_{\text{min}} - T_{\text{max}}$: interval temperature used for the slope calculation; B_{raw} : uncorrected intensity value before anisotropy corrections; $B_{\text{An corr}}$: intensity value corrected for anisotropy effects. All other column headings as in Table 1.

4. Discussion

4.1. Archeomagnetic Direction and Site-Forming Processes

A mean archeomagnetic direction was obtained from House 1 (Figure 4f and Table 2), considering only samples from the central fireplace. Samples from the other targeted features around the fireplace of House 1 (from the survey-pit and the burnt floor) show a paleomagnetic behavior rather different from the homogenous dynamics observed in samples from the central fireplace itself. Samples from the survey-pit and the floor have much lower NRM values (10^{-2} and $10^{-3} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$) and more than one component is distinguished in most Zijderveld plots. The directional behavior is erratic in some cases and incoherent between different specimens from the same block. Thermomagnetic curves from the floor and the survey-pit are irreversible and less intense than samples from the central fireplace. However, when samples from the floor are heated up to 700°C, the observed magnetization is as intense as in samples from the central fireplace. Thermomagnetic curves from the floor are still reversible when they are heated up only to 500°C (Figure 2d), but not when heated to 700°C (Figure 2c). This behavior suggests that the central fireplace experienced different archeological thermal processes than the floor. Samples from the central fireplace were heated at high temperature (more than 500°C as shown by thermomagnetic curves) overprinting previous remanences. As no high-temperature record of previous remanences appears in central fireplace specimens, heating could even have reached, at least, 580°C (Curie temperature of magnetite). Samples from the burnt surface around the central fireplace (considering both the survey-pit and the floor) have registered a possible pTRM, which due to the bad quality of the signal cannot be associated with any archeological information. Moreover, as the Q_n ratio values (Figure 2) from the survey-pit and floor are lower than those from the central fireplace, the latter samples have better registered a TRM during the last heating (e.g., García-Redondo et al., 2019, 2020).

To look for an archeological explanation of this pattern, a geoarcheological study of the surface around the central fireplace was performed. Two soil micromorphology blocks were collected from the surface of the survey-pit to carry out thin-section analyses and reconstruct domestic activities. The petrological analysis of the stratigraphic sequence observed in the survey-pit shows 15 refurbishment phases (millimeter thick prepared sand and clay floors; Figure 6) and use of domestic floors, which were flattened by trampling. On these activity floors, sediments were deposited. The nice preservation and characteristics of both types of floors suggest the covering of floors with textile matting items and habitual chores like sweeping, which explains the formation and excellent preservation of these sediments. These sweeping routines are compatible

with the anomalous archeomagnetic behavior described above in samples from the survey-pit and floor. The samples from the floor and survey-pit (F15; Figure 6), correspond to the most recent floor (the uppermost 2 cm; stratigraphic units (SU) SU 26 and SU 27), that is made of a manufactured layer of quartz sand and a clay matrix (SU 26) on which a layer of compacted clay (SU27) was placed. Figure 6 shows that in prepared soils (SU27) all grains have the long axis parallel to the surface due to compaction during preparation and trampling. In addition, as mentioned above, floors are less thermochemically altered than the central fireplace. They did not undergo heating temperatures as high as those from the central fireplace, in good agreement with the magnetic property results.

Therefore, the high heating temperatures ($>600^{\circ}\text{C}$ – 700°C) only affected the central fireplace, allowing registering correctly the EMF during its last heating. For this reason, the mean direction at specimen level was calculated only with samples from this feature (Table 2).

4.2. Archeointensity Results

Archeointensity mean values were determined for the slags and for the central fireplace. In the latter case, an additional mean value was calculated after applying Valet's et al. (1996) correction method. The mean value obtained from the central fireplace includes Thellier and MS methods, increasing the robustness of the results. Successful determinations were obtained in 11 of 14 slags and in 9 of 17 specimens from the central fireplace. This relatively low success rate is common in prehistoric hearths due to the poor preservation of combustion structures, and the mineralogy and burial conditions.

Results obtained from slags and the central fireplace samples are diverse, indicating that the remanence of both types of samples is not contemporaneous. Given that archeointensity values obtained in both areas differ, the last heating that affected the central fireplace was not the one that altered the slags. Otherwise, the mean archeointensity values would have been comparable or even the same and that is not the case. Slags (very small debris) lie over the last soil of House 1 around the central fireplace, yet they seem erratic residues taken from elsewhere, most likely from the nearby middens where slags are frequent. This is indeed demonstrated by the archeointensity dating results on slags discussed below (Section 4.3). The suitability of slags for archeointensity research has been reported elsewhere (e.g., Ben-Yosef et al., 2009; Shaar et al., 2015). Considering the relative abundance of this type of material in later prehistoric sites, its study should attract even more attention.

4.3. Archeomagnetic Dating

For archeointensity dating we used the SHA.DIF.4k geomagnetic field model (Pavón-Carrasco et al., 2021) that describes the variations of the EMF for the last 4,000 yr using exclusively archeomagnetic and volcanic data. To carry out the dating, the Matlab archeomagnetic dating tool (Pavón-Carrasco et al., 2011) was used. When multiple solutions are obtained, the choice of the most probable age interval will depend on the archeological context. The archeomagnetic dating of the central fireplace at specimen level was carried out considering the full magnetic field vector. For slags only the intensity could be considered.

Of the different age ranges obtained for the central fireplace, the most plausible with the archeological context are 644 and 575 BCE or between 654 and 575 BCE both at 95% probability (Figures 7a and 7b). The second interval is based on pTRM-corrected intensity data (Valet et al., 1996) and both results are practically the same. Considering the archeological context, the last use of the central fireplace most probably was between the seventh and sixth centuries BCE. Adding the archeointensity value does not significantly constrain the age of last use because considering only the direction the interval obtained is between 662 and 576 BCE (not shown here). However, archeointensity values are of great value to identify specific geomagnetic features as discussed below (Section 4.4). It is worth recalling that from ca. 800 to 400 BCE the radiocarbon calibrated curve does not distinguish ranges lower than ~ 400 yr because of the "Hallstatt plateau" (Hervé & Lanos, 2017). Therefore, this archeomagnetic age determination is of great value because of the other absolute dating methods applied to House 1 (namely ^{14}C and OSL techniques) failed determining the age of this occupation with similar precision.

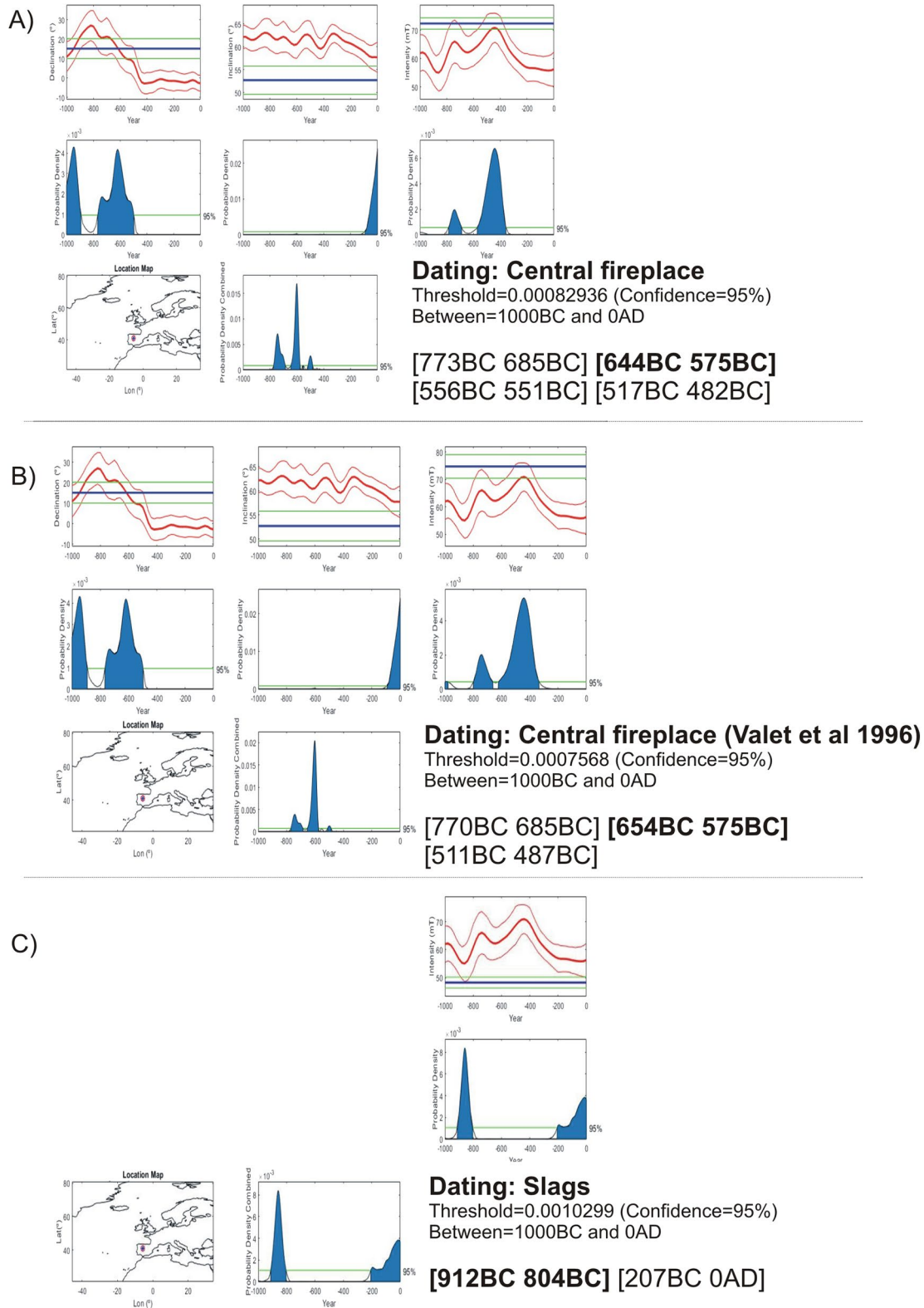


Figure 7. Archeomagnetic dating results obtained for the central fireplace in the *House 1* (a), for the central fireplace based on Valet et al. (1996) (b) and slags (c). Age probability density functions obtained with the MATLAB tool of Pavón-Carrasco et al. (2011) comparing the SHA.DIF.4k model with the declination (left), inclination (middle), and intensity values (right) at site coordinates. Results are expressed at 95% probability.

Slags were dated using only the intensity parameter (Figure 7c). Two different intervals are possible, but no one is coherent with the archeological context. The determinations obtained are technically correct and based on different experimental protocols (Table 3), so we deem the results robust. If we accept the interval 912 and 804 BCE as the most plausible due to its chronological closeness to the expected archeological age (ca. seventh century BCE—also confirmed by archeomagnetism), it would be necessary to explain why these slags found around the central fireplace are between 1 and 4 centuries older than the fireplace. We emphasize that the intensity recorded in the central fireplace and in the slags is neatly different. Interestingly, slag formation requires very high temperatures (e.g., Montero Ruiz & Ruiz Taboada, 1996), which was not the case of the sampled floor as proved by the results of rock-magnetic analyses. Therefore, the slags over that surface can only be accounted for envisaging their intentional deposition there, long time after their ignition, a burning event that clearly predated the last ignition of the central fireplace. For the moment, we cannot determine more precisely these formation dynamics. In any case, slags clearly predate the central fireplace.

4.4. The Behavior of the Earth's Magnetic Field

Iberian directional data for the period between ca. 1,250 and 500 yr BCE (Late Bronze-Early Iron Ages) include 18 determinations (Molina-Cardín et al., 2018; Osete et al., 2020; Palencia-Ortas et al., 2017). In contrast, the archeointensity data between 1,400 BCE and 0 AD are more numerous. However, most of them do not fulfill quality criteria because they do not have ATRM or cooling rate corrections or are only based on one single specimen (e.g., Burakov et al., 2006; Nachasova & Burakov, 2009; Nachasova et al., 2007). Fortunately, now more new reliable archeointensity data for the first millennium BCE for Iberia (Molina-Cardín et al., 2018; Osete et al., 2016, 2020) are available. But to better constrain the EMF evolution for the Late Bronze-Early Iron Ages in Western Europe more data are needed.

The lack of an independent age control at the site (beyond the relative age control provided by archeological constraints), prevents us to use the full-vector archeomagnetic results obtained as input data for the improvement of the Iberian PSVC. Nevertheless, the high-intensity values obtained for the central fireplace (ca. 70–80 μT) strongly suggest a record of a special geomagnetic feature characterized by a markedly higher intensity. Taking into account the archeomagnetic dating results for the central fireplace (ca. seventh century BCE), in good agreement with archeological observations, our high archeointensities confirm the existence of a peak in Southwestern Europe related to the LIAA (Molina-Cardín et al., 2018; Osete et al., 2020). This result advances our understanding of the EMF during events like LIAA. Although there are still few data available, the presence of the LIAA in SW Europe seems to be related to a non-dipolar magnetic anomaly at the core mantle boundary (Osete et al., 2020). The maximum around 500 BCE was simultaneous from Western Europe to Turkey, and probably in Central Asia (Rivero-Montero et al., 2021).

The most recent model study of LIAA's evolution for the European continent and adjacent areas indicate that it is defined by two short-decadal intensity variations with high values up to 100 μT around 950 and 700 BCE (Pavón-Carrasco et al., 2021). With regard to the Iberian Peninsula, the recent high-quality PSVC for the last three millennia (Molina-Cardín et al., 2018) shows high intensities ($\sim 80 \mu\text{T}$) around 600 BCE, which are related to eastern declinations (around 20°), also observed in the present study. This evolution shows fast secular variation rates up to 16 μT per century (Osete et al., 2020). In addition, the data compiled from the Middle East to Iberia suggest that the LIAA follows a western migration pattern from the Levant region (Osete et al., 2020; Rivero-Montero et al., 2021; Shaar et al., 2017; Tema et al., 2021). However, Rivero-Montero et al. (2021) suggest that the LIAA extends from the Levantine region to the east and to the west with different rates. Our high intensity values are close to this intensity maximum (Figure 7), providing new and archeologically well age constrained evidence of the LIAA in south-western Europe. This contributes with more new reliable archeointensity data for the first millennium BCE for Iberia to improve the knowledge of the LIAA.

5. Conclusions

An archeomagnetic and archeointensity study was carried out in House 1 from the Early Iron Age archeological site of CSV (Salamanca, Spain). The study of this dwelling entailed sampling a central fireplace and a surrounding burnt surface, which included a floor, slags, and a sequence of soils below the floor exposed in a survey-pit. This study yields the following conclusions:

Archeomagnetic results were obtained from the central fireplace. These specimens show intense magnetizations and directions with normal polarity. The mean direction obtained is: declination $D = 15.1^\circ$, inclination $I = 52.7^\circ$; $k = 76.6$; $\alpha_{95} = 3.1^\circ$ at specimen level or $D = 15.1^\circ$, $I = 52.5^\circ$; $k = 477.1$; $\alpha_{95} = 5.6^\circ$ at sample level.

The floor and the survey-pit samples show different magnetic properties and paleomagnetic characteristics indicating that these parts of the house have not been heated to the same high temperatures experienced by the central fireplace. Before performing this study, the archeological presumption was that the central fireplace and the surrounding burnt surface had experimented the same heating process.

Successful archeointensity determinations were obtained through three methods: Thellier-Coe, Thellier-IZZI, and MS on 20 specimens. About 9 successful absolute archeointensity determinations were obtained from specimens from the central fireplace and 11 from slags. After anisotropy correction, the mean archeointensity value for the central fireplace with the three methods is 72.4 ± 2.0 or $74.7 \pm 4.3 \mu\text{T}$ (the latter applying the correction proposed by Valet et al., 1996) and $48.2 \pm 2.0 \mu\text{T}$ for slags with Thellier-Coe and Thellier-IZZI.

The comparison of the mean directional and intensity values from the central fireplace with the SHA.DIF.4k geomagnetic model resulted in two different age intervals of last use at the 95% confidence level: 644–575 BCE (654–575 BCE with the Valet et al., 1996 correction) which agrees well with the archeological context, indicating with high probability the date of the last use of the central fireplace. This result provides a high-precision constraint on the archeological dating estimates. In addition, it is especially valuable because only very few archeomagnetic dates exist in prehistoric sites based on full vector data.

So far, the slags were considered contemporaneous to the central fireplace. However, the comparison of the mean archeointensity value with the SHA.DIF.4k geomagnetic model allows to conclude that they are between 1 and 4 centuries older. Whether they were intentionally deposited over the sampled burnt floor or they ended up there by an unnoticed process is still unclear and requires further investigation.

This study demonstrates how archeomagnetism markedly improves age dating with respect to radiocarbon dating that has only a poor resolution in the age range of 800–400 BCE.

This study also demonstrates and confirms the presence of the LIAA in Iberia, in Western Europe where records of this anomalous feature are still scarce.

Data Availability Statement

Data sets for this research are available under the following reference: García-Redondo et al. (2021), <https://doi.org/10.5281/zenodo.4964279>.

References

- Allington, M. L., Batt, C. M., Hill, M. J., Nilsson, A., Biggin, A. J., Card, N., & Card, N. (2021). Obtaining archaeointensity data from British Neolithic pottery: A feasibility study. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 37, 102895. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2021.102895>
- Ben-Yosef, E., Tauxe, L., Levy, T. E., Shaar, R., Ron, H., & Najjar, M. (2009). Geomagnetic intensity spike recorded in high resolution slag deposit in Southern Jordan. *Earth and Planetary Science Letters*, 287, 529–539. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.001>
- Blanco-González, A., Alario García, C., & Macarro Alcalde, C. (2017). The earliest villages in Iron Age Iberia (800–400 BC): A view from Cerro de San Vicente (Salamanca, Spain). *Documenta Praehistorica*, 44, 386–401. <https://doi.org/10.4312/dp.44.24>
- Burakov, K. S., Nachasova, I. E., & Mata, C. (2006). Geomagnetic field intensity in the first millennium BC from data on ceramics of the Los Villares archaeological monument (Spain). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 11, 942–950. <https://doi.org/10.1134/s1069351306110073>
- Cai, S., Jin, G., Tauxe, L., Deng, C., Qin, H., Pan, Y., & Zhu, R. (2017). Archaeointensity results spanning the past 6 kiloyears from eastern China and implications for extreme behaviors of the geomagnetic field. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 114(1), 39–44. <https://doi.org/10.1073/pnas.1616976114>

Acknowledgments

N.G.R. acknowledges the financial support given by the Junta de Castilla y León and the European Research and Development Fund (ERDF). Financial support for this work was obtained from Junta de Castilla y León (project BU235P18) and the European Regional Development Fund (ERDF) and the PID2019-105796GB-I00 of the Agencia Estatal de Investigación (AEI/10.13039/501100011033). Special thanks are also due to the “Fort Hoofdijk” paleomagnetic group in Utrecht University for their support and help during a short internship carried out by one of us (N.G.R.). A.B.G. acknowledges the Council of Salamanca and the research project PID2019-104349GA-I00 funded by the Spanish Ministry of Science and Innovation. Huapei Wang and an anonymous reviewer as well as editor Isabelle Manighetti are acknowledged for their constructive and helpful review and comments, which helped to improve the manuscript.

- Calvo-Rathert, M., Morales, J., Carrancho, A., Camps, P., Goguitchaichvili, A., & Hill, M. J. (2019). Reproducibility of archaeointensity determinations with a multimethod approach on archaeological material reproductions. *Geophysical Journal International*, 218(3), 1719–1738. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz246>
- Calvo-Rathert, M., Prevot, M., Perrin, M., & Riisager, J. (2002). Investigating the reasons for the failure of palaeointensity experiments: A study on historical lava flows from Mt. Etna. (Italy). *Geophysical Journal International*, 149, 44–63. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01619.x>
- Catanzariti, G., McIntosh, G., Soares, A. M. M., Díaz-Martínez, E., Kresten, P., & Luisa, O. M. (2008). Archaeomagnetic dating of a vitrified wall at the Late Bronze Age settlement of Misericordia (Serpa, Portugal). *Journal of Archaeological Science*, 35(5), 1399–1407. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2007.10.004>
- Chadima, M., & Hroudá, F. (2006). Remasoft 3.0 a user-friendly palaeomagnetic databrowser and analyzer. *Travaux Géophysiques*, XXVII, 20–21.
- Coe, R. S. (1967). Paleointensities of the earth's magnetic field determined from tertiary and quaternary rocks. *Journal of Geophysical Research*, 72(12), 3247–3262. <https://doi.org/10.1029/JZ072i012p03247>
- Coe, R. S., Grommé, S., & Mankinen, E. A. (1978). Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific non-dipole low. *Journal of Geophysical Research*, 83(B4), 1740–1756. <https://doi.org/10.1029/JB083iB04p01740>
- Coe, R. S., Riisager, J., Plenier, G., Leonhardt, R., & Krása, D. (2004). Multidomain behavior during Thellier paleointensity experiments: Results from the 1915 Mt. Lassen flow. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147, 141–153. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.01.010>
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties titanomagnetites: Grain size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-x](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-x)
- de Groot, L. V., Biggin, A. J., Dekkers, M. J., Langereis, C. G., & Herrero-Bervera, E. (2013). Rapid regional perturbations to the recent global geomagnetic decay revealed by a new Hawaiian record. *Nature Communications*, 4, 1–7. <https://doi.org/10.1038/ncomms3727>
- Dekkers, M. J., & Böhnell, H. N. (2006). Reliable absolute palaeointensities independent of magnetic domain state. *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 508–517. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.040>
- Di Chiara, A., Tauxe, L., & Speranza, F. (2014). Paleointensity determination from São Miguel (Azores Archipelago) over the last 3 ka. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 234, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.06.008>
- Dunlop, D. J. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B3), 2057. <https://doi.org/10.1029/2001JB000487>
- Ertepinar, P., Langereis, C. G., Biggin, A. J., Frangipane, M., Matney, T., Ökse, T., & Engin, A. (2012). Archaeomagnetic study of five mounds from Upper Mesopotamia between 2500 and 700 BCE: Further evidence for an extremely strong geomagnetic field ca. 3000 years ago. *Earth and Planetary Science Letters*, 357–358, 84–98. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.039>
- Fabian, K., & Leonhardt, R. (2010). Multiple-specimen absolute paleointensity determination: An optimal protocol including pTRM normalization, domain-state correction, and alteration test. *Earth and Planetary Science Letters*, 297, 84–94. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.006>
- Fisher, R. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 217, 295–305. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>
- García-Redondo, N., Carrancho, Á., Goguitchaichvili, A., Morales, J., Calvo-Rathert, M., & Palomino, A. (2020). New constraints on the medieval repopulation process in the northern Iberian plateau from the full vector archaeomagnetic dating of two hearths at La Pudia site (Caleruega, Burgos, Spain). *Archaeological and Anthropological Sciences*, 12, 91. <https://doi.org/10.1007/s12520-020-01041-1>
- García-Redondo, N., Carrancho, Á., Goguitchaichvili, A., Morales, J., & Palomino, A. (2019). Comprehensive magnetic surveys of kilns for bell and tile fabrication in Castile (Spain). *Journal of Archaeological Science: Reports*, 23, 426–436. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.11.003>
- García-Redondo, N., Goguitchaichvili, A., & Morales, J. (2021). *Rock-magnetic, paleomagnetic and multimethod paleointensity in Cerro de San Vicente archaeological site (Salamanca, Spain). [Data set]*. Zenodo. Retrieved from <https://doi.org/10.5281/zenodo.4964279>
- Genevey, A., Gallet, Y., Constable, C. G., 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. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4). <https://doi.org/10.1029/2007GC001881>
- Gómez-Paccard, M., Rivero-Montero, M., Chauvin, A., García i Rubert, D., & Palencia-Ortas, A. (2019). Revisiting the chronology of the Early Iron Age in the north-eastern Iberian Peninsula. *Archaeological and Anthropological Sciences*, 11, 4755–4767. <https://doi.org/10.1007/s12520-019-00812-9>
- Goslar, T. (2019). The chronology and periodization of the Bronze and the early Iron Age burial ground in Domasław, Wrocław district, based on radiocarbon dating. *Przegląd Archeologiczny*, 67, 31–48. <https://doi.org/10.23858/PA67.2067.2019.002>
- Gromme, C. S., Wright, T. L., & Peck, D. L. (1969). Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in alae and Makao-puhi Lavalakes, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 74, 5277.
- Hamilton, W. D., Haselgrove, C., Gosden, C. (2015). The impact of Bayesian chronologies on the British Iron Age. *World Archaeology*, 47(4), 642–660. <https://doi.org/10.1080/00438243.2015.1053976>
- Hervé, G., & Lanos, P. (2017). Improvements in archaeomagnetic dating in western Europe from the late bronze to the late iron ages: An alternative to the problem of the Hallstattian radiocarbon plateau. *Archaeometry*, 60(4), 870–883. <https://doi.org/10.1111/arc.12344>
- Hong, H., Yu, Y., Lee, C. H., Kim, R. H., Park, J., Jingyu, D., et al. (2013). Globally strong geomagnetic field intensity circa 3000 years ago. *Earth and Planetary Science Letters*, 383, 142–152. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.043>
- Kirschvink, J. L. (1980). The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62, 699–718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1980.tb02601.x>
- Kissel, C., Laj, C., Rodríguez-González, A., Pérez-Torrado, F., Carracedo, J. C., & Wandres, C. (2015). Holocene geomagnetic field intensity variations: Contribution from the low latitude Canary Islands site. *Earth and Planetary Science Letters*, 430, 178–190. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.005>
- Königsberger, J. G. (1938). Natural residual magnetism of eruptive rocks. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 43, 299–320.
- Kosterov, A., & Prévot, M. (1998). Possible mechanism causing failure of Thellier paleointensity experiments in some basalts. *Geophysics Journal International*, 134, 554–572.
- Leonhardt, R. (2006). Analyzing rock magnetic measurements: The RockMagAnalyzer 1.0 software. *Computers & Geosciences*, 32, 1420–1431. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.01.006>
- Leonhardt, R., Heunemann, C., & Krása, D. (2004). Analyzing absolute paleointensity determinations: Acceptance criteria and the software ThellierTool 4.0. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(12). <https://doi.org/10.1029/2004GC000807>

- Leonhardt, R., Hufenbecher, F., Heider, F., & Soffel, H. (2000). High absolute paleointensity during a mid Miocene excursion of the Earth's magnetic field. *Earth and Planetary Science Letters*, 184, 141–154. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00311-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00311-3)
- Levi, S. (1977). The effect of magnetite particle size on paleointensity determinations of the geomagnetic field. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13(4), 245–259. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90107-8](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90107-8)
- Molina-Cardín, A., Campuzano, S. A., Osete, M. L., Rivero-Montero, M., Pavón-Carrasco, F. J., Palencia-Ortas, A., et al. (2018). Updated Iberian archeomagnetic catalogue: New full vector paleosecular variation curve for the last three millennia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 3637–3656. <https://doi.org/10.1029/2018gc007781>
- Monster, M. W. L., de Groot, L. V., Biggin, A. J., & Dekkers, J. M. (2015). The performance of various palaeointensity techniques as a function of rock magnetic behavior—A case study for La Palma. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 242, 36–49. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.03.004>
- Montero Ruiz, I., & Ruiz Taboada, A. (1996). Enterramiento colectivo y metalurgia en el yacimiento Neolítico de Cerro Virtud (Cuevas de Almanzora, Almería). *Trabajos de Prehistoria*, 53(2), 55–75. <https://doi.org/10.3989/tp.1996.v53.i2.392>
- Nachasova, I. E., & Burakov, K. S. (2009). Variation of the intensity of the Earth's magnetic field in Portugal in the 1st Millennium BC. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 45(7), 595–603. <https://doi.org/10.1134/S1069351309070040>
- Nachasova, I. E., Burakov, K. S., Molina, F., & Cámara, J. (2007). Archaeomagnetic study of ceramics from the Neolithic Los Castillejos multilayer monument (Montefrío, Spain). *Physics Solid Earth*, 43, 170–176. <https://doi.org/10.1134/S1069351307020073>
- Osete, M. L., Chauvin, A., Catanzariti, G., Jimeno, A., Campuzano, S. A., Benito-Batanero, J. P., et al. (2016). New archaeomagnetic data recovered from the study of celiberic remains from central Spain (Numantia and Ciadueña, 3rd-1st centuries BC). Implications on the fidelity of the Iberian paleointensity database. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 260, 74–86. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.09.006>
- Osete, M. L., Molina-Cardín, A., Campuzano, S. A., Aguilera-Arzo, G., Barrachina-Ibáñez, A., Falomir-Granell, F., et al. (2020). Two archaeomagnetic intensity máxima and rapid directional variation rates during the Early Iron Age observed at the Iberian coordinates. Implications on the evolution of the Levantine Iron Age Anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, 533, 116047. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.116047>
- Palencia-Ortas, A., Osete, M. L., Campuzano, S. A., McIntosh, G., Larrazabal, J., Sastre, J., & Rodríguez-Aranda, J. (2017). New archaeomagnetic directions from Portugal and evolution of the geomagnetic field in Iberia from Late Bronze Age to Roman Times. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 270, 183–194. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.07.004>
- Paterson, G. A., Tauxe, L., Biggin, A. J., Shaar, R., & Jonestrack, L. C. (2014). On improving the selection of Thellier-type paleointensity data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15, 1180–1192. <https://doi.org/10.1002/2013GC005155>
- Pavón-Carrasco, F. J., Campuzano, S. A., Rivero-Montero, M., Molina-Cardín, A., Gómez-Paccard, M., & Osete, M. L. (2021). SCHA.DIF.4k: 4000 years of paleomagnetic reconstruction for Europe and its application for dating. *JGR Solid Earth*, 126(3).
- Pavón-Carrasco, F. J., Rodríguez-González, J., Osete, M. L., & Miguel, J. (2011). A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *Journal of Archaeological Science*, 38, 408–419. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.09.021>
- Pressling, N., Brown, M. C., Gratton, M. N., Shaw, J., & Gubbins, D. (2007). Microwave paleointensities from Holocene age Hawaiian lavas: Investigations of magnetic properties and comparison with thermal paleointensities. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 162, 99–118. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2007.03.007>
- Pressling, N., Laj, C., Kissel, C., Champion, D., & Gubbins, D. (2006). Paleomagnetic intensities from 14C-dated lava flows on the Big Island, Hawaii: 0–21 kyr. *Earth and Planetary Science Letters*, 247, 26–40. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.026>
- Rivero-Montero, M., Gómez-Paccard, M., Kondopoulou, D., Tema, E., Pavón-Carrasco, F. J., Aidona, E., et al. (2021). Geomagnetic field intensity changes in the Central Mediterranean between 1500 BCE and 150 CE: Implications for the Levantine Iron Age Anomaly evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 557, 116732. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116732>
- Roberts, A. P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., & Jiang, Z. X. (2018). A critical appraisal of the “Day Diagram”. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(4), 2618–2644. <https://doi.org/10.1002/2017JB015247>
- Shaar, R., Tauxe, L., Ben-Yosef, E., Kassianidou, V., Lorentzen, B., Feinberg, J. M., & Levy, T. E. (2015). Decadal-scale variations in geomagnetic field intensity from ancient Cypriot slag mounds. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16, 195–214. <https://doi.org/10.1002/2014GC005455>
- Shaar, R., Tauxe, L., Goguitchaichvili, A., Devidze, M., & Licheli, V. (2017). Further evidence of the Levantine Iron Age geomagnetic anomaly from Georgian pottery. *Geophysical Research Letters*, 44(5), 2229–2236. <https://doi.org/10.1002/2016gl017494>
- Stacey, F. D. (1967). The Koenigsberger ratio and the nature of thermoremanence in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 2, 67–68. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(67\)90174-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(67)90174-4)
- Tauxe, L., & Yamazaki, T. (2015). Paleointensities. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on geophysics* (2nd ed., Vol. 5, pp. 461–509). Oxford: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00107-x>
- Tema, E., Hedley, I., Pavón-Carrasco, F. J., Ferrara, E., Gaber, P., Pilides, D., et al. (2021). The directional occurrence of the Levantine geomagnetic field anomaly: New data from Cyprus and abrupt directional changes. *Earth and Planetary Science Letters*, 557, 116731. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116731>
- Thellier, E., & Thellier, O. (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Annales de Géophysique*, 15, 285–376.
- Valet, J. P., Brassart, J., Le Meur, I., Soler, V., Quidelleur, X., Tric, E., & Gillot, P. Y. (1996). Absolute paleointensity and magnetomineralogical changes. *Journal of Geophysical Research*, 101(B11), 25029–25044. <https://doi.org/10.1029/96jb02115>
- Veitch, J., Hedley, I., & Wagner, J. J. (1984). An investigation of the intensity of the geomagnetic field during roman times using magnetically anisotropic bricks and tiles. *Archeological Sciences*, 37, 359–373.
- Wang, H., & Kent, D. V. (2021). RESET: A method to monitor thermoremanence alteration in Thellier-series paleointensity experiments. *Geophysical Research Letters*, 48, e2020GL091617. <https://doi.org/10.1029/2020GL091617>
- Yu, Y. J., & Tauxe, L. (2005). Testing the IZZI protocol of geomagnetic field intensity determination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6. <https://doi.org/10.1029/2004GC000840>

8. RESULTADOS ARQUEOMAGNÉTICOS EN MATERIALES DE ÉPOCA PREHISTÓRICA EN EL CÁUCASO: GRAKLIANI (GEORGIA)

8.1 Introducción

8.2 Recogida de muestras

8.3 Resultados de los experimentos de magnetismo de las rocas

8.4 Resultados de los experimentos de paleomagnetismo

8.5 Valores del parámetro de Koenigsberger

8.6 Resultados de los experimentos de arqueointensidad y de corrección de la anisotropía de la termorremanencia (ATRM)

8.7 El método calibrado de Pseudo-Thellier

8.8 Dataciones radiocarbónicas

8. RESULTADOS ARQUEOMAGNÉTICOS EN MATERIALES DE ÉPOCA PREHISTÓRICA EN EL CÁUCASO: GRAKLIANI (GEORGIA)

8.1 Introducción:

En este capítulo se presentan los resultados arqueomagnéticos y de arqueointensidad obtenidos de estudiar diversas estructuras de combustión y material cerámico procedentes del yacimiento prehistórico de Grakliani (Rep. de Georgia, Cáucaso). El grupo de paleomagnetismo de la UBU viene colaborando desde hace varios años con el profesor Vakhtang Licheli, responsable del área de arqueología de la universidad estatal de Tbilisi. El Dr. Licheli es director de las excavaciones arqueológicas del yacimiento de Grakliani y además, un reputado experto en la Edad del Bronce y Edad del Hierro.

Fruto de esta colaboración, surgió la posibilidad de estudiar arqueomagnéticamente estructuras de combustión arqueológicas de la prehistoria reciente en el Cáucaso. Si bien se han hecho ciertos esfuerzos en los últimos años (ej.: Shaar et al., 2017), los datos arqueomagnéticos de calidad disponibles en esa región son aún bastante escasos y temporalmente mal distribuidos. Los objetivos principales de este trabajo han sido, por un lado, desarrollar las investigaciones arqueomagnéticas en Georgia con el fin de fomentar este método como herramienta de datación. Por otro lado, obtener información geomagnética que permita reconstruir las variaciones direccionales y de intensidad del campo magnético terrestre en el pasado, incluyendo fenómenos tan particulares como la LIA, recientemente identificado en diferentes ámbitos de la cuenca mediterránea (ej.: García-Redondo et al., 2021; Osete et al., 2020; Rivero-Montero et al., 2021; Shaar et al., 2016). Finalmente, aportar información de interés arqueológico (fundamentalmente cronométrico) para la arqueología local. Esta contribución representa uno de los primeros estudios arqueomagnéticos de carácter sistemático y multimétodo que se desarrollan en Georgia y por eso, son datos que tienen un interés especial.

8.2 Recogida de muestras:

El yacimiento arqueológico de Grakliani se encuentra en la República de Georgia (Cáucaso). Esta región tiene evidencias de actividad humana desde el Paleolítico hasta el periodo romano (Licheli, 2020). Sin embargo, los restos arqueológicos estudiados en esta tesis abarcan desde el siglo XII a.C. hasta el siglo IV a.C.

Del yacimiento de Grakliani se han estudiado nueve estructuras de combustión (principalmente hornos) y ocho fragmentos cerámicos recogidos en dos campañas de muestreo diferentes (2018 y 2019). De cada estructura de combustión se recogieron bloques de mano orientados con brújula magnética para los experimentos de paleomagnetismo, así como material suelto sin orientar asociado a cada bloque de mano para los experimentos de magnetismo de las rocas y de arqueointensidad. En cuanto a los fragmentos cerámicos, estos se recogieron por estar asociados a alguna estructura de combustión o por tener un control cronológico basado en la estratigrafía y/o en la tipología cerámica. Cuando fue posible, también se recogió muestra de carbón asociada a la estructura con el objetivo de poder datarla radiocarbónicamente. La ubicación de los

bloques de mano orientados para cada estructura de combustión se ilustra en las figura 8.1 a 8.9.

En el primer muestreo (2018) se recogieron muestras de siete estructuras de combustión. Se recogió también una pequeña cantidad de muestra sin orientar de una posible octava estructura (GK8) que apenas había sido excavada en ese momento. En el segundo muestreo (2019) se volvió a recoger muestra de cuatro estructuras ya muestreadas (GK1, GK3, GK4 y GK5) y de dos nuevas (GK9 y GK10). La estructura GK8 cuya excavación apenas había empezado el año anterior, en el muestreo del año 2019 había desaparecido, al igual que la estructura GK7.

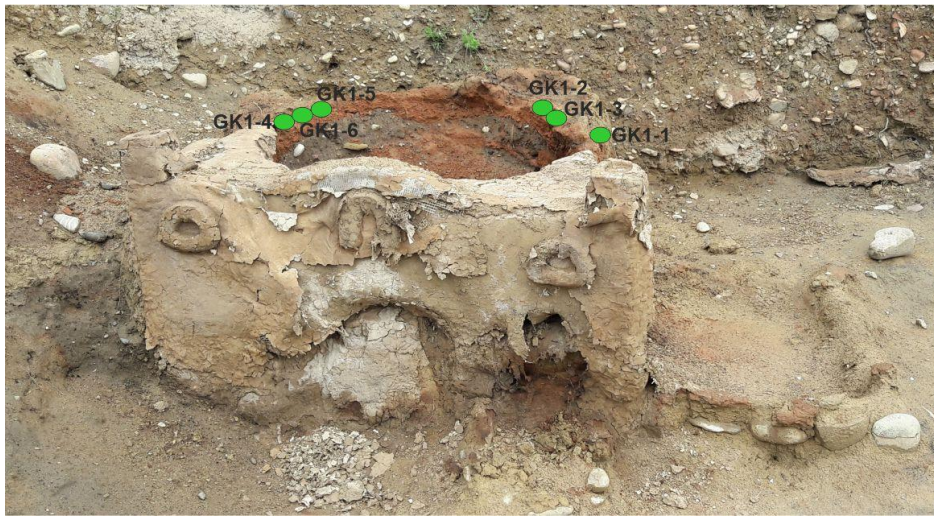


Figura 8.1. Estructura GK1 (horno) en el yacimiento arqueológico de Grakliani (Georgia). En verde los bloques de mano orientados recogidos.



Figura 8.2. Estructura GK2 (horno con una inscripción) en el yacimiento arqueológico de Grakliani (Georgia). En verde los bloques de mano orientados recogidos.



Figura 8.3. Estructura GK3 (horno) en el yacimiento arqueológico de Grakliani (Georgia). En verde los bloques de mano orientados recogidos.



Figura 8.4. Estructura GK4 (pared y superficie de suelo quemados) en el yacimiento arqueológico de Grakliani (Georgia). En verde los bloques de mano orientados recogidos.



Figura 8.5. Estructura GK5 (altar quemado) en el yacimiento arqueológico de Grakliani (Georgia). En verde los bloques de mano orientados recogidos.



Figura 8.6. Estructura GK6 en el yacimiento arqueológico de Grakliani (Georgia). En verde los bloques de mano orientados recogidos.



Figura 8.7. Estructura GK7 (horno) en el yacimiento arqueológico de Grakliani (Georgia). La foto corresponde a un momento donde aún no se había excavado completamente. En verde los bloques de mano orientados recogidos.

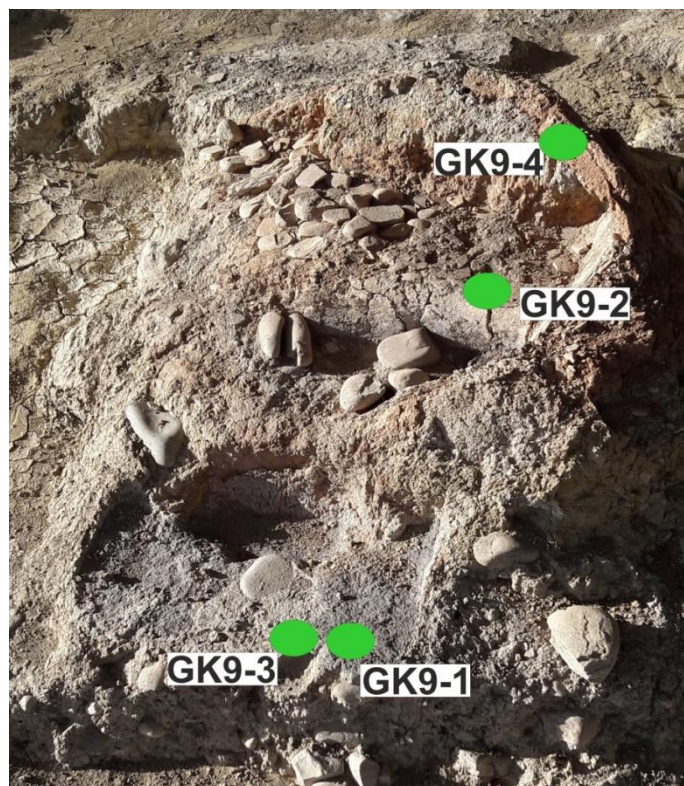


Figura 8.8. Estructura GK9 (horno) en el yacimiento arqueológico de Grakliani (Georgia). En verde los bloques de mano orientados recogidos.

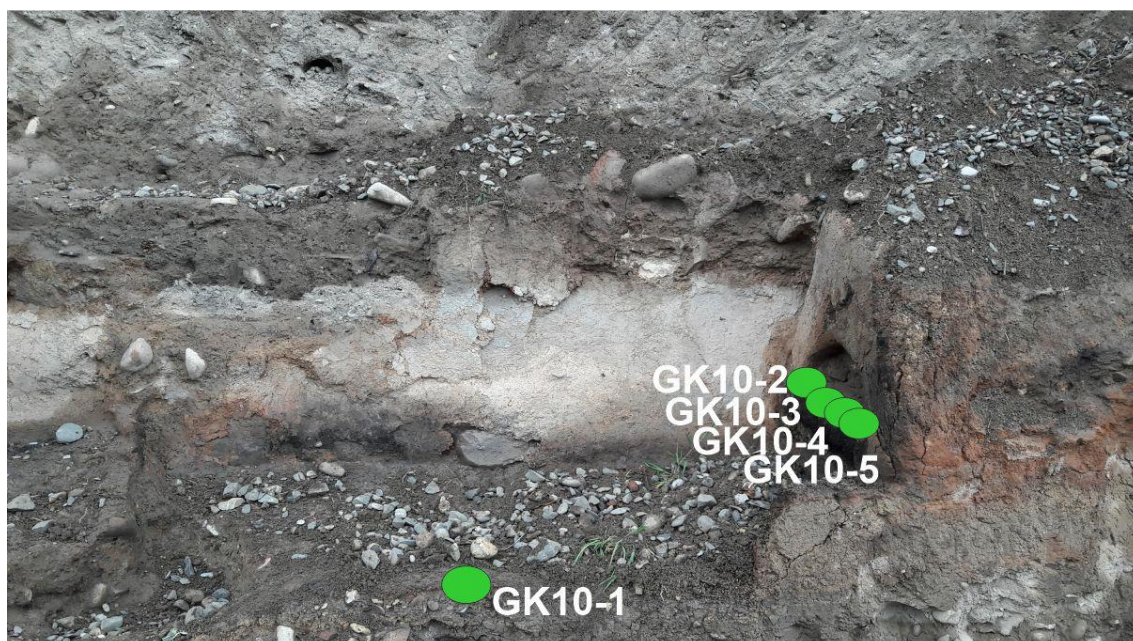


Figura 8.9. Estructura GK10 (horno) en el yacimiento arqueológico de Grakliani (Georgia). En verde los bloques de mano orientados recogidos.

8.3 Resultados de los experimentos de magnetismo de las rocas:

Los experimentos de magnetismo de las rocas (metodología descrita en el apartado 3.2.2) se han realizado en muestra suelta procedente de cada uno de los bloques de mano. De esta forma nos encontramos con un total de 63 muestras analizadas de las estructuras de combustión estudiadas. También se realizaron estos experimentos en cada fragmento cerámico. En total se obtuvieron datos de magnetismo de las rocas en ocho especímenes procedentes de las distintas cerámicas.

Las curvas IRM de todas las muestras, tanto de las estructuras de combustión como de las cerámicas, están saturadas al 91% en campos de 300 mT (excepto una que está saturada al 84%), indicando que la magnetización está dominada por minerales de baja coercitividad. Así mismo, en ambos materiales todas las curvas termomagnéticas presentan una única fase, tanto en el ciclo de calentamiento como en el de enfriamiento (Fig. 8.10). De ellas, 61 son curvas reversibles, donde la diferencia entre la magnetización inicial antes del calentamiento y la magnetización final después de que se completó el enfriamiento es muy baja, en torno al 10%, por lo que ambos ciclos coinciden (Fig. 8.10a y c). Otras 10 curvas se han considerado irreversibles (ej.: Fig. 8.10b) y, entre ellas, algunas presentan creación de magnetita secundaria durante el experimento (Fig. 8.10b y d). Las temperaturas de Curie varían entre 560 y 600°C en el ciclo de calentamiento y entre 560 y 590°C en el ciclo de enfriamiento.

En todos los ciclos de histéresis se observan curvas con formas “pot-bellied”, indicando la presencia de mezcla de coercitividades y/o tamaños de grano (Tauxe et al., 1996). Ya se ha mencionado anteriormente que la interpretación del diagrama de Day está influida

por diversas variables (Roberts et al., 2018; 2019). No obstante, en colecciones como ésta, donde la composición ferromagnética es altamente homogénea según indican las curvas termomagnéticas, su combinación con otros análisis puede ser muy útil para inferir variaciones en el estado de dominios. Muchas de las muestras tienen una tendencia hacia el centro del área PSD, pero se encuentran más o menos cerca de la curva que representa la mezcla monodominio (SD) + multidominio (MD) para magnetita, como se puede observar en los diagramas de Day tanto de las estructuras de combustión (Fig. 8.11a) como de los fragmentos cerámicos (Fig. 8.11b). Con todos estos datos, podemos determinar que el principal mineral portador de la termorremanencia es magnetita en estado pseudo-monodominio (PSD).

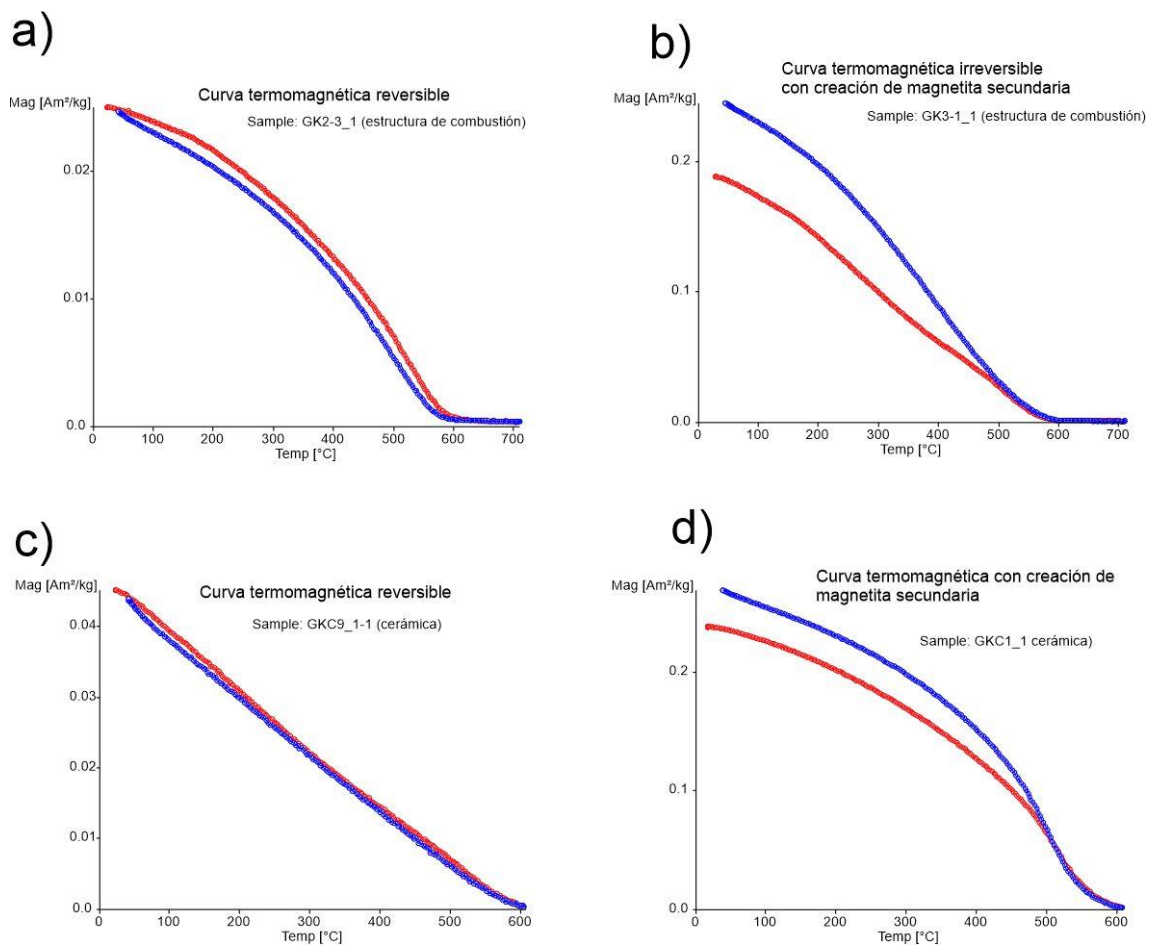


Figura 8.10. Curvas termomagnéticas representativas de las estructuras de combustión (a y b) y de los fragmentos cerámicos (c y d).

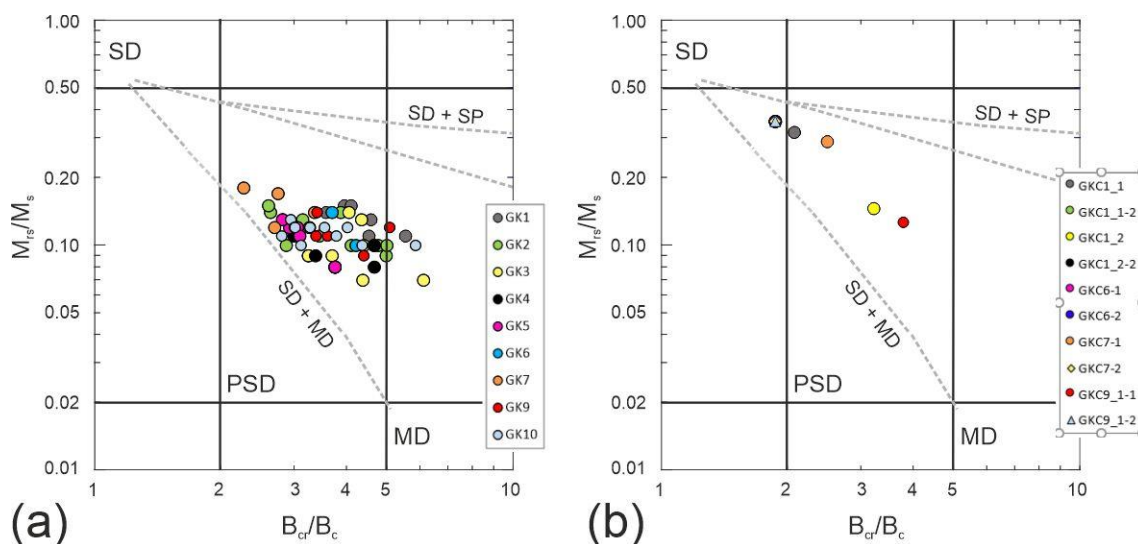


Figura 8.11. Diagrama de Day con muestras de las estructuras de combustión (a) y de los fragmentos cerámicos (b). Algunas muestras procedentes de los fragmentos cerámicos aparecen solapadas en el diagrama debido a la coincidencia de los valores.

8.4 Resultados de los experimentos de paleomagnetismo:

Tras desmagnetizar la NRM de las muestras se observó que, en general, los diagramas de Zijderveld eran univectoriales. Sin embargo, también se observan diagramas con dos componentes que, en ocasiones, incluso se solapan, impidiendo aislar correctamente la componente característica. Es por ello que los resultados de paleomagnetismo (metodología descrita en el apartado 3.2.3) no se van a presentar agrupados, como sí se ha hecho con los resultados de magnetismo de las rocas que eran más homogéneas, sino que se va a hacer de forma individualizada con el objetivo de poder mostrar al lector la problemática de cada estructura. A continuación, se presentan los resultados por cada estructura estudiada.

-GK1 –Horno. 1197 – 933 cal a.C. (2σ) (datación radiocarbónica)-:

Los seis bloques de mano orientados recogidos de esta estructura han sido desmagnetizados térmicamente o por campos alternos. Tras submuestrearlos en especímenes cúbicos, se desmagnetizaron un total de veintiocho especímenes. A partir de esta desmagnetización se ha podido observar que se trata de una estructura con un comportamiento paleomagnético complicado y donde no es posible observar una homogeneidad ni entre bloques ni entre especímenes de un mismo bloque.

El bloque GK1-1 presenta diagramas de Zijderveld complicados y con más de una componente. Por otro lado, todos los especímenes desmagnetizados del bloque GK1-2, excepto uno, presentan dos componentes parcialmente superpuestas (Fig. 8.12a). Por el contrario, el bloque GK1-3 es paleomagnéticamente de mejor calidad. En todos los

especímenes desmagnetizados se observa una sola componente de polaridad normal definida entre 100/200 - 500°C y 6 – 86 mT, y una pequeña componente viscosa con temperaturas máximas de desbloqueo de 100 °C y 6 mT. Todos los especímenes del bloque GK1-4 (a excepción de uno) y los del bloque GK1-5 presentan una componente definida entre 100 y 580 °C y 6 y 100 mT. Sin embargo, en este bloque GK1-5 hay dos especímenes en los que se han observado dos componentes y, en uno de ellos, estas aparecen superpuestas, lo que imposibilita aislar con claridad la componente primaria (Fig. 8.12b). En estos dos especímenes las dos componentes se definen entre 12 y 30 mT y entre 30 y 55 mT para un espécimen (Fig. 8.12b) y entre 4 y 12 mT y 21 y 100 mT en el otro. De los cinco especímenes desmagnetizados del bloque GK1-6, dos presentan dos componentes que parecen estar superpuestas. De estos dos especímenes, uno tiene las dos componentes claramente superpuestas y el otro algo menos (Fig. 8.12c), pero su dirección es bastante anómala.

Con todo ello, se ha utilizado para el cálculo de la dirección media de la estructura GK1 veintitrés especímenes de los veintiocho desmagnetizados. En total se han excluido cinco especímenes: uno de cada bloque GK1-2, GK1-4 y GK1-5, y dos del bloque GK1-6. Los tres primeros especímenes han sido rechazados por presentar diagramas de Zijderveld con dos componentes superpuestas. En el caso de los dos especímenes rechazados de GK1-6, uno presentaba también un diagrama de Zijderveld con dos componentes superpuestas y, el otro, tenía dos componentes superpuestas y con una dirección anómala (Fig. 8.12c). Ambos especímenes se encontraban juntos dentro del bloque GK1-6. La dirección media obtenida para esta estructura de combustión está recogida en la Tabla 8.1 y en la Figura 8.21a.

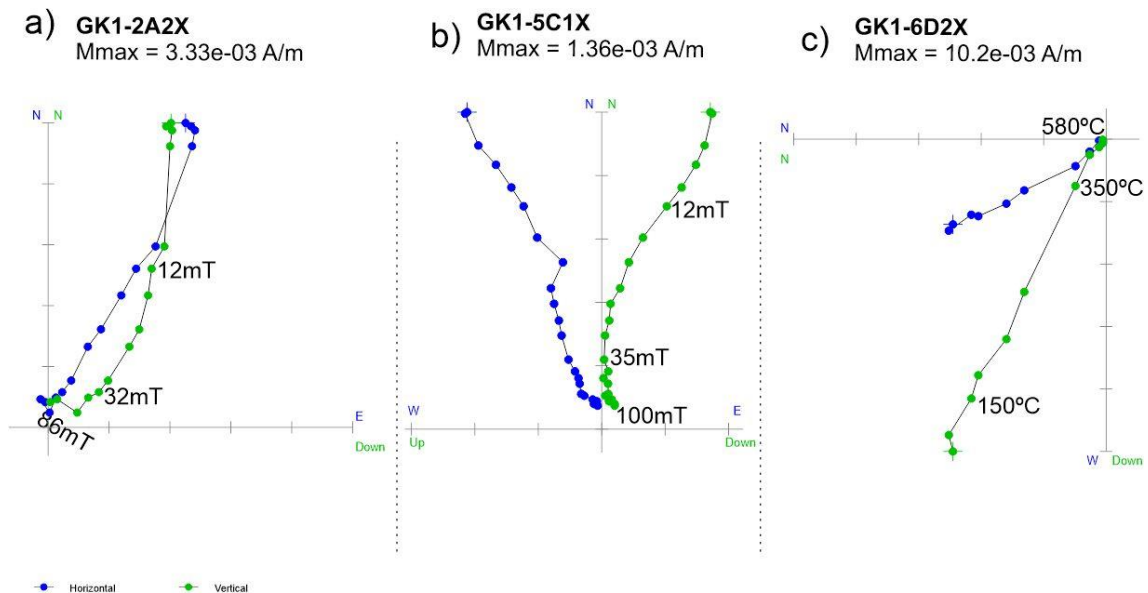


Figura 8.12. Diagramas de Zijderveld representativos del horno GK1: a y b) diagramas con dos componentes parcialmente superpuestas, c) diagrama dos componentes ligeramente superpuestas y con dirección anómala. En azul (verde) se muestran los pasos de desmagnetización en su proyección horizontal (vertical). Se indica el nombre del espécimen y los principales pasos de desmagnetización.

-GK2 –Horno. S. X a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

De los tres bloques de mano recogidos de esta estructura, solo dos se subdividieron en especímenes para desmagnetizar térmicamente o por campos alternos su NRM. El tercer bloque no pudo ser analizado por problemas de conservación. Además, debido a la importancia y singularidad de la estructura (es un horno con una inscripción excepcional fechada en torno al s. XI-X a.C. (Maisuradze, 2019), no se nos permitió recoger más bloques de mano orientados de otras áreas de la estructura.

Se desmagnetizó la NRM de diecisiete especímenes, de los cuales once han sido utilizados para calcular la dirección media. Los diagramas de Zijderveld considerados para la dirección media son univectoriales, de polaridad normal, tienen una pequeña porción de magnetización viscosa (eliminable en torno a 6 mT o 200 °C) y se dirigen al origen (Fig. 8.13a). Por el contrario, dos especímenes del bloque GK2-3 no fueron tenidos en cuenta para el cálculo de la dirección media debido a que los diagramas de Zijderveld mostraban la superposición de dos componentes (Fig. 8.13b). De este mismo bloque, otro espécimen se rechazó porque, a pesar de tener una sola componente, la dirección que presentaba era completamente anómala y la intensidad de la magnetización era notablemente inferior a la del resto de especímenes del mismo bloque. En cuanto a los especímenes desmagnetizados del bloque GK2-5, todos ellos tienen unas intensidades mucho más débiles, de hasta un orden de magnitud menor, que las del bloque anterior. Además, tres de estos especímenes presentaban unas direcciones raras, por lo que finalmente fueron eliminados del cómputo final de la dirección media (Fig. 8.13c). Estos especímenes del bloque GK2-5 se encuentran en el borde tanto del bloque como de la estructura, por lo que es posible que las intensidades tan bajas se deban a que las muestras no se han calentado lo suficiente y, por lo tanto, no porten una TRM. Los valores del parámetro de Koenigsberger (Q_n ratio) (Figura 8.22b), determinan que los especímenes procedentes del bloque GK2-5 han registrado la magnetización de manera menos eficiente que los procedentes del bloque GK2-3. De hecho, hay dos especímenes procedentes del bloque GK2-5 con valores de Q_n ratio menores de 1.00, indicando que su magnetización muy probablemente no es de origen térmico. La dirección media obtenida para esta estructura de combustión está recogida en la Tabla 8.1 y en la Figura 8.21b.

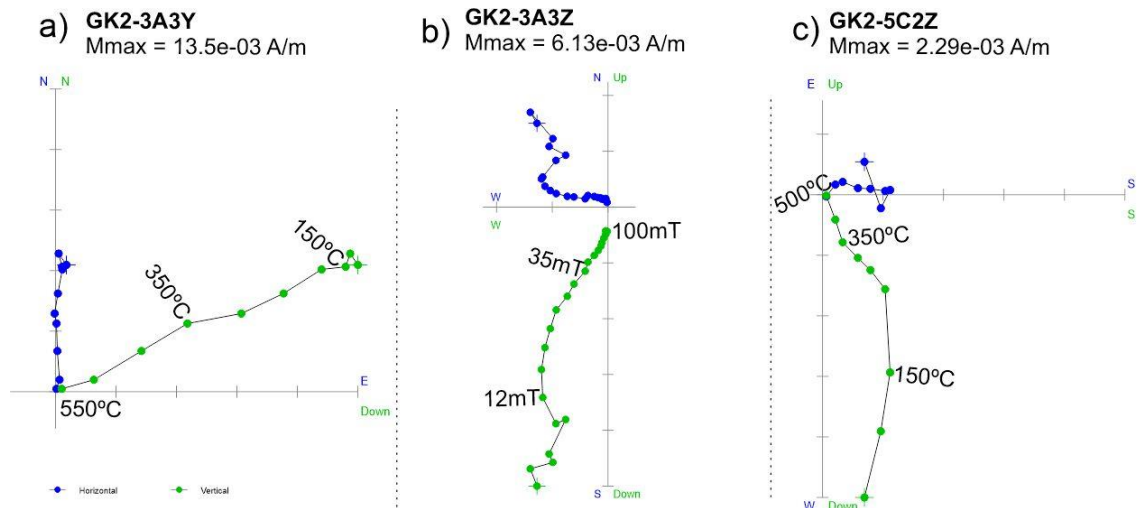


Figura 8.13. Diagramas de Zijderveld representativos del horno GK2: a) diagrama univectorial, b) diagrama con dos componentes superpuestas, c) diagrama con dirección anómala. Los símbolos son como los descritos para la Fig. 8.12.

-GK3 –horno. S. IV a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

En este horno se recogieron seis bloques de mano orientados. La NRM se desmagnetizó térmicamente o por campos alternos en un total de veinte especímenes procedentes de todos los bloques de mano. Al observar los diagramas de Zijderveld obtenidos tras la desmagnetización, se han podido determinar distintos comportamientos en función de los bloques y de su localización en la propia estructura.

Los especímenes de los bloques GK3-1, GK3-3 y GK3-4, presentan comportamientos algo heterogéneos. En el bloque GK3-1 hay especímenes que tienen una sola componente (Fig. 8.14a) y otro que presenta dos componentes definidas entre 6 y 13 mT y 17 y 86 mT (Fig. 8.14b). Así mismo, las intensidades de los especímenes procedentes de estos tres bloques son más débiles que las intensidades de los especímenes procedentes de los bloques GK3-2, GK3-6 y GK3-7. Además, no todos los especímenes procedentes de los bloques GK3-1, GK3-3 y GK3-4 permiten determinar una dirección clara. Sin embargo, los bloques GK3-2, GK3-6 y GK3-7 tienen una mejor señal paleomagnética, ya que todos los especímenes tienen una única componente, de polaridad normal e intensidades altas.

Estos comportamientos podríamos agruparlos en dos: un comportamiento heterogéneo con intensidades débiles de los bloques GK3-1, GK3-3 y GK3-4, y un comportamiento homogéneo con altas intensidades de los bloques GK3-2, GK3-6 y GK3-7. Esto se justifica por la distribución que tienen los bloques dentro de la estructura de combustión. Los tres primeros bloques se localizan en una zona más externa de la estructura. Sin embargo, los otros tres bloques se recogieron de la parte más interna y potencialmente más quemada. Estos tres últimos bloques tienen intensidades de hasta de dos órdenes de magnitud mayor que los otros tres bloques.

Por lo tanto, para el cálculo de la dirección media de este horno se han tenido en cuenta dieciséis de los veinte especímenes desmagnetizados. Los cuatro especímenes descartados proceden de los bloques GK3-3 y GK3-4: uno por estar mal orientado, otro porque no se han podido obtener datos coherentes debido a que la intensidad de la magnetización era muy débil y otros dos por presentar dos componentes superpuestas. Finalmente, la dirección media obtenida para esta estructura de combustión está recogida en la Tabla 8.1 y en la Figura 8.21c.

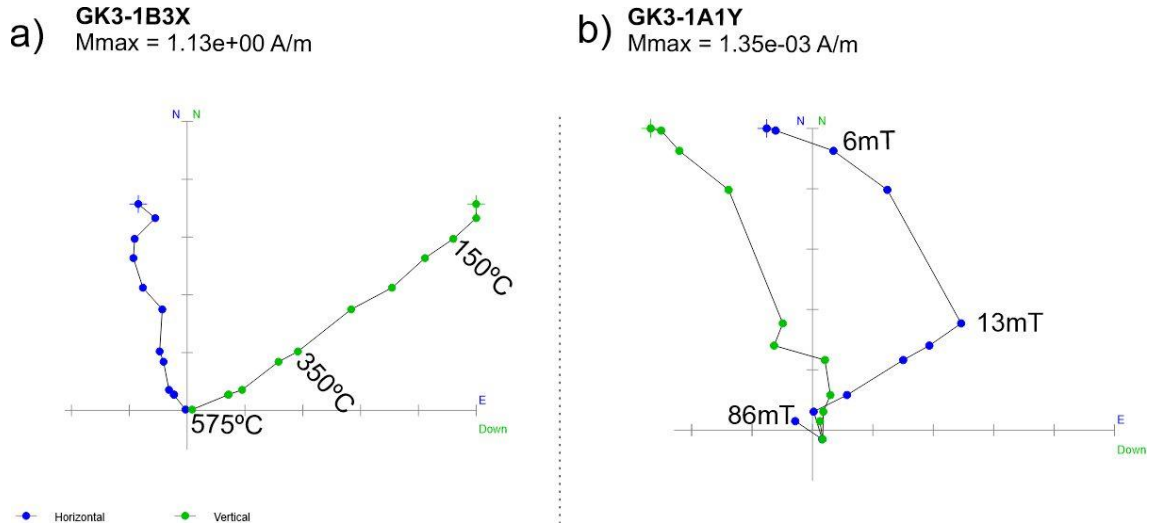


Figura 8.14. Diagramas de Zijderveld representativos del horno GK3: a) diagrama univectorial, b) diagrama con dos componentes. Los símbolos son como los descritos para la Fig. 8.12.

-GK4 –Pared y superficie quemada, S. IV a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

Los especímenes desmagnetizados térmicamente o por campos alternos proceden de los cuatro bloques de mano recogidos. Se desmagnetizó la NRM de un total de quince especímenes. En general, todos los especímenes de todos los bloques presentan una única componente paleomagnética de polaridad normal y definida entre *ca.* 10 y 86 mT o 150 y 580 °C y una componente viscosa fácilmente aislable (aproximadamente hasta 10 mT o 150 °C) (Fig. 8.15a). Para el cálculo de la dirección media de la estructura se han rechazado dos especímenes, uno por no tener datos suficientes ya que el espécimen se rompió a mitad de experimento, y otro debido a que no aportaba datos coherentes, la intensidad de la magnetización era muy baja y posiblemente hubo también un problema de medida (Fig. 8.15b). La dirección media obtenida para esta estructura de combustión está recogida en la Tabla 8.1 y en la Figura 8.21d.

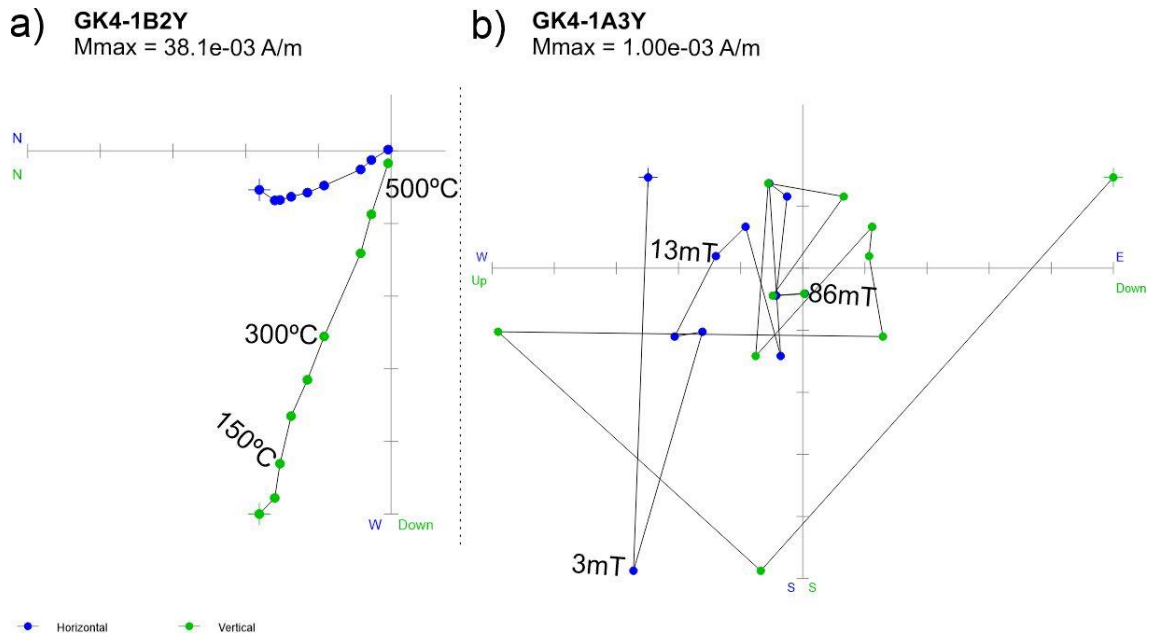


Figura 8.15. Diagramas de Zijderveld representativos de la superficie quemada GK4: a) diagrama con una única componente paleomagnética, b) diagrama rechazado para el cálculo de la dirección media. Los símbolos son como los descritos para la Fig. 8.12.

-GK5- Altar quemado. 378 – 197 cal. a.C. (2σ). (datación radiocarbónica)-:

Se desmagnetizó térmicamente o por campos alternos la NRM de especímenes procedentes de los seis bloques de mano recogidos de la estructura quemada, concretamente un altar (Fig. 8.5). Al analizar los diagramas de Zijderveld se ha observado un comportamiento paleomagnético sencillo. Los diagramas mostraban una única componente estable y de polaridad normal definida entre 250 – 580 °C y 10 – 90 mT (Fig. 8.16a y b) y una porción de magnetización viscosa fácilmente eliminable a campos máximos de aproximadamente 10 mT o temperaturas de unos 200 °C. Sin embargo, de los bloques GK5-2 y GK5-3 se obtienen unas direcciones algo distintas con respecto al resto de bloques. Cuando se realizó el muestreo de estos bloques ya se observó y anotó que la muestra de ambos bloques no estaba completamente compacta y adherida al propio bloque, lo que dificultó la extracción de los bloques y nos alertó de que pudiese haber errores en el muestreo que posteriormente quedasen reflejados en las direcciones. Además, el primer centímetro de muestra de los bloques se perdió debido a que, como ya se ha señalado, la muestra estaba poco cohesionada, perdiendo de esta forma la parte de la muestra que estaba más quemada. Esta sospecha ha quedado evidenciada con las direcciones que se han obtenido de ambos bloques. Es más, a partir del parámetro de Koenigsberger (Q_n ratio) (Figura 8.22b), se puede observar que los valores más bajos de la estructura GK5, a excepción de un espécimen, se corresponden con los de los bloques GK5-2 y GK5-3, justificando de esta manera que la parte de

muestra que se perdió era la más quemada y, por tanto, la que se conservó, la menos quemada.

Es por ello que para el cómputo de la dirección media de la estructura se decidió no tener en cuenta los seis especímenes procedentes de los bloques GK5-2 y GK5-3. Por lo tanto, la dirección media de la estructura fue determinada a partir de veintiuno de los veintisiete especímenes desmagnetizados. Esta está recogida en la Tabla 8.1 y en la Figura 8.21e.

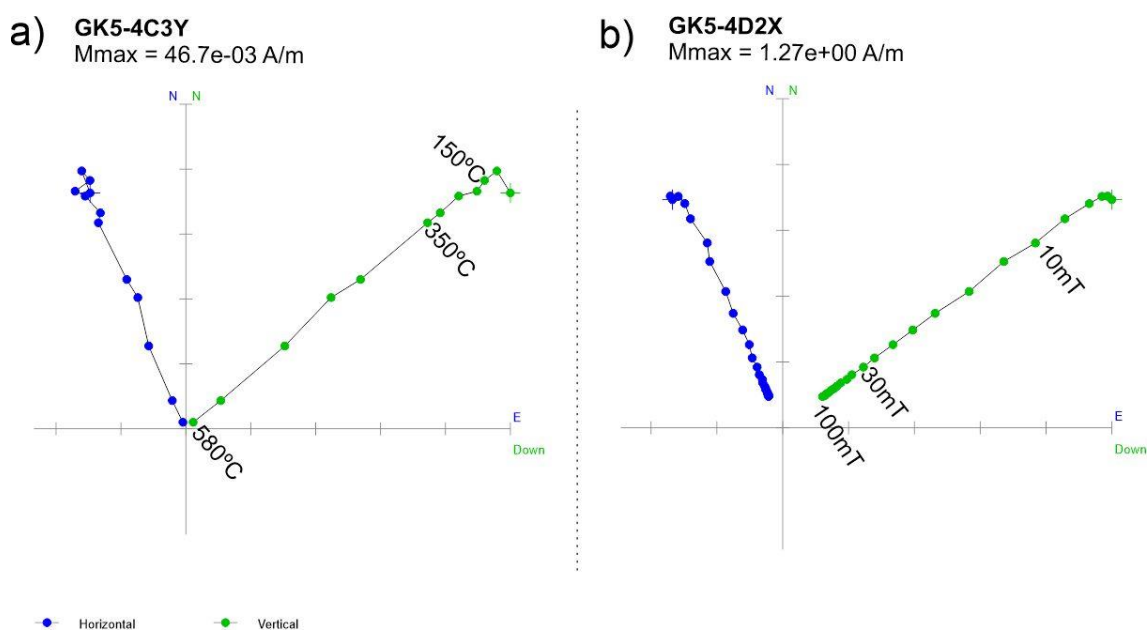


Figura 8.16. Diagramas de Zijderveld representativos del altar quemado GK5: a) diagrama con una única componente paleomagnética de un espécimen desmagnetizado térmicamente y b) de un espécimen desmagnetizado por campos alternos. Los símbolos son como los descritos para la Fig. 8.12.

-GK6 –estructura quemada. S. X-V a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

De los tres bloques de mano recogidos, solo se utilizaron dos para la desmagnetización térmica o por campos alternos de la NRM. El tercero no pudo ser analizado por problemas de conservación y, además, este horno ya había sido excavado para la 2ª campaña de muestreo. Se desmagnetizaron ocho especímenes. En general todos los diagramas de Zijderveld tienen una componente paleomagnética de polaridad normal definida entre 300 – 550° C (Fig. 8.17a) o entre 40 – 86 mT. Se observa también una pequeña componente viscosa entre 150 – 250° C o entre 6 – 40 mT. La figura 8.17b ilustra el caso de un espécimen con dos componentes superpuestas y dirección anómala, en la que no fue posible aislar la componente primaria. La dirección media de la estructura fue determinada a partir de cuatro de los ocho especímenes desmagnetizados. Los cuatro especímenes restantes se rechazaron debido a la superposición de

componentes paleomagnéticas. La dirección media obtenida para esta estructura de combustión está recogida en la Tabla 8.1 y en la Figura 8.21f.

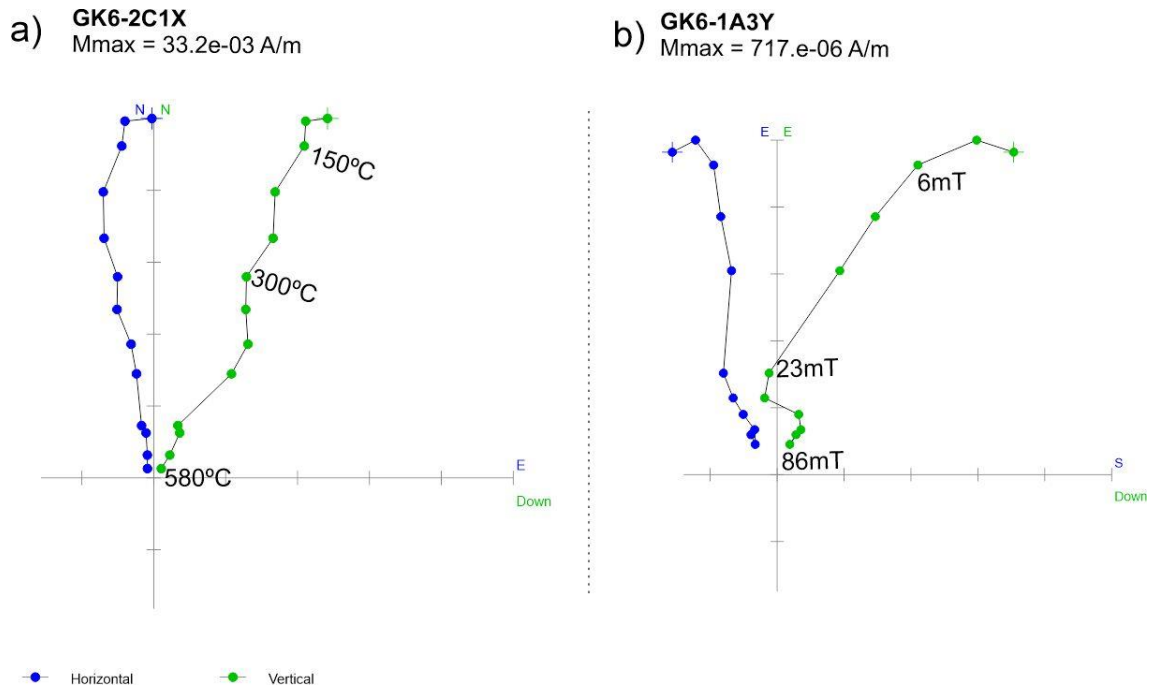


Figura 8.17. Diagramas de Zijderveld representativos del horno GK6: a) diagrama con dos componentes y b) diagrama con dos componentes superpuestas. Los símbolos son como los descritos para la Fig. 8.12.

-GK7 –Horno. 980 – 831 cal. a.C. (2σ). (datación radiocarbónica)-:

De los tres bloques de mano recogidos solo se pudo submuestrear uno para que la NRM de sus especímenes pudiese ser desmagnetizada térmicamente o por campos alternos. El resto de bloques no pudo ser analizado debido a problemas de conservación tanto con el material como con las marcas de orientación. De este único bloque se obtuvieron catorce especímenes. En general todos los diagramas de Zijderveld tienen una componente paleomagnética estable y de polaridad normal definida entre 10 – 90 mT o entre 200/250 – 580 °C (Fig. 8.18a y b). Además, se observa una pequeña componente viscosa fácilmente aislable a 8-13 mT o 200-250 °C.

Para calcular la dirección media de la estructura se han considerado todos los especímenes excepto uno. Este espécimen se rechazó debido a que la determinación obtenida contaba muy pocos puntos ya que la muestra se rompió a mitad del proceso de desmagnetización. La dirección media de esta estructura está recogida en Tabla 8.1 y en la Figura 8.21g.

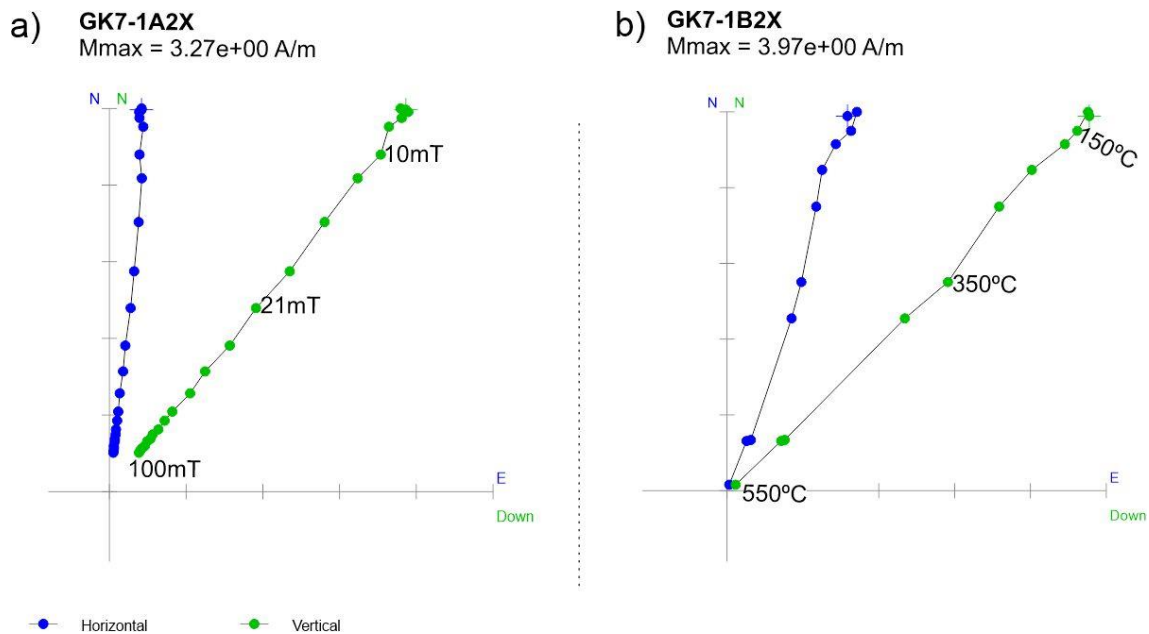


Figura 8.18. Diagramas de Zijderveld representativos del horno GK7: a) diagrama con una única componente paleomagnética de un espécimen desmagnetizado por campos alternos y b) de un espécimen desmagnetizado térmicamente. Los símbolos son como los descritos para la Fig. 8.12.

-GK9 –Horno. 516 – 391 cal. a.C. (2 σ). (datación radiocarbónica)-:

La desmagnetización térmica o por campos alternos de la NRM se realizó en 21 especímenes de los cuatro bloques de mano recogidos. Los diagramas de Zijderveld de los bloques GK9-2 y GK9-4 presentan una componente de polaridad normal definida entre 10 - 100 mT o 250 - 580 °C e interpretada como la componente característica (Fig. 8.19a). Además, se observa también una pequeña componente secundaria de origen viscoso que no supera los 10-13 mT o los 200 °C. El bloque GK9-4 procede de la pared del horno, la cual está ligeramente basculada (Fig. 8.8). Los resultados direccionales demuestran que realmente existe un buzamiento hacia el borde externo del bloque que afecta a la dirección, pero desafortunadamente, éste no fue medido en el campo. Los resultados señalan una rotación cuyo eje coincide aproximadamente con el de la declinación y este eje coincide con la dirección del borde que se muestreó. Las muestras de los otros dos bloques recogidos, GK9-1 y GK9-3, tenían una textura muy diferente debido a que se trataba de un material no cohesionado y sin compactar formado principalmente por cenizas. Es por ello que los diagramas de Zijderveld son tan complejos de interpretar (Fig. 8.19b).

Debido a los comportamientos paleomagnéticos observados en los diagramas de Zijderveld, se han rechazado del cómputo final de la dirección media, por lo descrito en el párrafo anterior, los bloques GK9-1, GK9-3 y GK9-4. Por lo tanto, únicamente se han tenido en cuenta para calcular la dirección media de la estructura los diez especímenes del bloque GK9-2. Esta está recogida en la Tabla 8.1 e ilustrada en la Figura 8.21h.

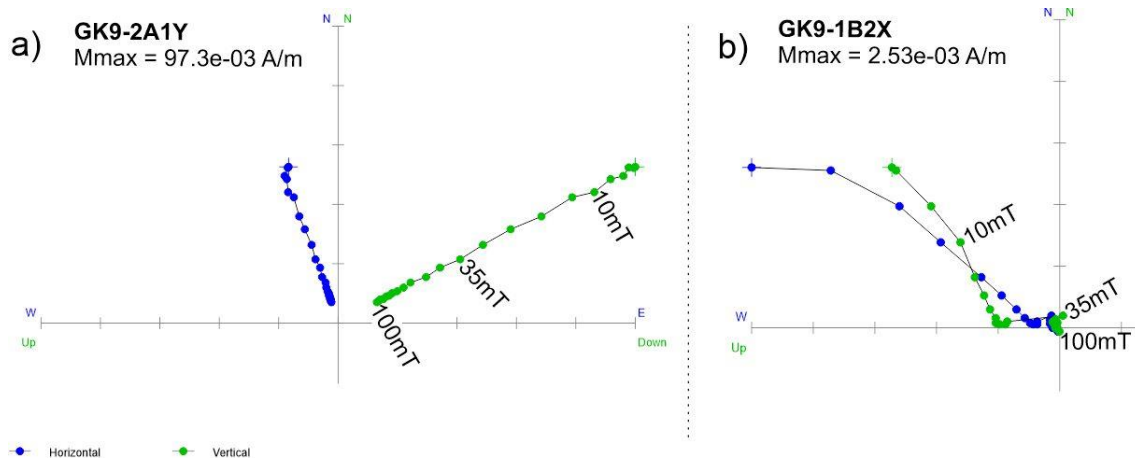


Figura 8.19. Diagramas de Zijderveld representativos del horno GK9: a) diagrama con una componente de polaridad normal del bloque GK9-2, y b) diagrama no considerado para el cálculo de la dirección media. Los símbolos son como los descritos para la Fig. 8.12.

-GK10 –Horno. S. XII-XI a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

La desmagnetización térmica o por campos alternos de la NRM se realizó en un total de 27 especímenes de los cinco bloques de mano recogidos. En la mayoría los diagramas de Zijderveld se observa una única componente paleomagnética de polaridad normal definida entre 35-100 mT o 200/250-580 °C (ChRM) junto con una pequeña magnetización secundaria viscosa eliminable a campos de 25 mT o máximas temperaturas de desbloqueo de 200 °C (Fig. 8.20a). Asimismo, otras muestras tienen dos componentes superpuestas (Fig. 8.20b).

Para el cómputo de la dirección media se han rechazado cuatro especímenes. Tres especímenes fueron rechazados porque debido a la superposición de las componentes no fue posible aislar correctamente la componente primaria. El cuarto espécimen se rechazó porque tenía una dirección anómala. Con todo ello, la dirección media de la estructura se calculó a partir de veintitrés especímenes, la cual está recogida en la Tabla 8.1 y en la Figura 8.2.

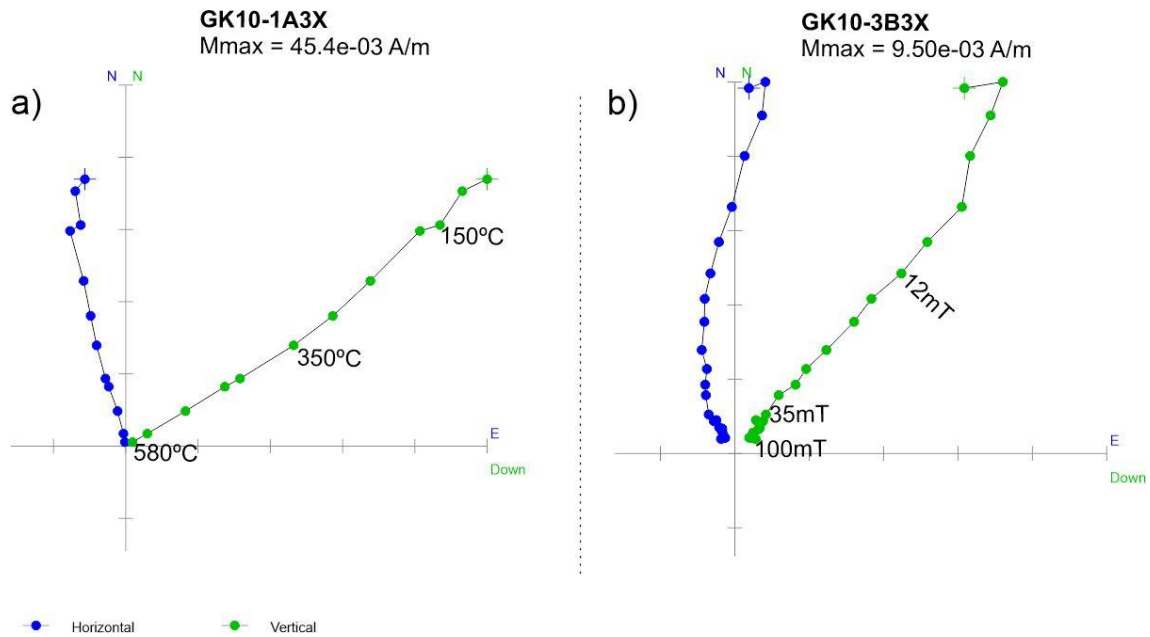


Figura 8.20. Diagramas de Zijderveld representativos del horno GK10: a) diagrama con una componente de polaridad normal, y b) diagrama con dos componentes superpuestas. Los símbolos son como los descritos para la Fig. 8.12.

Estructura	n/N	D ($^{\circ}$)	I ($^{\circ}$)	α_{95} ($^{\circ}$)	k
GK1	23/28	357.1	52.5	4.9	39
GK2	11/17	350.1	69.1	6.2	55
GK3	16/20	355.6	55.8	5.0	56
GK4	13/15	345.3	60.8	5.6	56
GK5	21/27	332.3	49.0	2.3	195
GK6	4/8	351.7	40.7	8.6	195
GK7	13/14	16.9	44.1	2.7	235
GK9	10/10	338.2	59.7	2.5	383
GK10	23/27	350.5	59.2	4.7	43

Tabla 8.1. Resultados direccionales del yacimiento de Grakliani (Georgia). [n/N (n = número de especímenes considerados para el cálculo de la ChRM / N = número total de especímenes analizados. D = declinación; I = inclinación; α_{95} = semi-ángulo de confianza; k = parámetro de precisión según la estadística de Fisher (1953)].

Figura 8.21. Proyecciones estereográficas de todas las direcciones características (ChRM) aceptadas para cada estructura de combustión, con la dirección media y el círculo de confianza, α_{95} (en rosa). n/N = número de especímenes considerados/analizados; Dec. = declinación; Inc. = inclinación; k = parámetro de precisión; α_{95} = semiángulo de confianza expresado al 95%.

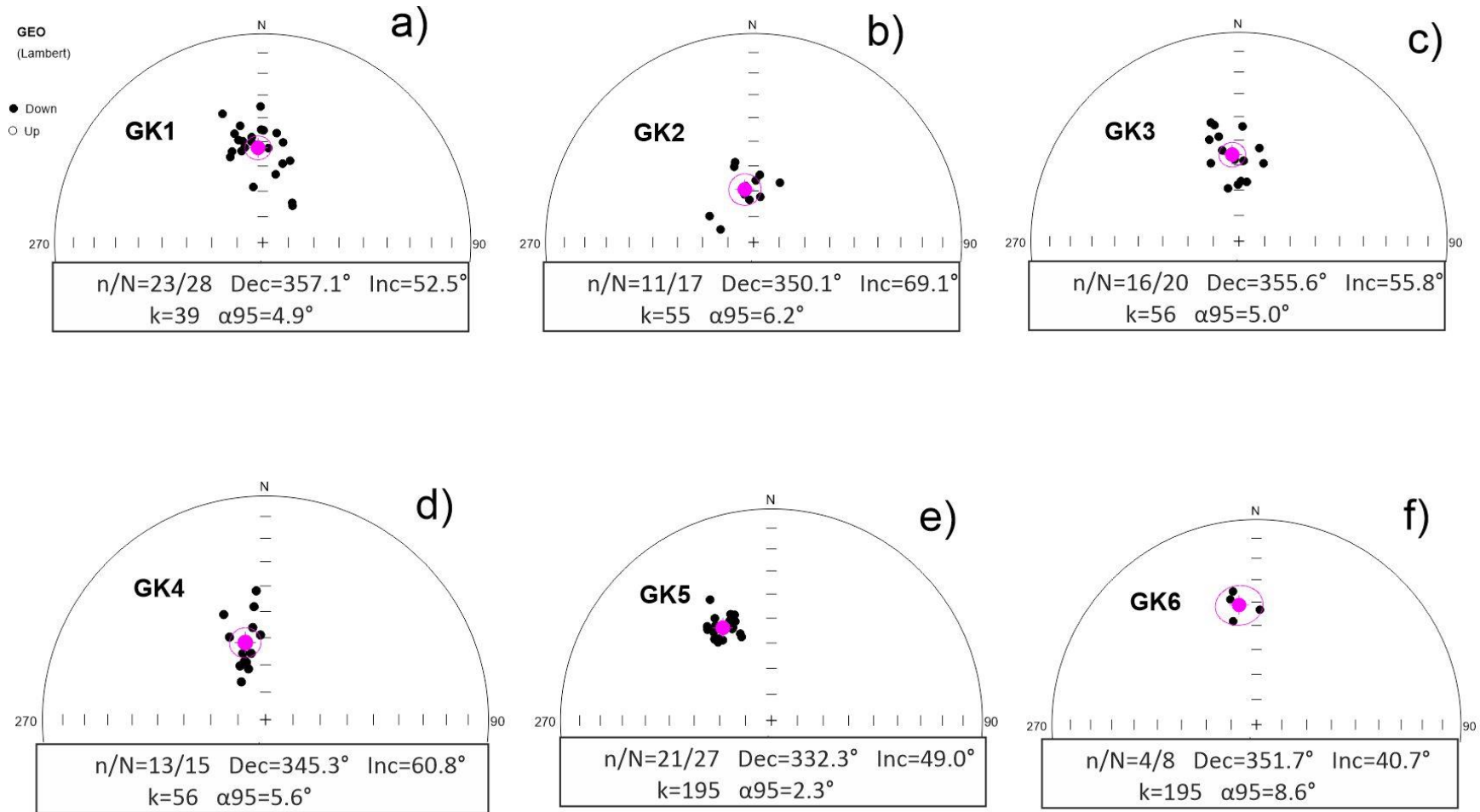
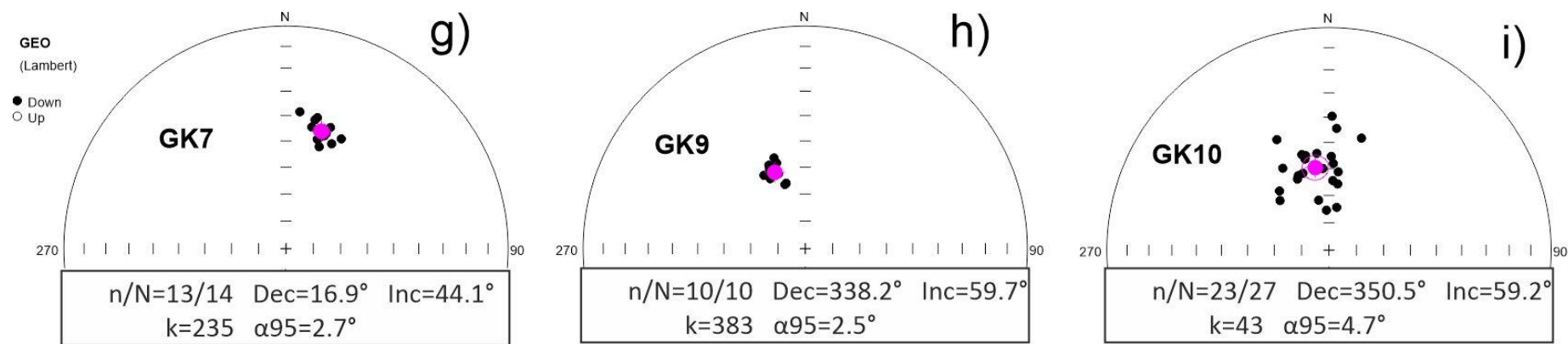


Figura 8.21. (Continuación)



8.5 Valores del parámetro de Koenigsberger:

Se han calculado los valores del parámetro de Koenigsberger [$Q_n = \text{NRM} / (\chi H)$] (Stacey 1967), donde χ es la susceptibilidad magnética y H es la intensidad del CMT local (35.8 A/m). Este parámetro (Q_n), ilustrado en la figura 8.22 (a-b), proporciona una rápida estimación sobre la eficiencia del mecanismo de registro de la magnetización, a partir de la relación entre la magnetización inducida y remanente. Es por lo tanto muy útil en la identificación de materiales arqueológicos quemados portadores de termorremanencia (TRM). Todos los valores de Q_n de las estructuras estudiadas varían entre 0 y 10. La única excepción es la estructura GK3, cuyos valores varían entre 0 y 15. Los valores de Q_n de todas las estructuras que están por encima de la unidad indican que muy probablemente, el mecanismo de la magnetización es de origen térmico (TRM o p-TRM). Sin embargo, 48 de las 142 muestras analizadas (33%) presentan valores de Q_n menores que 1.00, indicando que el mecanismo de registro de la magnetización probablemente no es de origen térmico. Las muestras con valores más elevados proceden de las estructuras GK5 y GK7, coincidiendo de esta forma con aquellas estructuras en las que los experimentos de paleomagnetismo han funcionado mejor.

La razón principal por la cual muchos especímenes exhiben valores de $Q_n < 1$ es porque en el campo tratamos de muestrear todo lo posible y eso implica que, inevitablemente, ciertas muestras o bloques de mano no siempre están lo suficientemente bien quemados o corresponden a partes menos afectadas por el calentamiento (ej.: bordes o paredes externas de hornos). En la figura 8.22a están recogidos todos los especímenes, mientras que en la figura 8.22b, aparecen representados aquellos bloques que han tenido algún comportamiento particular dentro de la estructura, como ya se ha descrito anteriormente. Se puede observar como los bloques 2 y 3 de la estructura GK5 no han registrado la termorremanencia de manera tan eficiente como sí lo hicieron el resto de bloques de esa estructura (Fig. 8.22b). Lo mismo ocurre entre los bloques 1, 3 y 4 vs. los bloques 2, 6 y 7 de la estructura GK3, donde los valores de Q_n de estos últimos son más elevados. Este parámetro ha permitido también verificar que el bloque 5 de la estructura GK2 (GK2-5), presenta valores muy bajos en comparación con el bloque 3 (GK2-3) (Fig. 8.22b). La razón ya comentada, es que la ubicación de los bloques de mano (muestras) dentro de la estructura de combustión es un factor que influye, pues su exposición al calentamiento no es igual según esté en una zona u otra. En todo caso este parámetro nos ha ayudado también a preseleccionar qué muestras son potencialmente portadoras de TRM de cara a los experimentos de paleointensidad.

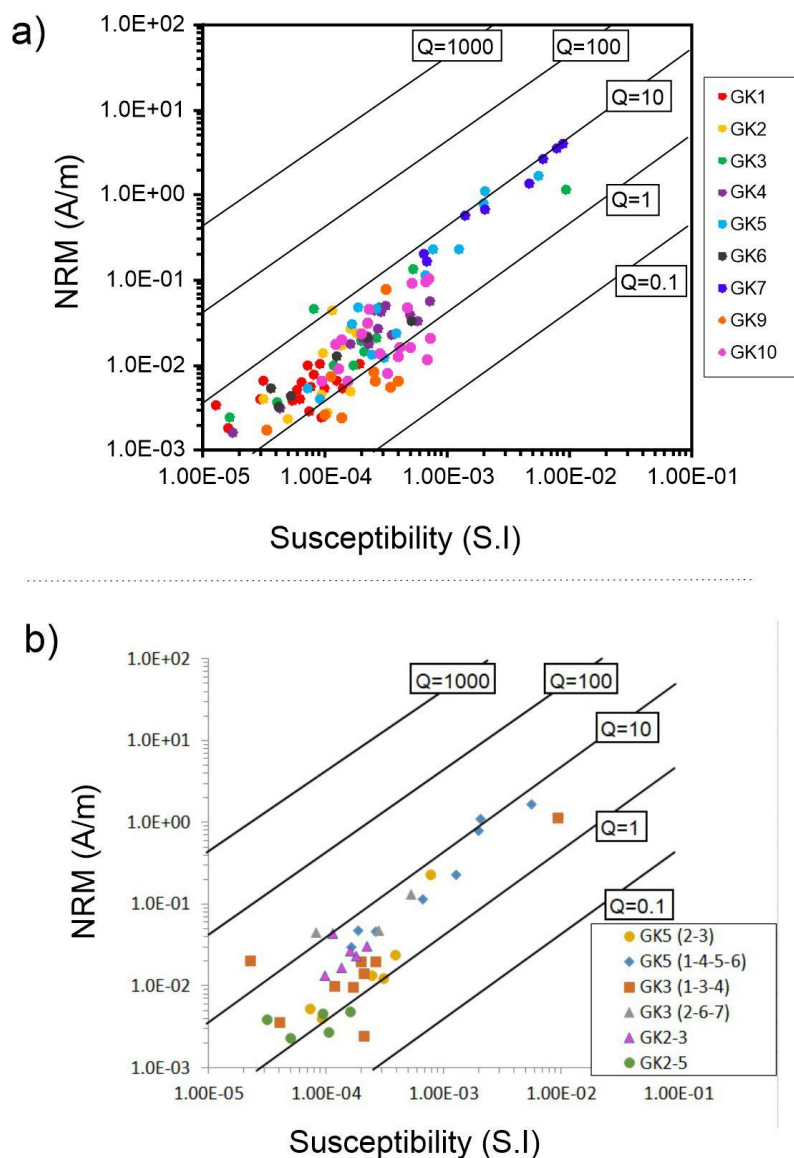


Figura 8.22. Intensidad de la NRM vs. susceptibilidad magnética de todas las estructuras de combustión analizadas de Grakliani (a) y de los bloques con comportamientos característicos (b). Las isóneas indican la constante para los valores Königsberger (Q_n) de 0.10 a 100. Los valores por debajo de 0.1 no aparecen representados en el gráfico.

8.6 Resultados de los experimentos de arqueointensidad:

Los experimentos de paleomagnetismo y de magnetismo de las rocas sirvieron, además, para conocer si las distintas estructuras eran susceptibles de ser utilizadas para los experimentos de arqueointensidad. Las estructuras cuyas muestras fueron utilizadas para los experimentos de arqueointensidad fueron: GK2, GK3, GK4, GK5, GK7 y GK9. Se excluyeron las estructuras GK1, GK6 y GK10 debido a que los diagramas de Zijderveld mostraban la presencia de más de una componente paleomagnética. También se realizaron experimentos de arqueointensidad en ocho fragmentos cerámicos que tenían un control cronológico independiente.

Todas las estructuras fueron analizadas mediante el método Thellier-IZZI excepto la estructura GK9, para la que se utilizó el método de Thellier-Coe. Ambas metodologías están descritas en el apartado 3.2.4. En cuanto a los fragmentos cerámicos, cuatro fueron analizados mediante el método de Thellier-IZZI y otros cuatro mediante el método de Thellier-Coe. Los resultados fueron interpretados con el programa PmagPy (Tauxe et al., 2016). Posteriormente se realizaron los experimentos de corrección de la ATRM (metodología descrita en el apartado 3.2.5).

En primer lugar, se presentarán los resultados de arqueointensidad de las estructuras y, posteriormente, los resultados de arqueointensidad de las cerámicas. En la Tabla 8.2 se recogen los datos de arqueointensidad de los especímenes estudiados, y en la Figura 8.23 cuatro diagramas de Arai representativos que corresponden a dos determinaciones positivas y dos determinaciones fallidas, procedentes de dos estructuras de combustión y dos fragmentos cerámicos. Los diagramas de Arai del resto de determinaciones positivas están recogidos en el Anexo 3.

-GK2 –Horno con inscripción. S. X a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

Del horno GK2 se estudiaron, con el método Thellier-IZZI, seis especímenes pertenecientes a dos bloques de mano distintos (tres especímenes de cada bloque). Se obtuvieron cuatro determinaciones positivas de calidad B y dos determinaciones fallidas. Estas dos determinaciones fallidas proceden del mismo bloque de mano. Ambas determinaciones se rechazaron por haber experimentado alteraciones mineralógicas (reflejadas en los *pTRM-checks* y cuantificadas mediante el parámetro $\delta(ck)$ durante el experimento. El factor de corrección de anisotropía obtenido mediante el método de Veitch et al. (1984) a partir del tensor de la ATRM fue de 1.07 y 1.09 para cada bloque de mano. Las cuatro determinaciones positivas aportaron un valor medio de arqueointensidad sin la corrección de ATRM de $85.6 \pm 9.2 \mu\text{T}$ y de $73.7 \pm 10.7 \mu\text{T}$ con la ATRM corregida.

-GK3 –Horno. S. IV a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

Al igual que en GK2, de este horno también se estudiaron seis especímenes pertenecientes a dos bloques de mano distintos con el método Thellier-IZZI. En este caso, dos especímenes pertenecían a un bloque de mano y los otros cuatro especímenes a otro bloque de mano. Solo se han obtenido dos determinaciones positivas, una de cada bloque de mano y ambas calidad B. Las cuatro determinaciones restantes resultaron fallidas por haber experimentado alteraciones mineralógicas (reflejadas en los *pTRM-checks* y cuantificadas mediante el parámetro $\delta(ck)$ durante el experimento. El parámetro de anisotropía obtenido mediante el método de Veitch et al. (1984) a partir del tensor de la ATRM fue de 1.02 y 1.06 para cada bloque de mano. Las dos determinaciones positivas aportaron un valor medio de arqueointensidad sin la corrección de ATRM de $77.4 \pm 13.3 \mu\text{T}$ y de $80.1 \pm 14.6 \mu\text{T}$ con la ATRM corregida.

-GK4 –Pared y superficie quemada. S. IV a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

De GK4 se analizaron cuatro especímenes de muestra no orientada que no estaba asociada a ningún bloque de mano en particular de los recogidos de la estructura. Sin embargo, la correlación entre los datos direccionales y de arqueointensidad no se ve alterada, ya que esta muestra no orientada procede de la misma área en la que se encontraban tanto el bloque GK4-1 como el GK4-2, por lo que atiende a una mezcla de ambos bloques y al mismo evento de combustión (Fig. 8.4). El método que se utilizó fue el de Thellier-IZZI. Los experimentos de arqueointensidad de los cuatro especímenes dieron como resultado determinaciones positivas en todos ellos. Tres de estas determinaciones son de calidad A y una, B. El parámetro de anisotropía obtenido mediante el método de Veitch et al. (1984) a partir del tensor de la ATRM fue de 1.06. El valor medio de arqueointensidad sin la corrección de ATRM es de $85.3 \pm 6.2 \mu\text{T}$ y de $90.4 \pm 6.6 \mu\text{T}$ con la ATRM corregida.

-GK5 –Altar quemado. 378 – 197 cal. a.C. (2σ). (datación radiocarbónica)-:

De esta estructura se analizaron con el método Thellier-IZZI seis especímenes procedentes de dos bloques de mano distintos. Se obtuvieron determinaciones positivas de todos los especímenes, de las cuales cuatro fueron de calidad A y dos de calidad B. El parámetro de anisotropía obtenido mediante el método de Veitch et al. (1984) a partir del tensor de la ATRM fue de 0.99 y 1.00 para cada bloque de mano. El valor medio de arqueointensidad a partir de los seis especímenes sin la corrección de ATRM es de $71.9 \pm 6.6 \mu\text{T}$ y de $71.5 \pm 6.9 \mu\text{T}$ con la ATRM corregida.

-GK7 –Horno. 980 – 831 cal. a.C. (2σ). (datación radiocarbónica)-:

Al igual que en GK4, de este horno se analizaron con el método Thellier-IZZI cuatro especímenes de muestra no orientada que no estaba asociada a ningún bloque de mano en particular de los recogidos de la estructura, pero sí a la estructura. Se obtuvieron determinaciones positivas de calidad A de los cuatro especímenes. El parámetro de anisotropía obtenido mediante el método de Veitch et al. (1984) a partir del tensor de la ATRM fue de 1.02. El valor medio de arqueointensidad a partir de los cuatro especímenes y sin la corrección de ATRM es de $77.7 \pm 0.3 \mu\text{T}$ y de $79.3 \pm 0.3 \mu\text{T}$ con la ATRM corregida.

-GK9 –Horno. 516 – 391 cal. a.C. (2σ). (datación radiocarbónica)-:

De esta estructura se analizaron seis especímenes asociados a uno de los bloques de mano con el método Thellier-Coe. Solo se obtuvieron dos determinaciones positivas y estas fueron de calidad B. Los cuatro especímenes restantes fueron rechazados por la aparición de alteraciones mineralógicas durante experimento. El parámetro de anisotropía obtenido mediante el método de Veitch et al. (1984) a partir del tensor de la ATRM fue de 0.98. El valor medio de arqueointensidad a partir de los dos especímenes

sin la corrección de ATRM es de $66.3 \pm 5.5 \mu\text{T}$; y de $65.0 \pm 5.4 \mu\text{T}$ con la ATRM corregida.

-GKP1 –Fragmento cerámico. S. XI-IX a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

De este fragmento cerámico se han analizado mediante Thellier-IZZI cuatro especímenes. De todos ellos se pudo obtener determinaciones positivas (tres de calidad B y uno de calidad A). También se midió el valor de la ATRM, siendo el parámetro de anisotropía obtenido mediante el método de Veitch et al. (1984) a partir del tensor de la ATRM de 0.95. El valor medio de arqueointensidad del fragmento cerámico obtenido a partir de los cuatro especímenes sin la corrección de ATRM es de $99.2 \pm 11.9 \mu\text{T}$ y de $94.3 \pm 11.3 \mu\text{T}$ con la ATRM corregida.

-GKP2 –Fragmento cerámico. S. V-IV a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

Al igual que en el fragmento anterior, de este fragmento cerámico se han analizado mediante Thellier-IZZI cuatro especímenes. Se obtuvieron determinaciones positivas de calidad A en todos ellos. El parámetro de anisotropía obtenido mediante el método de Veitch et al. (1984) a partir del tensor de la ATRM fue de 1.16, algo más anisótropo que el anterior. El valor medio de arqueointensidad del fragmento cerámico a partir de los cuatro especímenes sin la corrección de ATRM es de $74.5 \pm 2.7 \mu\text{T}$ y de $86.4 \pm 3.1 \mu\text{T}$ con la ATRM corregida.

-GKP3 –Fragmento cerámico. S. IV a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

De este fragmento cerámico se analizaron cuatro especímenes mediante Thellier-IZZI. Todos los especímenes aportaron determinaciones positivas (tres de calidad B y uno de calidad A). El parámetro de anisotropía obtenido mediante el método de Veitch et al. (1984) a partir del tensor de la ATRM fue de 0.97. El valor medio de arqueointensidad del fragmento sin la corrección de ATRM es de $66.8 \pm 14.2 \mu\text{T}$ y de $64.8 \pm 13.8 \mu\text{T}$ con la ATRM corregida.

-GKP4 –Fragmento cerámico. S. VIII-VI a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

El método que se utilizó para este fragmento cerámico fue también Thellier-IZZI sobre cuatro especímenes. Ninguno de los cuatro especímenes aportó determinaciones positivas. Todas las determinaciones resultaron fallidas debido a alteraciones mineralógicas (criterio δck), por lo que no se pudo obtener ningún resultado de arqueointensidad para este fragmento (Tabla 8.2)

-GKC1 1 –Fragmento cerámico. S. XII a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

Este fragmento cerámico está presumiblemente asociado a la estructura GK1. Se han estudiado dos especímenes del fragmento mediante el método Thellier-Coe. Un espécimen aportó una determinación positiva (calidad B) y el otro espécimen una determinación negativa debido a la presencia de granos MD, reflejándose en la curvatura del diagrama de Arai (criterio k'). El parámetro de anisotropía obtenido mediante el método de Veitch et al. (1984) a partir del tensor de la ATRM fue de 1.04. El valor de arqueointensidad obtenido para el espécimen fue de $82.9 \pm 4.2 \mu\text{T}$ sin la corrección de ATRM y de $86.2 \mu\text{T} \pm 4.2 \mu\text{T}$ con la ATRM corregida.

-GKC1_2 –Fragmento cerámico. S. XII a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

Este fragmento cerámico también está presumiblemente asociado a la estructura GK1 y, al igual que el anterior, se han estudiado dos especímenes del fragmento mediante el método Thellier-Coe. En este caso se han obtenido determinaciones positivas en los dos especímenes, tanto de calidad A como de calidad B. El parámetro de anisotropía obtenido mediante el método de Veitch et al. (1984) a partir del tensor de la ATRM fue de 1.03, y el valor medio de arqueointensidad del fragmento sin la corrección de ATRM es de $80.1 \pm 16.8 \mu\text{T}$; y de $82.5 \pm 17.3 \mu\text{T}$ con la ATRM corregida.

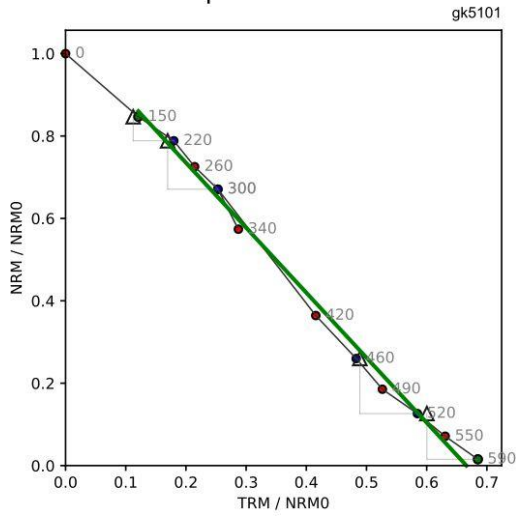
-GKC7 –Fragmento cerámico. S. XI a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

Este fragmento cerámico está presumiblemente asociado a la estructura GK7. De nuevo se ha utilizado el método de Thellier-Coe para analizar dos especímenes. Un espécimen aportó una determinación positiva de calidad B y el otro una determinación negativa. Esta última resultó negativa debido a la forma cóncava del diagrama de Arai por la presencia de granos multidominio (MD). El parámetro de anisotropía obtenido mediante el método de Veitch et al. (1984) a partir del tensor de la ATRM fue de $84.4 \pm 11.1 \mu\text{T}$ sin la corrección de ATRM y de $81.8 \pm 11.1 \mu\text{T}$ con la ATRM corregida.

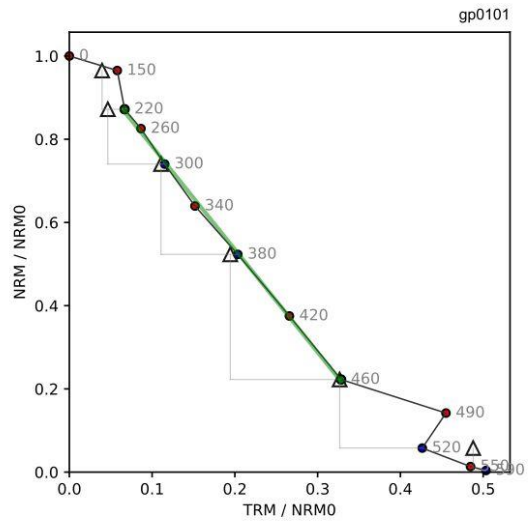
-GKC9_2 –Fragmento cerámico. S. VI-V a.C. (edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos)-:

Este fragmento cerámico se encuentra presumiblemente asociado a la estructura GK9. Se han seleccionado dos especímenes para ser analizados mediante el método de Thellier-Coe. Los dos especímenes han aportado determinaciones positivas, tanto de calidad A como de calidad B. El parámetro de anisotropía obtenido mediante el método de Veitch et al. (1984) a partir del tensor de la ATRM fue de 0.87, y el valor medio de arqueointensidad del fragmento sin la corrección de ATRM es de $61.8 \pm 1.6 \mu\text{T}$ y de $53.7 \pm 1.4 \mu\text{T}$ con la ATRM corregida.

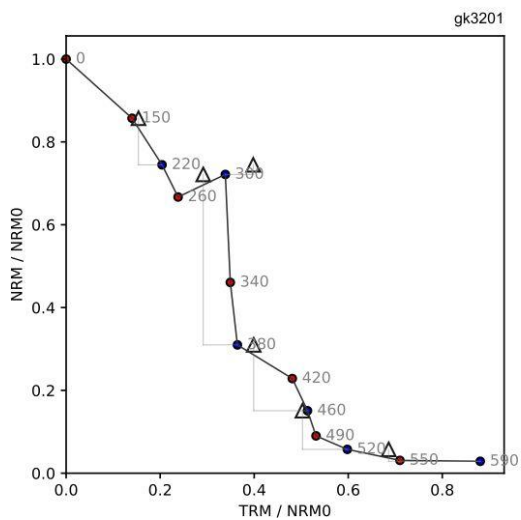
a) Diagrama de Arai
Determinación positiva estructura GK5



b) Diagrama de Arai
Determinación positiva cerámica GKP1



d) Diagrama de Arai
Determinación fallida estructura GKP4



d) Diagrama de Arai
Determinación fallida cerámica GKP4

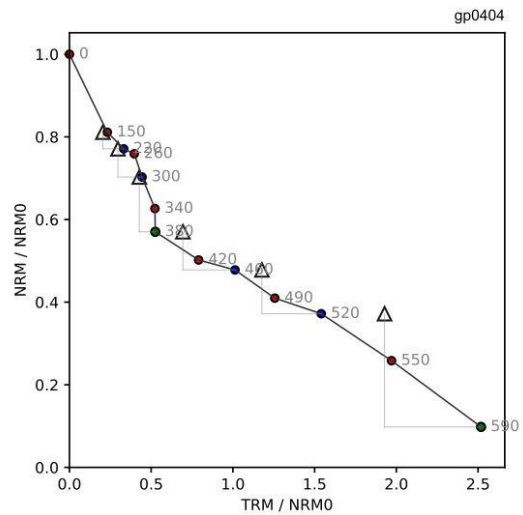


Figura 8.23. Diagramas de Arai representativos de los materiales estudiados. Especímenes con determinaciones positivas procedentes de una estructura de combustión (a) y de un fragmento cerámico (b); y especímenes con determinaciones fallidas procedentes de una estructura de combustión (c) y de un fragmento cerámico (d).

Tabla 8.2 Datos de arqueointensidad de los especímenes estudiados. Especimen y estructura: nombre del espécimen y estructura a la que corresponde. Clase (ver capítulo de Metodología), N: número de puntos dentro del intervalo de temperatura; T_{min}-T_{max}: intervalo de temperatura utilizado para el cálculo de la pendiente; f: fracción de NRM utilizada para el cálculo de la pendiente; β: la relación entre el error estándar de la pendiente y el valor absoluto de la pendiente; δck: factor de alteración; k': factor de curvatura; q: factor de calidad; MAD: diferencia máxima absoluta producida por la comprobación de la pTRM, normalizada por la TRM total; α: la diferencia angular entre las direcciones con el ajuste mejor anclado y libre. B_{anc}: intensidad del campo magnético obtenido para cada espécimen. B_{an corr}: intensidad del campo magnético obtenido para cada espécimen tras realizar la corrección de ATRM.

ESPECIMEN (estructura)	CLASE	N	T min	T max	f	β	δck	k'	q	MAD	α	B _{anc} [μT]	B _{An corr} [μT]
	B	5			0.35	0.15	9	0.270	1	15	15		
	A	5			0.50	0.10	7	0.164	5	6	15		
gk2101 (GK2)	B	8	0	490	0.91	0.04	3.53	0.168	20.4	13.2	5.03	87.2	93.3
gk2102 (GK2)	B	10	150	520	0.81	0.03	6.34	0.123	24.5	9.8	3.51	81.7	87.4
gk2103 (GK2)	B	11	0	520	0.98	0.04	7.44	0.182	21.1	9.5	2.80	76.0	81.3
gk2301 (GK2)	Rechazada	8	150	460	0.83	0.12	26.60	0.617	5.0	26.5	2.74	--	--
gk2302 (GK2)	B	8	150	460	0.80	0.05	6.63	0.259	13.7	1.9	1.21	97.7	106.5
gk2303 (GK2)	Rechazada	8	150	460	0.74	0.06	10.00	0.308	10.3	11.6	5.48	82.3	
												85.6 ± 9.2	73.7 ± 10.7
gk3101 (GK3)	B	7	150	460	0.78	0.06	10.01	0.219	10.3	11.6	5.48	62.1	63.3
gk3102 (GK3)	Rechazada	7	0	420	0.37	0.05	2.90	0.849	12.4	3.2	0.54	--	--
gk3201 (GK3)	Rechazada	9	150	490	0.66	0.13	33.50	0.000	4.5	14.1	2.00	--	--
gk3202 (GK3)	Rechazada	9	150	490	0.76	0.07	36.44	0.366	8.2	4.1	3.20	--	--
gk3203 (GK3)	Rechazada	11	380	550	0.83	0.04	3.66	0.253	17.2	1.2	0.35	--	--
gk3204 (GK3)	B	10	150	520	0.69	0.04	5.96	0.241	15.7	4.1	1.74	84.9	90.0
												77.4 ± 13.3	80.1 ± 14.6
gk4001 (GK4)	A	11	150	590	0.70	0.06	3.73	0.000	9.5	1.8	1.11	87.9	93.2
gk4002 (GK4)	A	9	150	490	0.59	0.02	1.56	-0.159	17.3	2.8	1.40	92.3	97.8
gk4003 (GK4)	A	11	150	550	0.65	0.07	0.94	0.000	7.8	1.5	0.58	83.5	88.5

gk4004 (GK4)	B	11	150	550	0.65	0.07	3.60	0.258	8.1	2.6	0.92	77.7	82.4
												85.3 ± 6.2	90.4 ± 6.6
gk5101 (GK5)	B	12	150	590	0.82	0.03	2.37	0.175	24.7	1.4	0.21	71.0	70.3
gk5102 (GK5)	A	12	150	590	0.80	0.03	4.29	0.088	24.3	3.6	0.11	66.7	66.0
gk5103 (GK5)	B	12	150	590	0.83	0.03	3.33	0.206	24.9	2.1	1.39	63.9	63.3
gk5201 (GK5)	A	12	150	590	0.84	0.02	6.78	0.022	39.2	2.8	0.45	79.3	79.3
gk5202 (GK5)	A	12	150	590	0.85	0.02	5.56	0.022	44.0	0.9	0.26	80.4	80.4
gk5203 (GK5)	A	12	150	590	0.86	0.02	5.12	0.094	42.0	2.4	0.39	70.2	70.2
												71.9 ± 6.6	71.5 ± 6.9
gk7001 (GK7)	A	13	0	590	0.99	0.01	3.23	0.045	73.3	2.8	0.82	78.0	79.6
gk7002 (GK7)	A	13	0	590	0.99	0.02	2.40	0.078	50.8	1.7	0.48	78.0	79.6
gk7003 (GK7)	A	13	0	590	0.99	0.02	4.22	0.098	41.2	5.1	0.50	77.9	79.5
gk7004 (GK7)	A	13	0	590	0.99	0.02	3.61	0.092	42.4	3.3	0.97	77.2	78.7
												77.7 ± 0.3	79.3 ± 0.3
gk0901 (GK9)	Rechazada	7	220	460	0.43	0.20	4.84	1.847	1.7	39.6	32.90	--	--
gk0902 (GK9)	Rechazada	8	340	590	0.43	0.34	2.67	3.658	0.7	40.1	51.90	--	--
gk0903 (GK9)	Rechazada	10	260	590	0.56	0.21	3.55	1.965	2.1	37.8	12.40	--	--
gk0904 (GK9)	B	13	0	590	0.86	0.05	4.22	0.012	12.8	7.9	2.77	70.3	68.9
gk0905 (GK9)	Rechazada	8	340	590	0.58	0.09	17.90	-0.173	5.2	10.6	5.93	--	--
gk0906 (GK9)	B	12	0	610	1.01	0.04	5.10	0.138	21.4	6.1	0.89	62.4	61.2
												66.3 ± 5.5	65.0 ± 5.4
gp0101 (GKP1)	B	7	220	460	0.63	0.02	4.87	0.087	32.3	6.8	3.75	111.0	105.5
gp0102 (GKP1)	A	10	150	520	0.87	0.03	6.81	0.150	23.5	5.3	1.46	107.0	101.7
gp0103 (GKP1)	B	9	220	520	0.78	0.03	1.75	0.214	24.1	4.0	1.30	94.1	89.4
gp0104 (GKP1)	B	9	220	520	0.80	0.03	4.09	0.207	26.0	5.1	1.95	85.0	80.8
												99.2 ± 11.9	94.3 ± 11.3
gp0201 (GKP2)	A	11	220	590	0.81	0.01	6.43	-0.051	60.0	4.6	0.40	71.5	82.9

gp0202 (GKP2)	A	12	150	590	0.85	0.01	2.87	-0.040	55.5	2.7	0.35	77.1	89.4
gp0203 (GKP2)	A	11	220	590	0.82	0.01	3.62	0.000	50.7	3.4	0.49	76.6	88.9
gp0204 (GKP2)	A	12	150	590	0.85	0.02	2.90	0.057	47.6	5.0	1.54	73.0	84.7
												74.5 ± 2.7	86.4 ± 3.1
gp0301 (GKP3)	B	10	150	520	0.86	0.03	4.02	0.219	21.7	3.5	3.98	73.2	71.0
gp0302 (GKP3)	A	7	150	420	0.57	0.04	1.03	0.135	12.7	2.0	13.43	81.0	78.6
gp0303 (GKP3)	B	9	150	490	0.73	0.03	5.81	0.156	21.0	3.4	5.03	65.4	63.4
gp0304 (GKP3)	B	6	420	590	0.42	0.04	2.32	-0.079	8.2	3.4	2.11	47.7	46.3
												66.8 ± 14.2	64.8 ± 13.8
gp0401 (GKP4)	Rechazada	7	380	590	0.70	0.02	13.71	0.000	23.6	4.3	0.67	--	--
gp0402 (GKP4)	Rechazada	7	380	590	0.69	0.03	13.05	-0.109	19.8	5.3	3.59	--	--
gp0403 (GKP4)	Rechazada	7	380	590	0.68	0.03	13.59	-0.166	16.8	10.3	3.39	--	--
gp0404 (GKP4)	Rechazada	7	380	590	0.67	0.05	12.78	-0.248	11.0	11.6	5.99	--	--
												--	--
gc0101 (GKC1_1)	Rechazada	6	380	550	0.72	0.09	8.33	0.427	6.0	3.5	1.88	--	--
gc0102 (GKC1_1)	B	7	300	520	0.67	0.04	6.49	0.166	11.9	5.4	3.21	82.9	86.2
												82.9 ± 4.2	86.2 ± 4.2
gc0103 (GKC1_2)	B	12	150	590	0.84	0.03	5.60	0.125	20.3	8.2	1.25	68.2	70.2
gc0104 (GKC1_2)	A	12	150	590	0.85	0.02	4.31	0.000	33.9	4.1	1.03	92.0	94.8
												81.0 ± 12.0	83.7 ± 12.4
gc0701 (GKC7)	Rechazada	6	380	550	0.73	0.09	5.15	0.486	6.1	5.5	6.10	--	--
gc0702 (GKC7)	B	10	150	550	0.80	0.07	1.98	0.000	8.6	7.8	6.31	84.4	81.8
												84.4 ± 11.1	81.8 ± 11.1
gc0901 (GKC9_2)	B	12	150	590	0.87	0.02	5.99	0.188	32.2	6.5	0.38	63.0	54.8
gc0902 (GKC9_2)	A	12	150	590	0.95	0.01	4.53	0.022	52.2	3.2	0.28	60.6	52.7
												61.8 ± 1.6	53.7 ± 1.4

8.7 El método calibrado de Pseudo-Thellier:

El método calibrado de Pseudo-Thellier (metodología descrita en el apartado 3.2.4.4) ofrece una ventaja frente a los métodos clásicos de tipo Thellier destinados a la obtención de paleointensidades, y es que, debido a que no aplica calentamientos a las muestras, evita la alteración térmica que puede ocurrir durante los experimentos de paleointensidad convencionales. Sin embargo, los resultados positivos de esta técnica dependen tanto de la composición química de los granos portadores de la remanencia como de su distribución granulométrica. Además, el fundamento físico del método no está aún tan bien estudiado. Este método, que *a priori* puede resultar ventajoso debido a que evita la alteración mineralógica, únicamente había sido aplicado en muestras de origen volcánico (ej.: de Groot et al., 2015; 2016), por lo que se desconocían los resultados que pudiesen ser obtenidos en muestras arqueológicas.

Es por ello que durante la estancia realizada en el laboratorio de paleomagnetismo *Fort Hoofddijk* de la universidad de Utrecht (Holanda) se decidió aplicar este método a muestras procedentes del yacimiento arqueológico de Grakliani. En concreto se analizaron cuatro especímenes de los fragmentos cerámicos GKP1, GKP2, GKP3, GKP4 y otros cuatro especímenes de las estructuras de combustión GK2, GK3, GK4, GK5 y GK7.

Realizado el experimento, se procedió a utilizar la curva de calibración del método para poder obtener los valores absolutos de paleointensidad. Sin embargo, se pudo observar que la curva de calibración disponible actualmente no permite aún convertir los valores obtenidos para estas muestras (valores $B_{1/2 \text{ ARM}}$ menores de 23 mT), en valores absolutos de paleointensidad. Para realizar esta conversión se necesitan valores $B_{1/2 \text{ ARM}}$ mayores de 23 mT) (de Groot et al., 2016). Esto afectaría a todas las muestras arqueológicas, ya que la calibración del método está hecha con muestras volcánicas. Además, la calibración actual tampoco sería útil para muestras volcánicas que se hayan enfriado en presencia de un campo magnético menor de 20 μT . Es por ello que, cuando se publique una nueva curva de calibración que abarque las particularidades de las muestras arqueológicas, se intentará de nuevo obtener los valores absolutos de paleointensidad de las muestras analizadas.

8.8 Dataciones radiocarbónicas:

Debido a la ausencia de un estricto control cronológico dentro del yacimiento (fundamentalmente basado en la estratigrafía y en la tipología cerámica), se decidió datar mediante radiocarbono, cuando fue posible, alguna de las estructuras estudiadas. Aparte de conocer la edad absoluta de estos materiales en cuestión, estas dataciones nos permitirían cubrir uno de nuestros objetivos. Éste no es otro que aportar nuevos datos arqueomagnéticos de alta calidad basados en un vector completo a la base de datos de la región del Cáucaso, caracterizada por incluir mayoritariamente datos dudosos y con grandes incertidumbres. Para cumplir este objetivo no solo se necesitan datos

magnéticos de buena calidad, sino también buenos datos independientes de edad de los materiales.

Hasta la fecha se han realizado cuatro dataciones radiocarbónicas (AMS) en fragmentos de carbón vegetal procedentes de las estructuras GK1, GK5, GK7 y GK9. La datación de GK1 se realizó en la empresa BETA Analytic y las tres restantes en Direct AMS, ambas en EEUU. A continuación, se exponen los resultados obtenidos.

La datación radiocarbónica del horno GK1 ha aportado un intervalo de edad que coincide con la cronología reportada por los arqueólogos. Se trata de una estructura que arqueológicamente fue contextualizada en el siglo XII a.C. La fecha radiocarbónica obtenida sin calibrar es 2880 ± 30 años AP (2σ). Esta misma fecha, calibrada con el programa Oxcal y utilizando la curva de calibración IntCal20 (Reimer et al., 2020), es 1197 – 933 cal. a.C. (2σ).

La estructura GK5 tenía un control cronológico impreciso. En un primer momento, los arqueólogos la habían contextualizado en torno al siglo VI – VII a.C., pero posteriormente fue contextualizada en torno al siglo IV – III a.C. La datación radiocarbónica es 2215 ± 24 años AP (1σ). La edad fue calibrada con el programa Oxcal utilizando la curva de calibración IntCal20 (Reimer et al., 2020), y es la siguiente: 378 – 197 cal. a.C. (2σ). Esta datación ha permitido confirmar que la estructura corresponde, cronológicamente, al segundo contexto planteado por los arqueólogos, siendo, por tanto, algo más joven de lo que planteaban en un principio.

La estructura GK7 tenía un control cronológico relativo alrededor del siglo XI a.C. La datación radiocarbónica obtenida es 2761 ± 22 años AP (1σ). Al igual que en GK5, esta edad se calibró con el programa Oxcal utilizando la curva de calibración IntCal20 (Reimer et al., 2020). La edad calibrada obtenida es 980 – 831 cal. a.C. (2σ). Esta edad radiocarbónica es ligeramente más joven que la relativa manejada por los arqueólogos, pero no es especialmente discrepante. Entra dentro de lo razonable y hay que tener en cuenta que las estimaciones cronológicas (relativas) basadas en asociaciones estratigráficas y/o tipológicas, también tienen su incertidumbre.

En cuanto a la estructura GK9, esta fue contextualizada arqueológicamente entre los siglos VI – V a.C., y ha aportado una datación de 2368 ± 23 años AP (1σ). Se ha repetido el mismo proceso de calibración con la curva IntCal20 (Reimer et al., 2020), obteniendo así una edad calibrada de 516 – 391 a.C. (S.VI-IV a.C.), lo que casa bastante bien con la estimación arqueológica.

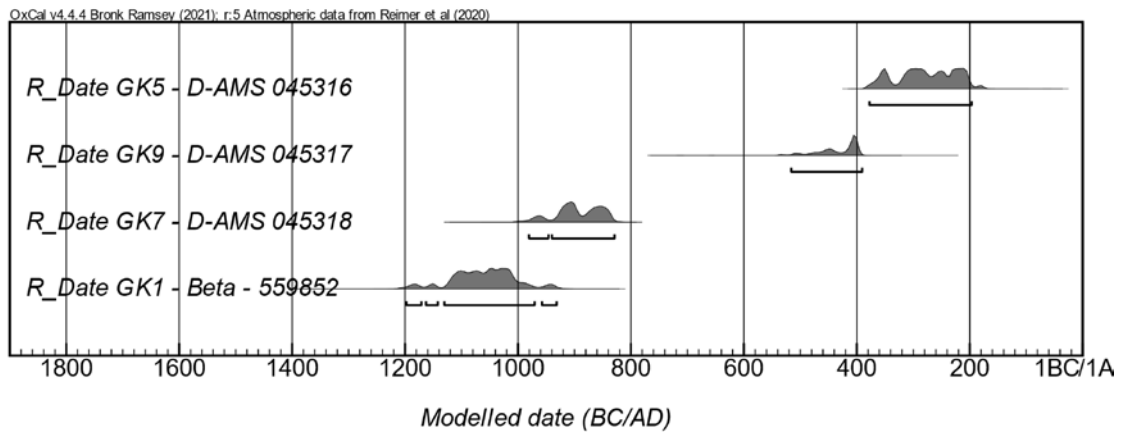


Fig. 8.24. Dataciones radiocarbónicas (AMS) sobre carbón vegetal obtenidas de 4 estructuras de combustión del yacimiento de Grakliani (Georgia, Cáucaso). Todas han sido calibradas con IntCal20 (Reimer et al. 2020) at 95.4% (2δ) e incluyen un test de outliers.

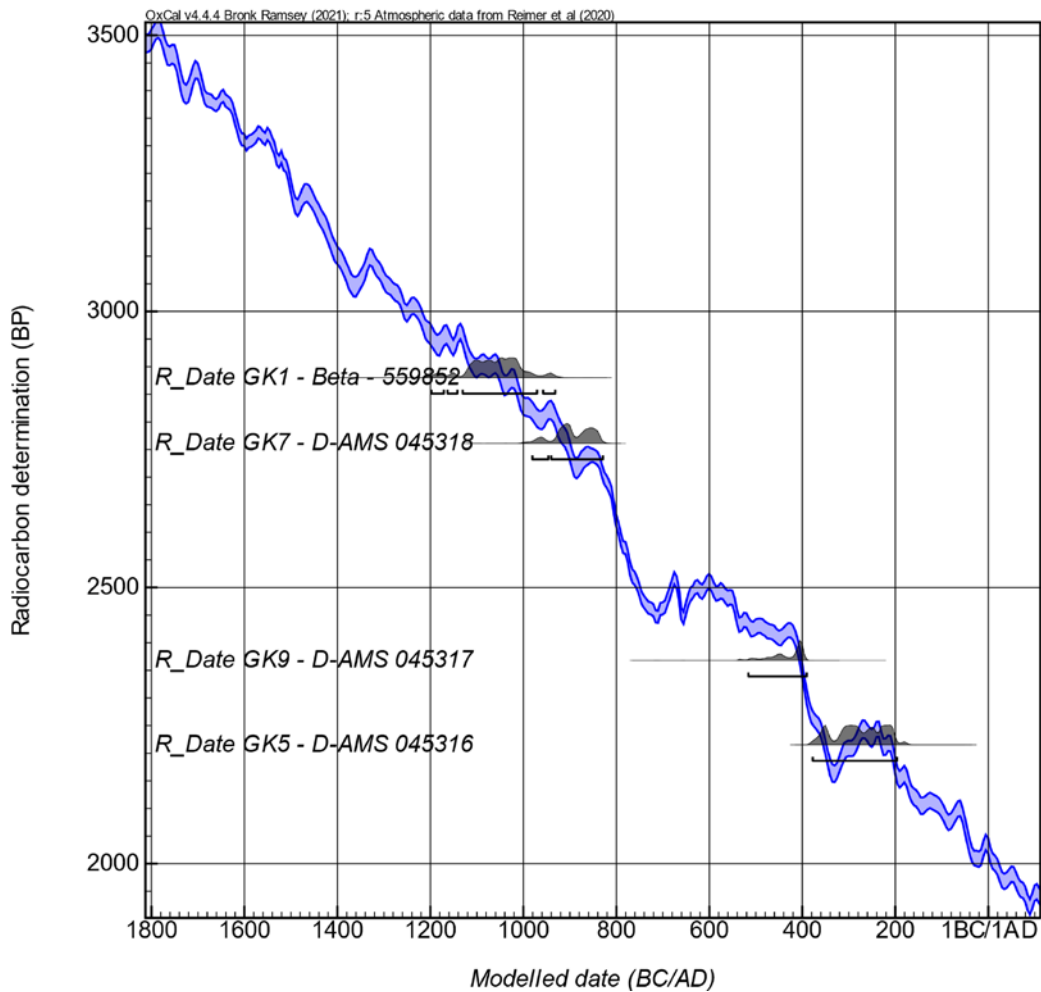


Fig. 8.25. Dataciones radiocarbónicas (AMS) calibradas obtenidas sobre carbón vegetal procedentes de 4 estructuras de combustión del yacimiento de Grakliani (Georgia, Cáucaso). Las dataciones y su rango de error al 95.4% (2δ) están comparadas con la curva de calibración IntCal20 (Reimer et al. 2020).

9. RESULTADOS ARQUEOMAGNÉTICOS EN MATERIALES DE ÉPOCA HISTÓRICA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: CASA DEL MITREO (MÉRIDA)

Este capítulo ha sido publicado en:

García-Redondo, N.; Calvo-Rathert, M.; Carrancho, A.; Bustamante-Álvarez, M. (2020). **New high precision full-vector archaeomagnetic data from a roman kiln in Mérida (Spain).** *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 309, 106591.

<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106591>

Resumen:

El estudio que se presenta en este capítulo está basado en el análisis y la interpretación de las direcciones paleomagnéticas y de las determinaciones de arqueointensidad registradas en un horno romano del yacimiento arqueológico “Casa del Mitreo” (Mérida, Badajoz, España).

Las primeras excavaciones arqueológicas realizadas en el yacimiento arqueológico dejaron al descubierto un conjunto de cerámicas (cerámica de producción local, cerámica vidriada y loza común) procedentes de una fase anterior a la construcción de la casa. Posteriormente se inició la excavación arqueológica en la zona norte de la casa, durante la cual se descubrió el horno romano cuyo estudio arqueomagnético se presenta en este capítulo. La estructura del horno se encontró arqueológicamente muy bien conservada. La edad del horno se obtuvo mediante el método estratigráfico y el estudio ceramológico. La cerámica encontrada asociada al horno presenta una cronotipología específica, la *itálica* y *gallica sigillata*, que permite fechar el yacimiento arqueológico y el horno entre los años 40-70 d.C., dando así una fecha de edad muy precisa de 55 d.C. \pm 15 años.

Los objetivos de este estudio son obtener nuevos datos direccionales y de arqueointensidad de alta calidad para la península ibérica para el período romano y aportar un nuevo dato de alta calidad a la curva de variación secular.

Se tomaron 11 bloques de mano orientados con una brújula magnética para realizar experimentos de paleomagnetismo y obtener datos direccionales. También se recogió muestra no orientada para los experimentos de arqueointensidad y de magnetismo de las rocas. Todas estas muestras fueron recogidas de diferentes zonas del horno con el objetivo de tener un control estadístico de los datos, excluyendo de esta forma la posibilidad de muestrear un área del horno con problemas específicos que afecten negativamente al resultado. Los experimentos de magnetismo de las rocas (curvas de adquisición progresiva de la IRM, ciclos de histéreis, curvas de *backfield* y curvas termomagnéticas), se realizaron con el fin de conocer las características de los minerales portadores de la magnetización remanente y de poder discernir si el material era idóneo para los experimentos de arqueointensidad.

Los bloques de mano orientados fueron desmagnetizados térmicamente y por campos alternos. La desmagnetización térmica y por campos alternos de la NRM de las muestras del horno aportaron la siguiente dirección media basada en 8 bloques de mano: $N = 8$; declinación $D = 0.6^\circ$; inclinación $I = 54.0^\circ$; $k = 481$; $\alpha_{95} = 2.5^\circ$. El número total de especímenes analizados procedentes de estos 8 bloques de mano fue de 32.

Además, se realizaron experimentos de magnetismo de las rocas en 14 muestras representativas, determinando que el principal mineral portador de la termorremanencia es magnetita.

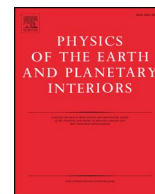
Las determinaciones de arqueointensidad se realizaron con el método Thellier-Coe. Estas determinaciones se corrigieron posteriormente con los resultados obtenidos de la realización de experimentos para la corrección de la anisotropía de la termorremanencia (ATRM).

Los experimentos de arqueointensidad se realizaron en 28 especímenes, de los cuales se obtuvieron determinaciones positivas en 27 casos. El valor medio de arqueointensidad después de aplicar la corrección por ATRM es $F = 56.3 \pm 5.5 \mu\text{T}$.

La datación arqueomagnética en cronologías romanas tiene una baja resolución relacionada con el comportamiento del campo geomagnético terrestre en la península ibérica en estas cronologías, el cual no permite diferenciar de forma precisa entre las diferentes centurias que abarcan este periodo de la historia. Este problema de resolución está también relacionado con la alta dispersión que tienen los datos arqueomagnéticos disponibles para este periodo en la península ibérica. Sin embargo, los datos paleomagnéticos obtenidos en este estudio son de muy buena calidad, algo que se ve reflejado también en la insólita tasa de éxito en el experimento de arqueointensidad (96%). Esto, junto con el fragmento cerámico que aporta una excelente datación de 55 d.C. \pm 15 años, ha permitido aportar un dato de muy alta calidad que mejorará la curva de variación secular de la península ibérica, ya que aunque cuente con muchos datos para la época romana, estos no siempre son de la mejor calidad.

No obstante, y dada la calidad de los datos, realizamos a modo de comprobación una datación arqueomagnética cuyo resultado coincide con la edad que ya conocíamos gracias al fragmento cerámico. Para realizar la datación arqueomagnética del horno, los resultados direccionales y de arqueointensidad fueron comparados con el modelo geomagnético SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2011), el cual aportó un intervalo de edad de último uso del horno de 40 a.C. – 150 d.C. (65 a.C. – 158 d.C., si se calcula con el valor medio de arqueointensidad de los especímenes que cumplen los criterios de selección más exigentes, “tipo A”).

Los resultados obtenidos en este estudio han sido publicados en la revista internacional *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. El artículo se presenta a continuación.



New high precision full-vector archaeomagnetic data from a roman kiln in Mérida (Spain)



N. García-Redondo^{a,*}, M. Calvo-Rathert^{a,b}, A. Carrancho^c, M. Bustamante-Álvarez^d

^a Laboratorio de Paleomagnetismo, Dpto. Física, Avda Cantabria s/n, Universidad de Burgos, 09006 Burgos, Spain

^b Hawaii Institute of Geophysics and Planetology – University of Hawaii at Manoa, 1680 East-West Rd, 96822 Honolulu, HI, United States

^c Área de Prehistoria, Departamento de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos, Edificio I+D+I, Plaza Misael Bañuelos s/n, 09001 Burgos, Spain

^d Área de Arqueología, Departamento de Prehistoria y Arqueología, Facultad de Filosofía y Letras, Campus Cartuja s/n, 18071 Granada, Spain

ARTICLE INFO

Keywords:

Archaeomagnetism
Archaeointensity
Paleoeccentric variation curve
Magnetic properties
Roman period
Iberian Peninsula

ABSTRACT

This study presents new high precision age and full-vector archaeomagnetic data from a kiln excavated in the Roman archaeological site of Mitreo's house (Mérida, Badajoz, Spain). The age of the kiln was obtained by the stratigraphic method and by the ceramological study of the *italic* and *sigillata* pottery found with a very precise age date of 55 ± 15 years AD. Rock-magnetic experiments pointed towards magnetite as the main carrier of remanence and highly reversible thermomagnetic curves suggested that the studied samples were suitable for archaeointensity determinations. Paleomagnetic experiments including thermal and stepwise alternating field demagnetization yielded the following mean direction for the kiln: declination $D = 0.6^\circ$; inclination $I = 54.0^\circ$; ($k = 481$; $\alpha_{95} = 2.5^\circ$). Archaeointensity experiments with the Thellier – Coe protocol on 28 samples yielded successful determinations in 27 cases. Anisotropy factors between 0.90 and 1.04 were obtained from anisotropy of thermoremanent magnetization (ATRM) experiments. A mean anisotropy-corrected archaeointensity value $F = 56.3 \pm 5.5 \mu\text{T}$ was obtained.

The geomagnetic model SHA.DIF.14 k was used for an archaeomagnetic dating yielding a chronological interval between 40 BCE and 150 CE. This low age resolution when compared with the pottery-based age data is related to the behavior of the geomagnetic field in the Iberian Peninsula during the Roman period, which does not allow to differentiate well between results corresponding to those centuries. However, it is also related to the fact that the Iberian archaeomagnetic dataset in the analysed time range is highly scattered. A high quality full-vector data with a very precise age have been obtained which contribute to improve the Iberian secular variation curve and geomagnetic databases.

1. Introduction

The archaeomagnetic dating technique, is based on the knowledge of the directional and/or intensity variations of the Earth's magnetic field (EMF) with time, and it is a valuable tool increasingly used to date archaeological combustion structures for the last millennia (e.g.: Ruiz-Martínez et al., 2008; Casas et al., 2018; Carrancho et al., 2017). In addition, information about temporal variations of the EMF is necessary to understand and model the characteristics of the field.

The archaeomagnetic technique is based on the ability of burnt archaeological materials (e.g.: kilns, potteries, bricks, etc) to register the direction and/or the intensity of the EMF when, after being heated above its Curie temperature, the archaeological material cools down in the presence of the EMF to room temperature, acquiring a thermal

remanent magnetization (TRM). One of the advantages of archaeomagnetic dating (e.g., García-Redondo et al., 2020; Casas et al., 2018) on materials carrying a TRM signal is that this technique dates the precise time of the last heating to which the analysed material has been subjected. The last heating of an archaeological combustion structure is usually associated with the end of its use or the abandonment of the site (e.g., García-Redondo et al., 2019; Casas et al., 2018). By comparing the mean direction and archaeointensity values of the samples with a geomagnetic field model or an available regional secular variation curve the age of the magnetization (its last use) can be determined. This yields valuable information in comparison with other dating techniques such as radiocarbon, whose age is determined on samples that may have been burnt multiple times but the dating does not necessarily correspond to the last one. Another advantage is that radiocarbon, a

* Corresponding author.

E-mail addresses: nredondo@ubu.es (N. García-Redondo), mcalvo@ubu.es (M. Calvo-Rathert), acarrancho@ubu.es (A. Carrancho), mbustamante@ugr.es (M. Bustamante-Álvarez).

<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106591>

Received 19 March 2020; Received in revised form 19 July 2020; Accepted 22 September 2020

Available online 26 September 2020

0031-9201/ © 2020 Published by Elsevier B.V.

widely used dating technique in archaeology, has a plateau between 800 and 400 BCE (the Hallstattian plateau), not allowing to date with ^{14}C with a precision lower than ~ 400 years (Hervé and Lanos, 2018). Moreover, in archaeological combustion structures used multiple times such as pottery kilns or domestic ovens, it is likely that the magnetization is recorded through a full TRM. This ensures a reliable and instantaneous magnetic record at the time of last burning and subsequent cooling.

The EMF variation pattern changes at a global and regional scale. Paleosecular variation curves (PSVc) and regional geomagnetic field models (e.g.: Pavón-Carrasco et al., 2009) provide information about how the Earth's magnetic field changes at a regional scale during specific periods of time. Current archaeomagnetic databases are now available covering the last 2–3 millennia for several European regions like, for example the Iberian peninsula (Molina-Cardín et al., 2018; Gómez-Paccard et al., 2006), Germany (Schnepf and Lanos, 2005; Schnepf et al., 2020), France (Gallet et al., 2002; Hervé et al., 2013), Greece (De Marco et al., 2008) or Austria (Schnepf and Lanos, 2004), among others. However, records covering longer periods are also available in other parts of Europe or elsewhere (e.g.: Cai et al., 2016; Carrancho et al., 2013; Kovacheva et al., 2014; Tema et al., 2013; Tema and Kondopoulou, 2011).

Specific regional geomagnetic field models have been developed from archaeomagnetic and archeointensity data obtained from archaeological burnt materials and lavas (e.g.: Pavón-Carrasco et al., 2010; Pavón-Carrasco et al., 2014a, 2014b). This type of models allows determining a secular variation curve avoiding the relocation error. Following the tendency of the EMF, the maximum errors due to the relocation have increased during the last 400 years (Casas and Incoronato, 2007). For Europe they amount to around $0.25^\circ/100$ km and $100\text{--}200$ nT/100 km. (Casas and Incoronato, 2007). In this way, it is currently possible to apply archaeomagnetic dating for the last 2–3 millennia (e.g. Palencia-Ortas et al., 2017; Ruiz-Martínez et al., 2008), although the resolution, which oscillates from decades to centuries (e.g.: Casas and Tema, 2019) can vary between different chronologies due to the various factors such as the amount and quality of data, the specific changes that the Earth's magnetic field undergoes at a regional scale.

However, the data from the Iberian PSVc for the Roman period (ca. 200 yr BCE – 200 yr AD) present some limitations for archaeomagnetic dating. Firstly, during the Roman period the declination has a low variation in the region. Secondly, the inclination values for the 1st and 2nd centuries CE are very similar to the inclination values observed between the 3rd and the 5th centuries CE. These problems make it difficult to differentiate between the directional results obtained from certain time intervals during the Roman period (Gómez-Paccard et al., 2013). Although a relatively large amount of data is already available, the uncertainty on direction, intensity and ages is rather high (see Geomagia 50.v3.3, Brown et al., 2015).

Therefore, to increase the accuracy of archaeomagnetic dating in the Roman period a full-vector of the geomagnetic field (declination, inclinations and intensity) is needed to differentiate results from the aforementioned centuries.

Despite their importance, there are still few reliable archaeointensity data in the Iberian Peninsula. Specifically, while directional data are relatively abundant for the Iberian PSVc in the Roman period, intensity data and especially full-vector determinations are still rather scarce (Molina-Cardín et al., 2018).

A Roman pottery kiln in Calahorra (La Rioja) was used to carry out the first archaeointensity study in the Iberian Peninsula (Kovacheva et al., 1995). Later, the database was increased with 24 new archaeointensity data for the last 2000 yr by Gómez-Paccard et al. (2006, 2008). More recently, Hartmann et al. (2009) contributed with 24 data from 1550 to 1750 yr AD, being the first archaeointensity results from Portuguese potteries. Another 31 new data were obtained for the last three millennia during the last decade (Catanzariti et al., 2012; Osete

et al., 2016). Molina-Cardín et al. (2018) have analysed 247 samples from fifteen different archaeological sites whose chronologies range between the 11th century BCE and the 19th century CE. Osete et al. (2020) have recently reported 14 new directional and 10 paleointensity results from 17 combustion structures (8th–5th centuries BCE) from the eastern part of Spain. Evans and Correia (2018) reported four new dates from Roman kilns in Portugal although based only on directional results. The number of paleointensity determinations in Iberia has significantly increased for the last 2–3 millennia including also the Roman period. However, their quality is variable and not always fulfils quality criteria (Paterson et al., 2014) and/or they lack a good chronological control.

One reason for the limited availability of reliable paleointensity data are the difficulties inherent to palaeointensity experiments. The Thellier-type protocols are based on a set of assumptions that may not be fulfilled (e.g., Dunlop, 2011): a) the primary remanence must be a TRM; b) while the samples are heated during the experiments no chemical, mineralogical or physical changes in the samples should occur, because they will lead to erroneous paleointensity estimations (e.g., Thellier and Thellier, 1959); c) the samples must obey the Thellier laws of reciprocity, independence and additivity of partial thermoremanences (pTRM) acquired in intervals of temperature that do not overlap (Thellier and Thellier, 1959).

Another reason for inaccurate archaeointensity data is the absence of corrections for the anisotropy of thermoremanent magnetization (ATRM) and cooling rate (e.g. Palencia-Ortas et al., 2017). During the manufacture of archaeological samples, a preferred alignment of the ferromagnetic (s.L) particles, specially on pottery, may significantly distort the magnetization record (Biedermann et al., 2019), generating discrepancies both in intensity and directional studies, with serious implications on the quality of the data and for archaeomagnetic dating purposes (e.g.: Osete et al., 2016; Palencia-Ortas et al., 2017).

In the present study, we have performed a full-vector archaeomagnetic determination on a Roman kiln to provide new high quality archaeomagnetic and archaeointensity data for the Iberian Peninsula during the Roman period (ca.218 BCE – 5th century CE (Pavón, 2019). The studied kiln provides an extraordinary chance to obtain high quality data for the Iberian Peninsula dataset thanks to the very high accuracy of the chronological control of the site, which is based on the pottery typology. The pottery found associated to the kiln presents a specific chronotypology, as *italic* and *gallic sigillata* that allows us to date the archaeological site and the kiln between 40 and 70 yr AD., thus yielding a very precise age date of $55\text{ CE} \pm 15$ years (Bustamante Álvarez and Detry, 2019).

2. Material and methods

2.1. The archaeological site and the studied materials

In 2017 archaeologists re-started to excavate the north area of a Roman archaeological site called Mitreo's house in Mérida (Badajoz, Extremadura;Southwestern Spain; Fig. 1a) (Bustamante Álvarez and Detry, 2019), located in the Southern suburb of the capital of the Lusitania province. The renewed archaeological excavations began with the discovery of pottery fragments of local production, as “thinwalled” pottery, glazed pottery or common ware, from a previous phase of the construction of this *Domus*. To flatten the unevenness of the floor to build the house, pottery remains were placed onto the ground. Because of the finding of these potsherds at the beginning of this research, archaeologists had suggested that an artisanal installation dedicated to the production of pottery may have existed in the surrounding of the house. Later, an archaeological excavation started in the north area of the house during which a kiln was discovered (Fig. 1 a-b).

The kiln has a size of 2.48×2.48 m. Its structure was delimited by “green bricks” which helped to isolate the kiln from the adjacent archaeological structures and the colour oscillations made by the

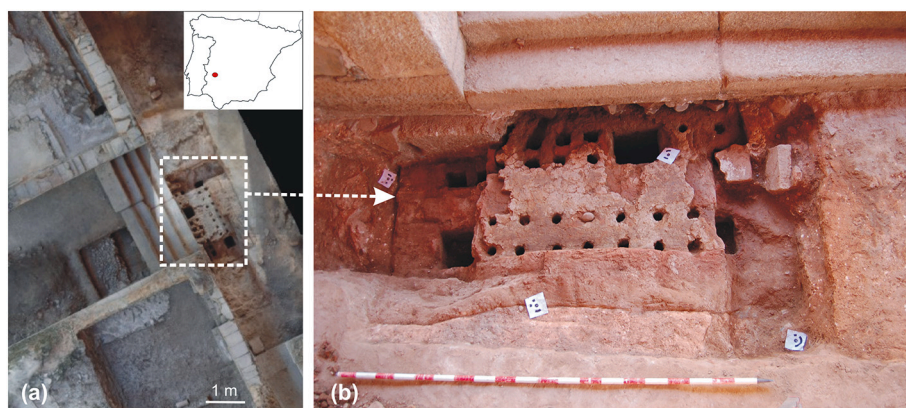


Fig. 1. Map of the Iberian Peninsula with the location of Mitreo's house archaeological site and the kiln sampled for this study.

temperature changes. Despite the fact that many constructive elements of the house were built directly on top of the grill of the kiln, the structure is archaeologically very well preserved. The grill has a length is of 1.74 m and has ventilation openings like ducts (pipes that carry air out of the kiln). For the construction of the grill two master walls were built. “Green bricks” (28 × 21 × 7.5 cm) were put perpendicular to the master wall to build a mesh. The nozzle holes were raised on this lattice (Fig. 1b).

2.2. Archaeomagnetic sampling

The kiln was sampled collecting 11 independent hand blocks (~7 cm × 7 cm) and oriented with a magnetic compass and with the aid of plaster to ensure the highest accuracy and prevent the breakage of the samples. An horizontal surface was obtained on each hand block by dripping plaster of Paris and gently pressing a piece of methacrylate onto the plaster while wet and using bubble levels for levelling. Before removing each sample, a line pointing the magnetic North measured with a Brunton magnetic compass was drawn onto the dry plaster.

Samples were collected from the best burnt parts and from different parts of the kiln, to increase the significance of our results. Later, in the laboratory, the hand blocks were consolidated with sodium silicate and cut into cubic regular specimens (~2.2 cm side length), always keeping the sampling orientation marks.

Also unoriented material obtained while cutting the hand blocks and associated to the latter was collected for absolute archaeointensity and rock-magnetic analyses.

2.3. Paleomagnetic and rock-magnetic analyses

All experiments were carried out at the paleomagnetic laboratory of Burgos University, Spain. The natural remanent magnetization (NRM) was measured with a 2G SQUID magnetometer (noise level 5×10^{-12} Am²). The magnetic susceptibility was measured at room temperature initially and after each thermal demagnetization step using a KLY-4 susceptibility meter (AGICO; noise level 3×10^{-8} S-I) to detect the possible occurrence of mineralogical alterations during the experiments.

In order to correct the effect of local declination the latter was obtained from the World Magnetic Model (WMM) on the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) web page (<https://www.noaa.gov>). According to the site and the date, the difference between geographic and magnetic North is 1° W. The progressive demagnetization of NRM was performed both by stepwise thermal (TH) and alternating field (AF) demagnetization. Firstly, we carried out a pilot study to select the most appropriate demagnetization sequence. According to the results of the pilot study, the TH demagnetization was performed in 10 steps using a TD48 – SC (ASC) thermal demagnetizer. The AF

demagnetization was carried out in 12 steps up to a maximum peak field of 100 mT, with a demagnetization unit included in the 2G magnetometer.

The direction of the characteristic remanent magnetization (ChRM) of all specimens was determined by principal component analysis (Kirschvink, 1980) including at least seven demagnetization steps, and using the *Remasoft software* (Chadima and Hrouda, 2006). The mean paleomagnetic direction was calculated using Fisher (1953) statistics following a hierarchical averaging approach (Lanos et al., 2005). The hierarchical mean direction was first calculated averaging specimens of each hand-block and then all independently orientated hand-blocks.

The magnetic properties of the studied material were analysed with a Variable Field Translation Balance (MM_VFTB). The principal objective of these experiments is to identify the main magnetic carriers, their domain states and thermomagnetic stability and preselect the best samples for paleointensity experiments. The following experiments were performed: measurement of progressive isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves, hysteresis loops (± 1 T), backfield curves and thermomagnetic magnetization vs. temperature ($M_s - T$) curves up to 700 °C in air. All these experiments were carried out on powdered samples (~300 mg) belonging to each of the 11 hand blocks sampled of the kiln.

Hysteresis parameters like the saturation of the remanent magnetization (M_{rs}), the saturation magnetization (M_s) and the coercive field (B_c) were obtained from the hysteresis cycles after correction for the paramagnetic fraction with the *Rock_Mag Analyzer* software (Leonhardt, 2006). The coercivity of remanence (B_{cr}) was obtained from the backfield curves. Curie temperatures were determined from magnetization vs. temperature thermomagnetic curves with the two tangent method of Gromme et al. (1969).

2.4. Archaeointensity experiments

For archaeointensity experiments small irregular sample fragments were glued into 10 mm diameter borosilicate vials which had a carved orientation mark. Paleointensity determinations were carried out using a Thellier-type method (Thellier and Thellier, 1959) as modified by Coe (1967) in the paleomagnetic laboratory of Burgos University, Spain. The experiments were performed under air, using a TD48 – SC (ASC) thermal demagnetizer. The experiment was performed in eleven temperature steps from room temperature to 580 °C. Temperature reproducibility between the two heating cycles at the same temperature could be held with a precision of ± 2 °C. The laboratory field strength was set to 40 μ T. Four control heatings (pTRM-checks) were carried out in order to check if mineralogical alterations occurred during the experiments. The first control heating was done after four heating steps (340 °C) and subsequently, after each two heating steps (420, 490 and 550 °C). During the experiments, argon gas was used to minimize the

possibility of having mineralogical alterations. Samples were left cooling down naturally overnight and, for this reason, no extra measurements to correct for the cooling rate dependence of TRM were necessary (Calvo-Rathert et al., 2019). It is possible that this type of kilns had a cupola (e.g.: Cuomo Di Caprio, 2007), although there is no direct archaeological evidence in this case. However, experimental recreations indicate that the cooling of this type of kilns lasted several hours (e.g.: Coles, 2014). A duration of some days cannot be completely excluded but is unlikely. Our cooling procedure tries to approach the natural cooling conditions as much as possible. Archaeological materials are often characterized by a non-negligible magnetic anisotropy of remanent magnetization (e.g., Aitken et al., 1981). For this reason, we corrected our archaeointensity determinations for TRM anisotropy by determining the anisotropy of TRM tensor (ATRM) and corrected all archaeointensity values following the method of Veitch et al. (1984) and using the PimagPy software (Tauxe et al., 2016). These measurements were carried out after completion of the palaeointensity experiments by inducing a pTRM (500 °C to room temperature with a laboratory field strength of 40 μ T) in six sample directions (i.e. -x, +x, -z, +z, -y, +y) to sister specimens belonging to each of the studied hand blocks to ensure similar characteristics. Hand blocks have a small size, allowing the sampling of highly homogeneous archaeological material. This homogeneity in the magnetic properties is indicated also by some magnetic experiments like the thermomagnetic curves (Fig. 3) explained below. All samples were AF demagnetized at 100 mT before each pTRM acquisition and the remaining magnetization value was used as a baseline. Finally, an extra pTRM acquisition step was performed at the same field and temperature in the same direction than the first step in order to check if mineralogical changes had occurred during the anisotropy experiment.

3. Results

3.1. Magnetic properties

Two different IRM acquisition curve types can be distinguished. While some samples are nearly saturated below 1 T (Fig. 2a), others are still not saturated at this field (Fig. 2b). Nevertheless, all have reached at least 90% saturation at 300mT (Fig. 2), showing the dominance of low coercivity minerals. Backfield curves yield B_{cr} values between 22 and 45 mT, also indicating that the magnetization is mainly carried by low coercivity minerals. Results are shown on Supplementary material Table 1.

Thermomagnetic curves (magnetization vs. temperature) were measured for 14 powdered samples. Each thermomagnetic curve includes a heating cycle up to 700 °C and a cooling cycle. Two representative examples of curves are shown in Fig. 3(a-b). The magnetization in both IRM and Ms. - T curves is dominated by a low coercivity fraction (magnetite), but also a high coercivity fraction (around 20% of magnetization) can be recognized in the IRM acquisition curves (Fig. 2). However, in the Ms-T curves the magnetic signal of this high-coercivity phase is probably hidden by the main carrier (magnetite). Only a single ferromagnetic (s.l.) phase could be recognized in all cases, and its Curie temperature has been estimated around 570 °C, suggesting that the main magnetic carrier is Ti-poor titanomagnetite. All curves showed a high degree of reversibility.

Results from thermomagnetic and IRM acquisition curves suggest that the remanence of the analysed samples is mostly carried by magnetite. Although interpretation of results plotted in a Day diagram in terms of domain state analysis can be highly ambiguous, because hysteresis parameter ratios can be influenced by several conditions (Roberts et al., 2018), the apparently simple composition of the samples from the present study may allow a qualitative interpretation. The observed hysteresis ratios (Supp. Fig. 1) vary between $0.30 \leq \text{Mrs./Ms.} \leq 0.16$ and $1.94 \leq \text{Bcr/Bc} \leq 5.97$, suggesting that most of the samples lie in the pseudo-single domain (PSD) region. The dashed lines

show that samples have a tendency towards SD + SP grains in the Day diagram (Supp. Fig. 1) Two of the samples have a high coercivity component in the IRM curves (Fig. 2b), which would explain their shift to the right in the Day diagram (Fig. 1 Supp. Material) Hysteresis loops present both wasp-waisted and pot-bellied shapes. However, samples shifted to the right coincide with a wasp-waisted shape (Supp. Fig. 1c) due to the coexistence of magnetite and the high coercivity phase, most probably hematite given the reddish colour of the samples.

3.2. Archaeomagnetic directions

The Königsberger ratio Q_n (Königsberger, 1938; Stacey, 1967), is the ratio between remanent and induced magnetization [$Q_n = \text{NRM}/(\chi H)$], where χ is the magnetic susceptibility and H the intensity of the local magnetic field. This parameter can be useful to characterize burnt archaeological materials. It can be considered a measure of stability to indicate a rock's capability of maintaining a stable remanence.

In the present study, Q_n ratio values, (Fig. 4), vary between 5.19 and 25.05, indicating that the mechanism of magnetization has a thermal origin (TRM) (e.g.: Gómez-Paccard et al., 2012; Schnepf et al., 2004). Most samples are well clustered.

Archaeomagnetic directions were determined from thermally and AF-demagnetized specimens. All show a single normal-polarity component which is removed at 86 mT or 550 °C. In addition, in all samples a very weak viscous component can be distinguished, which is easily erased at fields below 17–23 mT (Fig. 5a-c) or temperatures below 200–300 °C (Fig. 5d-e).

Fig. 5f shows the directional results obtained from the analysis of 32 specimens from 8 different hand blocks. The directional results are detailed both at specimen and sample (block) level in supplementary Table 2. All analysed specimens provided reliable results and have been taken into account to calculate the hierarchical mean direction (Lanot et al., 2005): declination $D = 0.6^\circ$; inclination $I = 54.0^\circ$; precision parameter $k = 481$; α_{95} (radius of 95% confidence cone) = 2.5° . The studied kiln thus yields a reliable high-quality archaeomagnetic direction characterized by a very low scatter.

3.3. Archaeointensity results

28 fragments associated to seven hand blocks were preselected for paleointensity determination experiments. All analysed blocks showed a high directional stability and suitable rock magnetic properties. In the present study, absolute archaeointensity determinations were carried out with a Thellier-type double heating method (Thellier and Thellier, 1959) as modified by Coe (1967).

A paleointensity determination is accepted as reliable depending on a set of criteria to assess their quality, discarding those with evidence of the occurrence of alteration and/or the presence of remanence carried by multidomain (MD) grains. To assess the reliability of our samples, successful archaeointensity determinations had to fulfil the following requirements, which discriminate between two quality levels of different stringency, A and B:

- 1) At least five TRM-NRM points of the Arai plot (N) must be used for the paleointensity determination (both class A and B).
- 2) The ratio β ($\beta = \text{standard error/absolute slope of the slope of the best fit line}$) on the Arai diagram must be less than 0.1 (class A) and less than 0.15 (class B).
- 3) NRM fraction factor (f) (Coe et al. 1978) must be higher than 0.50 (class A) and 0.35 (class B).
- 4) The quality factor (q) (Coe et al. 1978) must be higher than 5 (class A) and higher than 1 (class B).
- 5) The maximum absolute difference observed in the pTRM check, normalized to the total TRM ($\delta(\text{ck})$, Leonhardt et al., 2000) must be less than 7 (class A) and less than 9 (class B).
- 6) Directions of NRM end-points at each step obtained in the zero-field

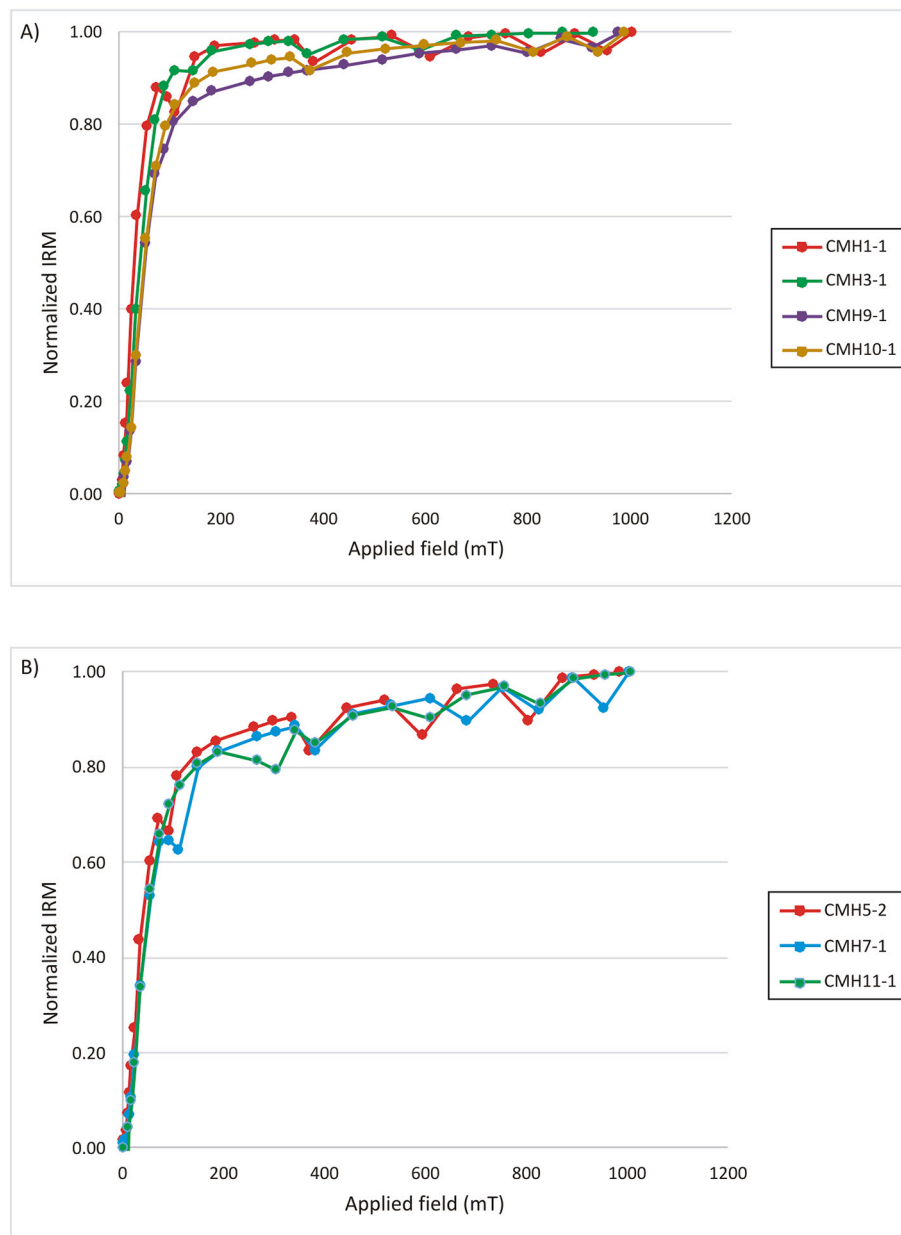


Fig. 2. (a-b) Normalized progressive IRM acquisition curves up to 1 T of representative samples. Fig. 2b shows examples where the high-coercivity contribution is more easily detected.

steps of the experiment must draw a straight line pointing to the origin in the interval chosen for palaeointensity determination. Its mean angular deviation (MAD) must be less than 6 (class A) and less than 15 (class B).

- 7) The angular difference α between the free-floating data selected for palaeointensity determination (anchored to the centre of mass of the data) and the best-fit directions (anchored to the origin) must be less than 15° for both classes A and B. The directions of the natural remanent magnetization (NRM) obtained from Thellier-Coe experiments have to fall along a reasonably straight line.
- 8) Curvature (k') (Paterson, 2011) of the sector of the Arai plot selected for paleointensity determination should be less than 0.164 (quality level A) and less than 0.27 (quality level B).
- 9) In addition, at the site level, the threshold values require a standard deviation $\sigma_{\text{site}} \leq 15\%$ of the mean (Cromwell et al., 2015).

These criteria are all included in the ThellierTool criteria set

(Leonhardt et al., 2004) except curvature k' (Paterson, 2011). Thresholds applied to the ThellierTool based criteria are mostly those proposed by (Paterson et al., 2014), except for fraction factor f . In this case, the original threshold $f \geq 0.5$ has been kept for class A determinations (instead of the lowered $f \geq 0.35$ value) while the modified threshold $f \geq 0.35$ has been accepted for class B determinations (instead of the $f \geq 0.30$ value of the original ThellierTool set).

Twenty-seven out of 28 samples (96.4%) yield successful determinations (Table 1). Fig. 6 shows Arai plots of an accepted (a) and a rejected (b) determination. Between 9 and 12 TRM-NRM points of the Arai plot have been used in all cases. Fraction factor f varies between 0.53 and 1.01, and the quality factor q between 7.3 and 61.1. Only a single archaeointensity determination had to be rejected. Although all parameters fulfilled the aforementioned requirements, the obtained intensity value of 25 μT , was in complete disagreement with the remaining 27 samples (Table 1), which displayed rather homogeneous results so that we considered this determination as a rejected sample. At

Table 1

Archaeointensity data for the studied specimens. Specimen: name of the specimen; Class (see text), N: number of data points within this temperature interval; T_{\min} - T_{\max} : interval temperature used for the slope calculation; f : fraction of NRM used for the slope calculation; β : the ratio of the standard error of the slope to the absolute value of the slope; δck : alteration factor; k' : curvature factor; q : quality factor; MAD: the maximum absolute difference produced by a pTRM check, normalized by the total TRM; α : the angular difference between the anchored and free best-fit directions; B_{raw} : uncorrected intensity value before anisotropy corrections; $B_{\text{An corr}}$: intensity value corrected for anisotropy effects.

SPECIMEN	CLASS	N	T_{\min} - T_{\max}	f	β	δck	k'	q	MAD	α	B_{raw} [μT]	$B_{\text{An corr}}$ [μT]
CM1-9	B	11	0-550	0.77	0.05	4.26	0.164	12.52	8.1	1.75	50.5	48.48
CM1-10	B	10	0-520	0.53	0.06	4.32	0.054	7.31	9.4	9.40	51.9	49.82
CM1-11	B	11	0-550	0.76	0.051	4.44	0.145	12.54	10.7	3.35	52.5	50.4
CM1-12	B	11	0-550	0.8	0.035	3.71	-0.018	19.33	6.8	2.04	53.3	51.16
CM3-13	B	11	0-550	0.94	0.022	7.85	-0.125	37.18	8.7	1.21	65.5	68.12
CM3-14	B	12	0-580	1.01	0.029	7.24	0.03	30.51	4.1	0.18	57.2	59.48
CM3-15	B	12	0-580	1	0.025	4.08	0.191	34.13	2.8	0.52	59	61.36
CM3-16	B	12	0-580	0.99	0.019	5.46	0	44.95	7.2	1.74	64.6	67.18
CM5-17	B	12	0-580	0.96	0.038	5.26	0	22.52	6.3	2.68	55.4	52.07
CM5-18	B	12	—	1	0.018	3.98	0	50.19	5.2	1.45	25.1	Rejected
CM5-19	A	12	0-580	0.99	0.029	5.82	0.053	29.79	4.6	1.66	60.4	56.77
CM5-20	B	10	0-520	0.88	0.044	1.80	-0.178	16.86	2.6	1.08	52.8	49.63
CM7-21	A	12	0-580	0.97	0.027	4.48	0	31.41	2.8	0.86	53.2	47.88
CM7-22	B	12	0-580	0.96	0.035	6.13	0	24.07	7.5	2.27	59.9	53.91
CM7-23	A	12	0-580	0.97	0.018	4.54	0.003	47.69	5.9	2.15	58.1	52.29
CM7-24	B	12	0-580	0.94	0.061	5.56	0	13.69	11.2	3.98	56.6	50.94
CM9-25	A	12	0-580	0.99	0.018	4.74	0.104	47.71	4.2	1.12	59.7	57.90
CM9-26	B	12	0-580	0.98	0.054	7.00	0	15.64	7.5	1.65	66	64.02
CM9-27	A	12	0-580	0.98	0.028	6.20	0	31.37	5.1	1.23	57.7	55.96
CM9-28	A	12	0-580	0.99	0.019	6.65	0	44.97	4.4	0.57	60.2	58.39
CM10-29	A	12	0-580	0.99	0.014	4.26	0.029	61.14	3.1	0.83	60.3	62.71
CM10-30	B	9	0-491	0.78	0.08	5.97	0	8.08	11.8	1.96	56.2	58.44
CM10-31	A	12	0-580	0.98	0.027	5.79	-0.058	30.91	4.6	1.21	58	60.32
CM10-32	A	12	0-580	0.99	0.017	3.72	0.008	52.51	3.9	0.96	58.1	60.42
CM11-33	A	12	0-580	0.97	0.022	3.06	-0.054	38.9	5	1.79	56.4	54.71
CM11-34	B	12	0-580	0.99	0.021	8.76	-0.012	41.16	5.6	2.08	60.2	58.39
CM11-35	A	12	0-580	0.95	0.031	4.01	-0.15	27.12	4.8	1.90	57.9	56.16
CM11-36	A	12	0-580	0.95	0.038	3.70	0	21.99	4.4	1.59	56.9	55.19
Mean =	57.7 ± 3.9	56.3 ± 5.5										

the site level, scatter is low with σ_{site} below 15% of the mean intensity. 12 samples fulfil class A (42.86%) and 15 fulfil class B (53.57%).

Before anisotropy correction, the mean archaeointensity value obtained from the 27 samples that have passed the selection thresholds, yields $F_{\text{NC}} = 57.7 \pm 3.9 \mu\text{T}$; ($58.0 \pm 2.0 \mu\text{T}$ if only class A determinations are considered).

ATRM experiments were carried out on new specimens from all blocks from which we had taken samples for archaeointensity experiments. One specimen from each block was analysed. In all investigated samples ATRM is low. The anisotropy factor varies between 0.90 and 1.04, and after ATRM correction, the corrected result yields a slightly lower value $F_{\text{ANIS}} = 56.3 \pm 5.5 \mu\text{T}$; ($56.5 \pm 3.9 \mu\text{T}$ for class A

determinations). Some archaeological samples such as pottery are very anisotropic because of their manufacture (e.g. Rogers et al., 1979; Veitch et al., 1984; Osete et al., 2016). However, the construction of a kiln usually implies less anisotropy because during its construction not so much manual pressure is necessary to mold and form it than as with potteries (e.g. Kovacheva et al., 2009).

4. Discussion

We have carried out an archaeomagnetic study in a kiln excavated in the archaeological site of Mitreo's house (Mérida, Spain). This study has allowed us to obtain a high quality full archaeomagnetic vector of

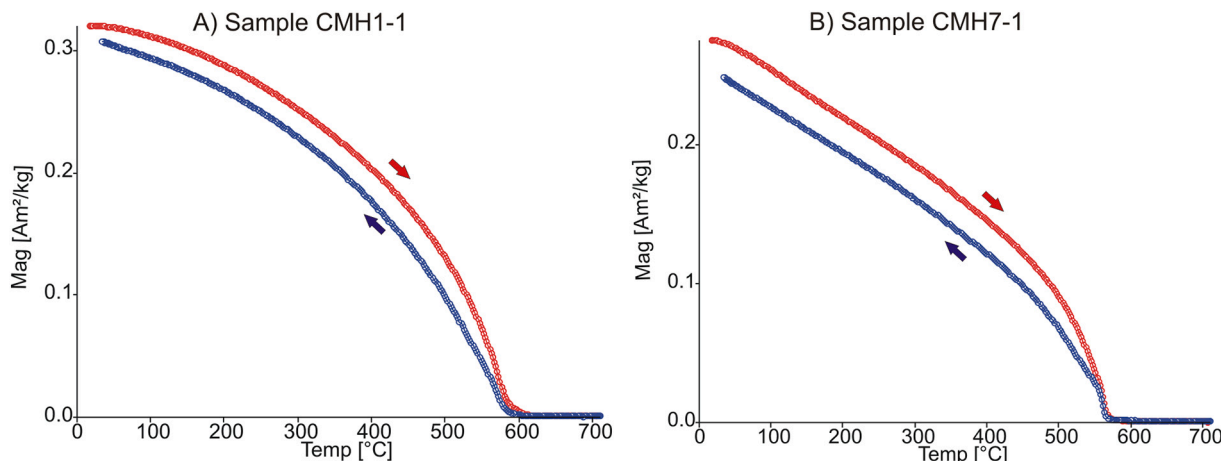


Fig. 3. (a-b) Representative thermomagnetic curves. Heating (cooling) cycles are indicated in red (blue) with their respective arrows. Sample codes and magnetization intensities are indicated. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

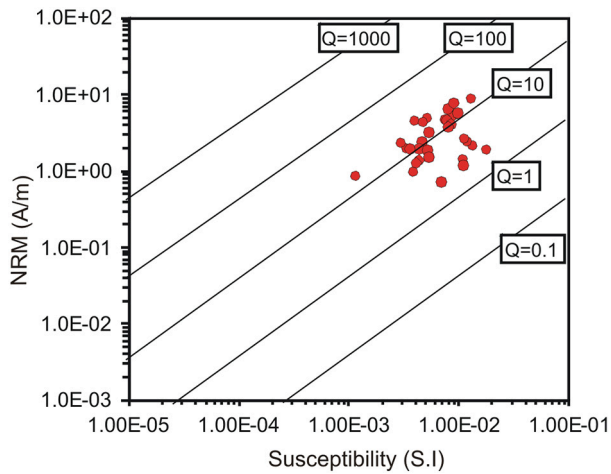


Fig. 4. Königsberger ratio (Q_n) diagram showing NRM intensity (A/m) versus bulk magnetic susceptibility values. Königsberger ratio isolines indicating constant Q_n values from 0.1 to 1000 are shown.

the Earth's magnetic field from the Roman period. The hierarchical mean archaeomagnetic direction (Lanos et al., 2005) from 8 samples is the following: declination $D = 0.6^\circ$; inclination $I = 54.0^\circ$ ($k = 481$; $\alpha_{95} = 2.5^\circ$); the mean archaeointensity value after anisotropy correction is $56.3 \pm 5.5 \mu\text{T}$ (27 determinations of both class A and B); ($56.5 \pm 3.9 \mu\text{T}$ if only the 12 class A determinations are considered).

The kiln has associated pottery fragments, some of them providing an exceptionally well defined chronological control based on their characteristic typology. Indeed, while the general typology of the pottery associated with the kiln yields the 1st century CE, a rather wide chronological range, some of the fragments are of *italic* and *gallic sigillata* pottery; indicating a chronological interval from 40 to 70 CE. These are comparable with Drag. 30 type or local thin-walled as form Mayet XLIII / XLIV, XXXVII whose production started during the reign of Emperor Claudius (Bustamante, 2011). We can also use the *ab silentio* criterium (Bustamante, 2011) with the absence of hispanic sigillata, of which trade started at the beginning of the Flavian dynasty, ca. 70 CE. The age interval of the kiln has been assigned to the age range of the pottery because of the relationship between them. Despite being a relative age determination, the well-constrained time interval allows us to include the full-vector data obtained into a SV curve or geomagnetic

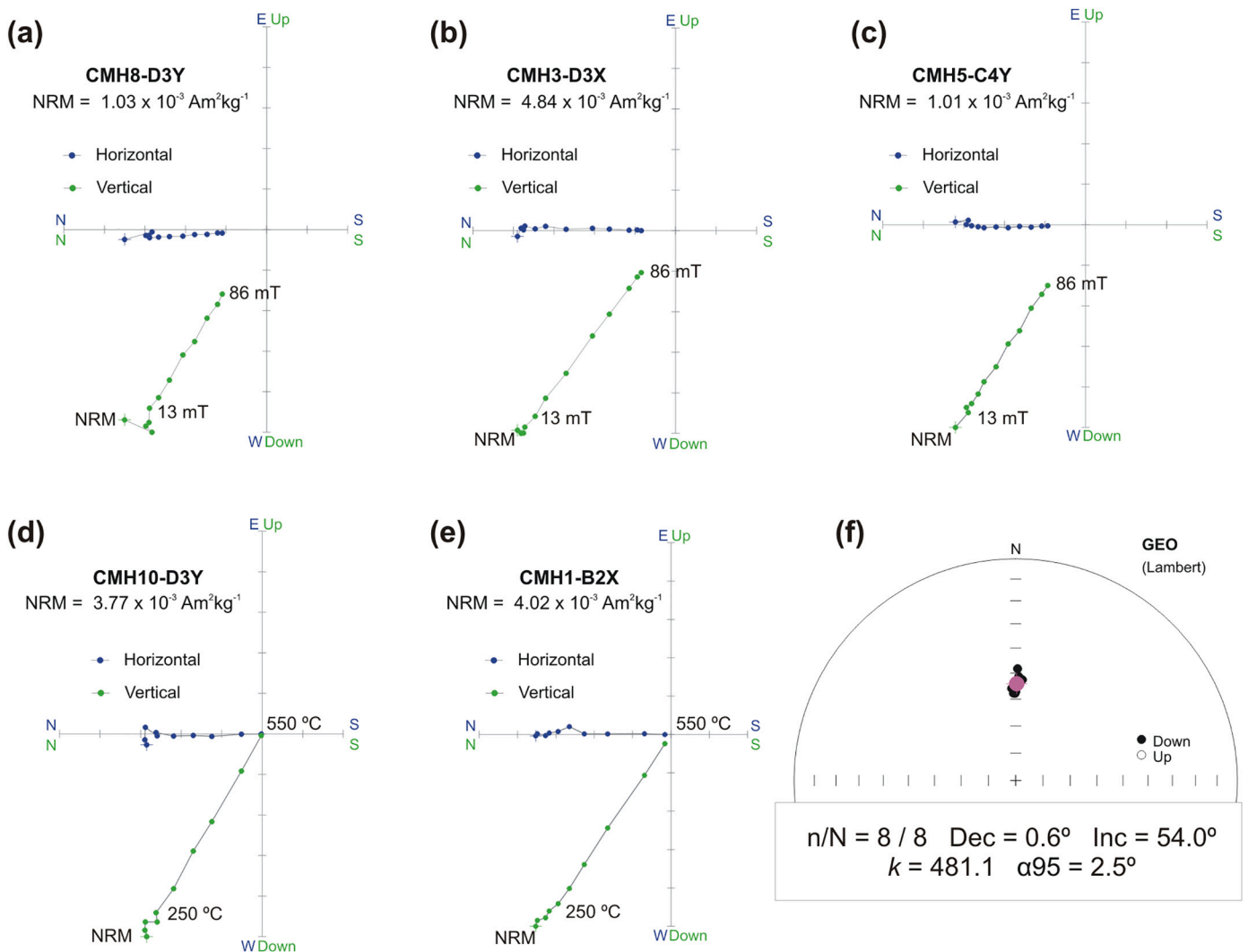
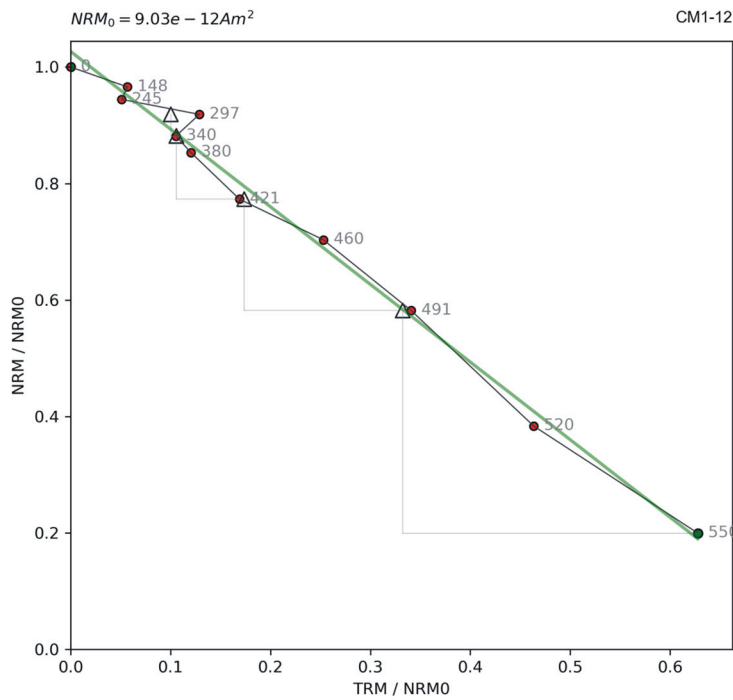


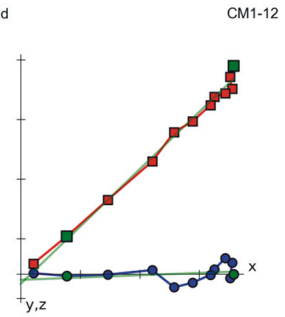
Fig. 5. Representative orthogonal NRM demagnetization diagrams showing the behavior during (a, b and c) alternating field and (d and e) thermal demagnetization. Green (blue) symbols represent the vertical (horizontal) projections of vector endpoints. Sample code, initial NRM intensity values and main demagnetization steps are shown. (f) Equal-area projection showing all ChRM directions, with the mean hierarchical direction and the α_{95} confidence circle (in red). n/N, number of samples considered/analysed; Dec., declination; Inc., inclination; k, precision parameter; α_{95} , semi-angle of confidence. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

A) Sample CM1-12

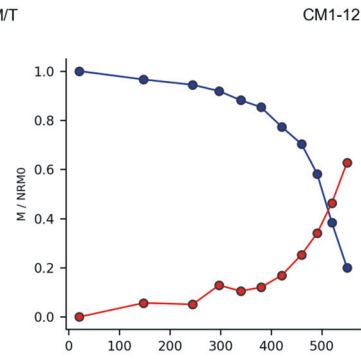
Arai plot



Zijderveld

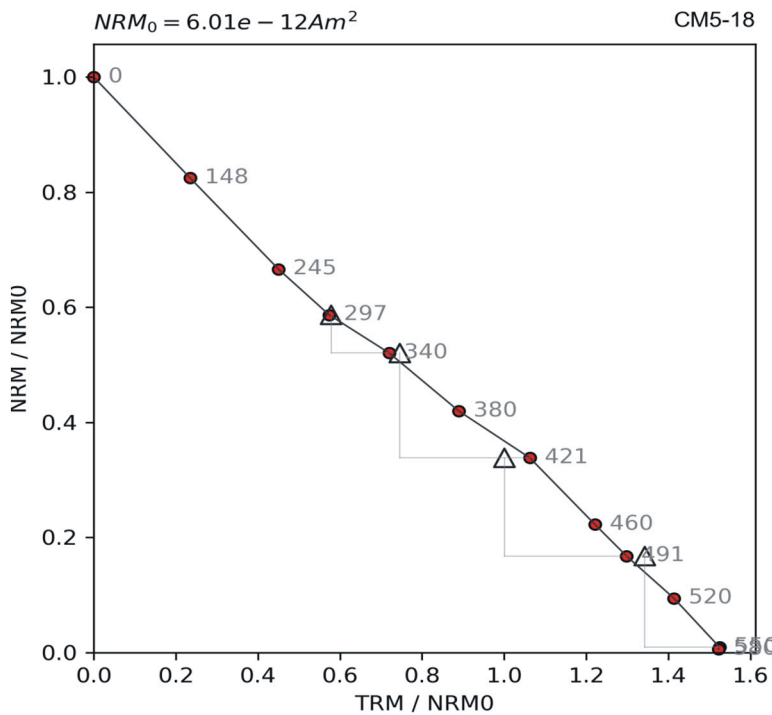


M/T

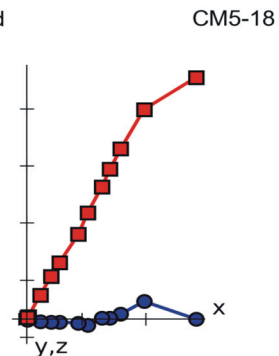


B) Sample CM5-18

Arai plot



Zijderveld



M/T

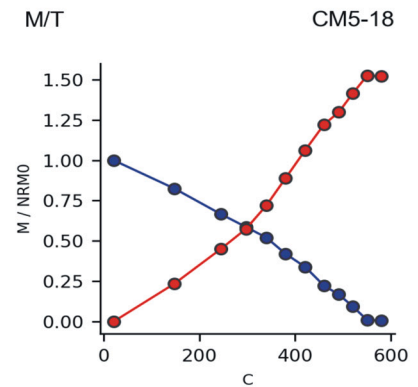


Fig. 6. (a-b) Two representative examples of accepted (a) and rejected (b) Thellier-Coe archaeointensity experiments. The NRM-TRM diagrams are shown with orthogonal vector projections of the remanent magnetization (Zijderveld diagrams) and with M-T plot.

field model. Certainly, the obtained data are of high precision, both for the good quality magnetic data and for the excellent chronological constrain.

The high precision of the data obtained in the present study can be used to assess in how far models allow a reliable age determination. We have compared our mean direction and archaeointensity values with

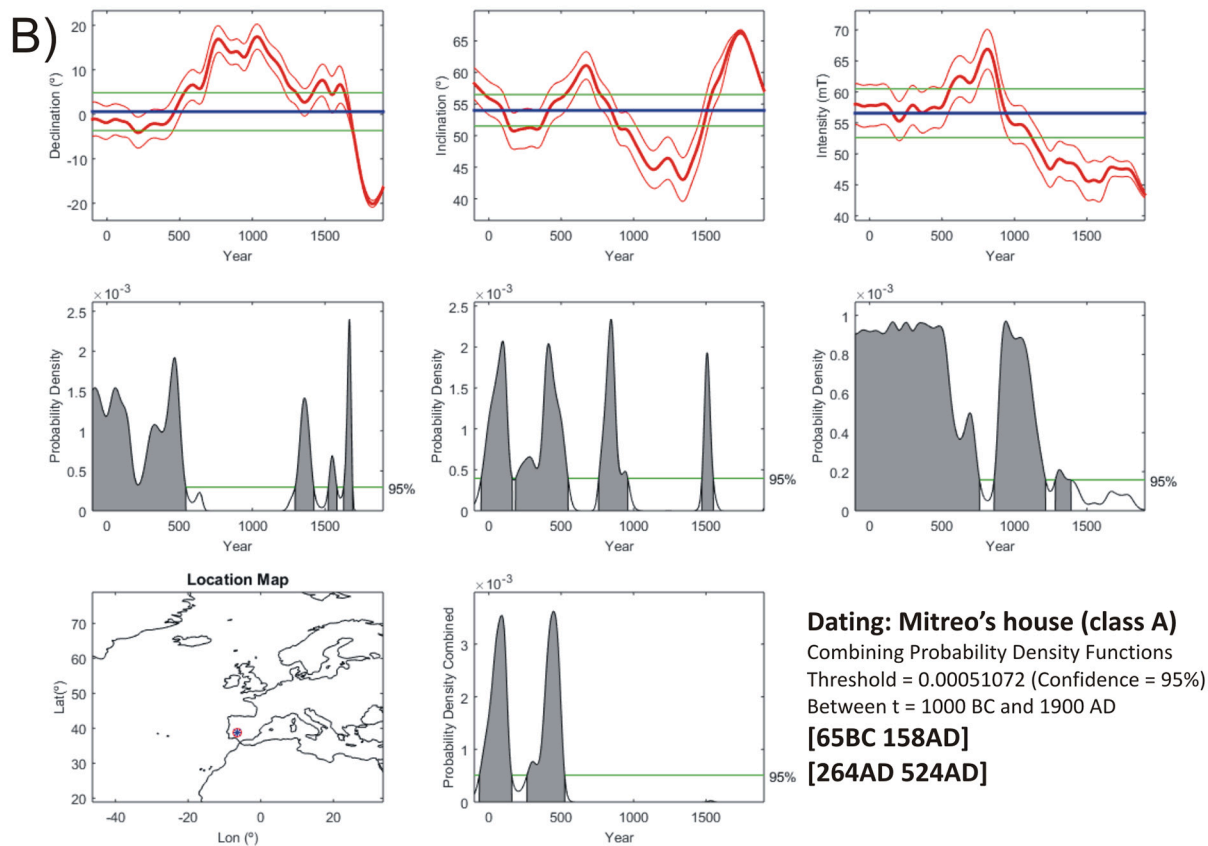
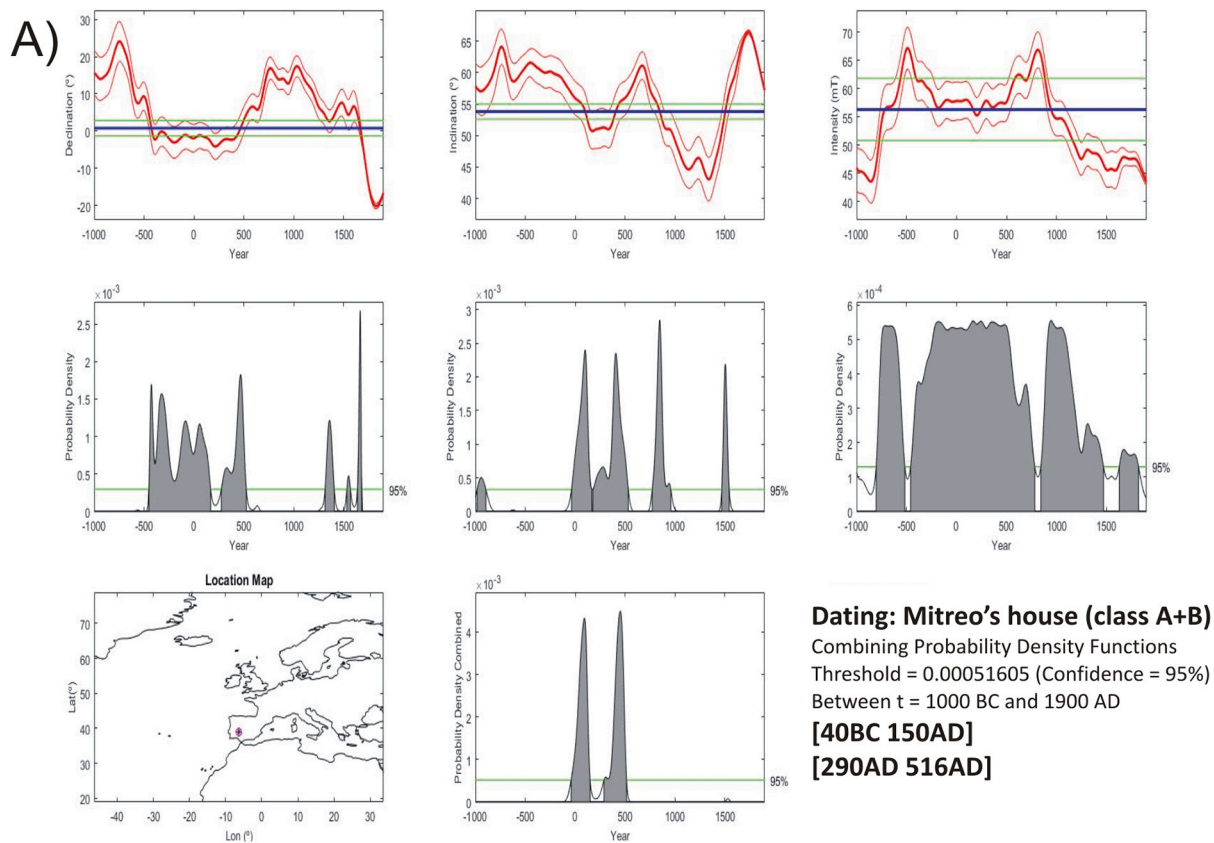


Fig. 7. Probability of age density functions obtained with the MATLAB tool from Pavón-Carrasco et al. (2011) comparing the SHA.DIF.14 k model with the declination, inclination and intensity values at site coordinates from the kiln studied. Results are expressed at 95% probability. (a) includes intensity class A and B; (b) includes intensity class A.

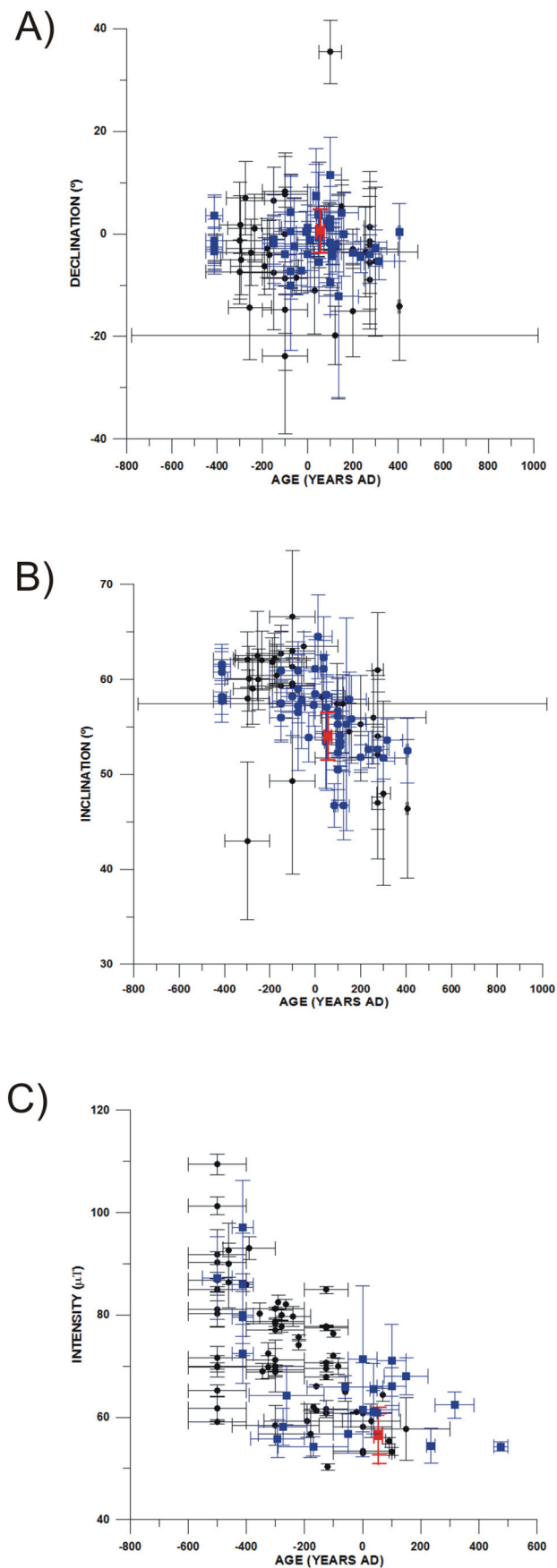


Fig. 8. Archaeomagnetic data (declination (a), inclination (b) and intensity (c)) in the Iberian Peninsula between 500 BC and 500 CE. (Geomagia 50.v3.3, Brown et al., 2015). Red squares: Results from the present study. In the intensity plot, mean results of both type A determinations and all successful determinations (types A and B) are shown. Both means are virtually indistinguishable. Blue squares: Selected declination, inclination and intensity data from the Iberian Peninsula (updated Geomagia database, Brown et al., 2015; Osete et al., 2020) (see text). Black circles: Declination, inclination and intensity data from the Iberian Peninsula (updated Geomagia database, Brown et al., 2015) not meeting selection criteria. The selected published data correspond to the following studies: Carrancho et al., 2013; Casas et al., 2014; Gómez-Paccard et al., 2006, 2008, 2013; Kovacheva et al., 1995; Molina-Cardín et al., 2018; Osete et al., 2016, 2020; Oyamburu et al. 1996; Palencia-Ortas et al., 2017; Parés et al., 1992; Ruiz et al. 2008. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the SHA.DIF.14 k geomagnetic field model (Pavón-Carrasco et al., 2014a, 2014b) using the *archaeo dating* software (Pavón-Carrasco et al., 2011), in order to check the quality of an archaeomagnetic dating using our results with the presently available geomagnetic data. We have selected this geomagnetic field model because it is based only on archaeomagnetic and lava flow data (excluding sedimentary data) for the last 14,000 years. One of the limits of using PSVc for dating is the problem of the relocation error, which depends on the distance (Casas and Inconato, 2007). Conversely, the use of geomagnetic field models for archaeomagnetic dating prevents this error as synthetic secular variation curves are calculated at site coordinates (e.g.: Pavón-Carrasco et al., 2011). For this reason, the use of geomagnetic models is preferred as opposed to the standard archaeomagnetic dating based on regional SV curves, which are not always available for certain regions or contain gaps in their temporal distribution. According to the probability density function of the SHA.DIF.14 k model, the last use of Mitreo's kiln was between 40 BC and 150 CE or between 290 CE and 516 CE, both at the 95% confidence level (Fig. 7a). If we only use class A data for dating, ages between 65 BCE and 158 CE or between 264 CE and 524 CE (95%) are obtained (Fig. 7b). There is hardly any difference between using all or only type A data. Moreover, by using only type A data, the first interval is narrowed but the second one is extended.

The archaeological context suggests the 40 BCE – 150 CE (95%) age interval (Fig. 7a) or the 65 BCE – 158 CE (95%) age interval if only class A results are used (Fig. 7b) as the most plausible. On the other hand, despite the high quality of the data obtained, archaeomagnetic dating would only be able to give the rough estimation that probably the last time that the kiln was used was between the 1st and 2nd century CE.

The reason for this high uncertainty is related to the behavior of the Earth's magnetic field in the Iberian Peninsula during the Roman period and the low quality or scarcity of paleointensity data. Because the declination during this period shows a low variation, similar values are found both between the 1st and 2nd century CE and the 3rd to 5th century CE (Gómez-Paccard et al., 2006, 2013). Inclination, on the other hand, has three peaks intercalated with two minima (Molina-Cardín et al., 2018). Results of Palencia-Ortas et al. (2017) indicate the same behavior as in our study, with minor fluctuations in declination between 300 BCE and 200 CE. However, around 200 CE the inclination decreases from 70° to 50° (Palencia-Ortas et al., 2017). Similarly, the intensity (Fig. 7) value of the EMF observed between 400 BCE and 500 CE in the Iberia Peninsula shows hardly any variation, remaining around 60 μT (Molina-Cardín et al., 2018) and hampering precise archaeomagnetic dating in this time period.

Fig. 8(a-c) shows archaeomagnetic directions and intensities from the Iberian Peninsula from 500 BCE to 500 CE (Geomagia 50.v3.3, Brown et al., 2015 Osete et al., 2020) together with the results from the

present study shown in red. Blue squares represent selected declination, inclination and intensity data from the Iberian Peninsula (updated Geomagia database, Brown et al., 2015; Osete et al., 2020) and black circles the declination, inclination and intensity data from the Iberian Peninsula (updated Geomagia database, Brown et al., 2015) not meeting selection criteria. During this period, declination does not show significant variation. However, data display a rather large scatter of nearly $\pm 20^\circ$ for the same age (Fig. 8a). Declination and age uncertainties are often large. Inclination data, on the other hand, exhibit a decrease after the 1st century (Fig. 8b), but this observation is overshadowed by an especially large uncertainty of data in this age range. Intensity data between approximately 400 BCE and 200 CE display a moderate drop (Fig. 8c). However, as with declinations, a large intensity scatter is observed for data of the same age, and age uncertainties are rather large.

Thus, directional and intensity data display a very high dispersion and large uncertainties (Fig. 8a-c). We have compared the results from the present study with published data (Brown et al., 2015; Osete et al., 2020) applying specific selection criteria to take into account only those data which may present geomagnetic significance. The following criteria proposed by Molina-Cardín et al. (2018) were applied: (i) age error ≤ 250 years; (ii) more than 4 specimens had to be used to determine mean directions; (iii) $\alpha_{95} \leq 5.0^\circ$; (iv) paleointensity experiments must be based on Thellier-type methods with pTRM checks and TRM anisotropy correction for samples where it is necessary. Only 56 data remained after performing the selection. The selected data are also showed in Fig. 8 for declination (a), inclination (b) and intensity (c). However, even after having performed the selection, declination presents a large scatter (Fig. 8a) and inclination (Fig. 8b) large uncertainties. In the selected intensity data it is now possible to distinguish better (Fig. 8c) the drop between 400 BCE and 200 CE, although with the same high uncertainties.

An increase of available high-quality full-vectors will thus help to sharpen the archeomagnetic dating tool and constrain the EMF's variations. A larger amount of high-quality data like those from the present study are necessary to improve the quality and resolution of the Iberian SVC, allowing to better discriminate between centuries during the Roman period in the Iberia Peninsula.

5. Conclusions

An archaeomagnetic and archaeointensity study was carried out on a kiln discovered in the archaeological site of Mitreo's house (Mérida, Spain). The age of the studied kiln is constrained with very high precision by the typology of pottery (*italic* and *gallig sigillata*) associated to the kiln, between 40 and 70 CE.

Our study has provided the following conclusions:

- 1) A well-defined high quality hierarchical mean archaeomagnetic field direction was obtained from 8 samples (32 specimens): declination $D = 0.6^\circ$; inclination $I = 54.0^\circ$; ($k = 481$; $\alpha_{95} = 2.5^\circ$).
- 2) Archaeointensity determinations were performed on 28 specimens using the Thellier – Coe protocol. Successful results were obtained on 27 specimens, with a success rate of 96.4%. The mean non-anisotropy corrected archaeointensity value obtained is $F = 57.7 \pm 3.9 \mu\text{T}$. If only paleointensity results of samples fulfilling a more stringent criteria set are considered (class A results) $F = 58.0 \pm 2.0 \mu\text{T}$.
- 3) Both the directional and intensity data obtained agree well with the variation observed in the Iberian PVS curve and regional databases, which exhibit a significant scatter for the Roman period.
- 4) Anisotropy of thermoremanent magnetization (ATRM) experiments were carried out to correct archaeointensity results for anisotropy effects. ATRM proved to be low (anisotropy factor $f = 0.90$ to 1.04). The mean anisotropy corrected archaeointensity value is $56.3 \pm 5.5 \mu\text{T}$ ($56.5 \pm 3.9 \mu\text{T}$ for class A specimens).

- 5) High-quality directional and intensity data along with an exceptional chronological data are reported. These type of results are very important to improve geomagnetic field databases in which the number of high quality full-vector data are very scarce. This is particularly important during the Roman period in the Iberian Peninsula because the small variation of the magnetic field vector components requires especially high-precision data to be able to perform reliable archaeomagnetic dating during this period.

Declaration of Competing Interest

None.

Acknowledgements

This study has been carried out with the financial support of project BU235P18 (Junta de Castilla y Leon, Spain) and the European Regional Development Fund (ERDF) and the PID2019-105796GB-I00 of the Agencia Estatal de Investigación (AEI / 10.13039/501100011033). N.G.R acknowledges the financial support given by the Junta de Castilla y León and the European Union (ERDF funding). MCR acknowledges funding from the Fulbright Commission and the Spanish Ministry of Science, Innovation and Universities for a research stay at Hawaii University at Manoa. Thanks to the archaeological team who worked at the site. MBA acknowledges the following project: "Corpus Vasorum Hispanorum. Analisis tipológico, cronológico y prosopográfico de los sigilla in terra sigillata hispanica a partir de los centros consumidores. Parte I: Lusitania" (PGC2018-093478-A-I00 – Convocatoria Proyectos de Excelencia – Plan Estatal de Generación de Conocimiento – Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades – España). Three anonymous reviewers are acknowledged for their constructive and helpful comments which improved the manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106591>.

References

- Aitken, M.J., Alcock, P.A., Bussell, G.D., Shaw, C.J., 1981. Archaeomagnetic determination of the past geomagnetic intensity using ancient ceramics; allowance for anisotropy. *Archaeometry* 23, 53–64.
- Biedermann, A.R., Bilardello, D., Jackson, M., Tauxe, L., Feinberg, J.M., 2019. Grain-size-dependent remanence anisotropy and its implications for paleodirections and paleointensities – proposing a new approach to anisotropy corrections. *Earth Planet. Sci. Lett.* 512, 111–123. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.051>.
- Brown, M.C., Donadini, F., Korte, M., Nilsson, A., Lodge, A., Lengyel, S., Korhonen, K., Constable, C.G., 2015. GEOMAGIA50.v3: 1. General structure and modifications to the archeological and volcanic database. *Earth Planets Space* 67, 83.
- Bustamante, M., 2011. Nuevas consideraciones cronológicas en torno a la producción de paredes finas emeritenses. *Zephyrus LXVII*, 161–170.
- Bustamante Álvarez, M., Detry, C., 2019. Una oficina dedicada al tratamiento, manufactura y venta de objetos de hueso en Augusta Emerita. *LXXXIII. Zephyrus*, pp. 139–163.
- Cai, S., Tauxe, L., Deng, C., Qin, H., Pan, Y., Jin, G., Chen, X., Chen, W., Xie, F., Zhu, R., 2016. New archaeomagnetic direction results from China and their constraints on palaeosecular variation of the geomagnetic field in eastern Asia. *Geophys. J. Int.* 207 (2), 1332–1342. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw351>.
- Calvo-Rathert, M., Morales, J., Carrancho, A., Camps, P., Goguitchaichvili, A., Hill, M.J., 2019. Reproducibility of archaeointensity determinations with a multimethod approach on archaeological material reproductions. *Geophys. J. Int.* 218, 1719–1738.
- Carrancho, A., Villalafín, J.J., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Straus, L.G., Vergès, J.M., Carretero, J.M., Angelucci, D.E., González-Morales, M.R., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E., 2013. First directional European palaeosecular variation curve for the Neolithic based on archaeomagnetic data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 380, 124–137. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.031>.
- Carrancho, A., Goguitchaichvili, A., Morales, J.L., Espinosa, J.A., Villalafín, J.J., Arsuaga, J.L., Baquedano, E., Pérez-González, A., 2017. Full-vector Archaeomagnetic dating of a medieval limekiln at Pinilla Del Valle site (Madrid, Spain). *Archaeometry* 59, 373–394.
- Casas, L., Incoronato, A., 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, 448–454. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03346.x>.
- Casas, Ll, Tema, E., 2019. Investigating the expected archaeomagnetic dating precision in Europe: A temporal and spatial analysis based on the SCHA.DIF.3K geomagnetic field model. *J. Archaeol. Sci.* 108, 104972. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2019.104972>.
- Casas, L., Prevosti, M., Fouzai, B., Álvarez, A., 2014. Archaeomagnetic study and dating at five sites from Catalonia (NE Spain). *J. Archaeol. Sci.* 41, 856–867. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2013.10.020>.
- Casas, L., Auguet, C., Cantoni, G., Vilar, J.L., Guasch, N., Prevosti, M., 2018. Using archaeomagnetism to improve the dating of three sites in Catalonia (NE Spain). *J. Cult. Herit.* 31, 152–161. <https://doi.org/10.1016/j.culher.2017.11.004>.
- Catanzariti, G., Gómez-Paccard, M., McIntosh, G., Pavón-Carrasco, F.J., Chauvin, A., Osete, M.L., 2012. New archaeomagnetic data recovered from the study of Roman and Visigothic remains from Central Spain (3rd–7th centuries). *Geophys. J. Int.* 188, 979–993.
- Chadima, Hrouda, 2006. Remasoft 3.0. *Trav. Géophysiques XXVII*, 20–21.
- Coe, R.S., 1967. Paleointensities of the earth's magnetic field determined from tertiary and quaternary rocks. *J. Geophys. Res.* 72 (12), 3247–3262. <https://doi.org/10.1029/JZ072i012p03247>.
- Coe, R.S., Grommé, S., Mankinen, E.A., 1978. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific non-dipole low. *J. Geophys. Res.* 83 (B4), 1740–1756. <https://doi.org/10.1029/JB083iB04p01740>.
- Coles, J., 2014. *Archaeology by Experiment*, Routledge Library edition. Taylor & Francis Ltd, London, UK 192 pp.
- Cromwell, G., Tauxe, L., Halldórsson, S.A., 2015. New paleointensity results from rapidly cooled Icelandic lavas: Implications for Arctic geomagnetic field strength. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120 (5).
- Cuomo Di Caprio, N., 2007. *Ceramica in archeologia 2. Antiche tecniche di lavorazione e moderni metodi d'indagine. L'Erma di Bretschneider*, Roma.
- De Marco, E., Spassov, S., Kondopoulou, D., Zananiri, I., Gerofoka, E., 2008. Archaeomagnetic study and dating of a Hellenistic site in Katerini (N. Greece). *Phys. Chem. Earth* 33, 481–495. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2008.02.017>.
- Dunlop, D., 2011. Physical basis of the Thellier-Thellier and related paleointensity methods. *Phys. Earth Planet. Inter.* 187 (3), 118–138. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.03.006>.
- Evans, M.E., Correia, A., 2018. Archaeomagnetism of four pottery kilns in Central Portugal: implications for secular variation and dating. *Open J. Archaeometry* 4, 7171. 5 pp. <https://doi.org/10.4081/arc.2018.7171>.
- Fisher, R., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 217, 295–305. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>.
- Gallet, Y., Genevey, A., Le Goff, M., 2002. Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archaeological artefacts. *Phys. Earth Planet. Inter.* 131, 81–89.
- García-Redondo, N., Carrancho, A., Goguitchaichvili, A., Morales, J., Palomino, A., 2019. Comprehensive magnetic surveys of kilns for bell and tile fabrication in castile (Spain). *J. Archaeol. Sci. Rep.* 23, 426–436. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.11.003>.
- García-Redondo, N., Carrancho, A., Goguitchaichvili, A., Morales, J., Calvo-Rathert, M., Palomino, A., 2020. New constraints on the medieval repopulation process in the northern Iberian plateau from the full vector archaeomagnetic dating of two hearths at La Pudia site (Caleruega, Burgos, Spain). *Archaeol. Anthropol. Sci.* 12, 91. <https://doi.org/10.1007/s12520-020-01041-1>.
- Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., Thiriou, J., Jiménez-Castillo, P., 2006. Archaeomagnetic study of seven contemporaneous kilns from Murcia (Spain). *Phys. Earth Planet. Inter.* 157, 16–32. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2006.03.001>.
- Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., Thiriou, J., 2008. New archeointensity data from Spain and the geomagnetic dipole moment in western Europe over the past 2000 years. *J. Geophys. Res.* 113. <https://doi.org/10.1029/2008JB005582>.
- Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., Dufresne, P., Kovacheva, M., Hill, M.J., Beamud, E., Blain, S., Bouvier, A., Guibert, P., 2012. Improving our knowledge of rapid geomagnetic field intensity changes observed in Europe between 2000 and 1400 AD. *Earth Planet. Sci. Lett.* 355–356, 131–143. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.037>.
- Gómez-Paccard, M., Beamud, E., McIntosh, G., Larrasoña, J.C., 2013. New archaeomagnetic data recovered from the study of three roman kilns from north-East Spain: a contribution to the Iberian paleosecular variation curve. *Archaeometry* 55, 159–177. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.2012.00675.x>.
- Gromme, C.S., Wright, T.L., Peck, D.L., 1969. Magnetic properties and oxidation of Iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi Lavalakes. Hawaii. *J. Geophys. Res.* 74, 5277.
- Hartmann, G.A., Trindade, R.I.F., Goguitchaichvili, A., Etchevarne, C., Morales, J., Afonso, M.C., 2009. First archeointensity results from Portuguese potteries (1550–1750 AD). *Earth Planets Space* 61 (1), 93–100.
- Hervé, G., Lanos, P., 2018. Improvements in archaeomagnetic dating in western Europe from the late bronze to the late iron ages: an alternative to the problem of the Hallstattian radiocarbon plateau. *Archaeometry* 60 (4), 870–883.
- Hervé, G., Chauvin, A., Lanos, P., 2013. Geomagnetic field variations in Western Europe from 1500 BC to 200 AD. Part I: directional secular variation curve. *Phys. Earth Planet. Inter.* 218, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2013.02.003>.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699–718.
- Königsberger, J.G., 1938. Natural residual magnetism of eruptive rocks: Terrestrial Magnetism Atmospheric Electricity. 43. pp. 299–320.
- Kovacheva, M., Parés, J.M., Jordanova, N., Karloukovski, V., 1995. A new contribution to the archaeomagnetic study of a Roman pottery kiln from Calahorra (Spain). *Geophys. J. Int.* 123 (3), 931–936. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06899.x>.
- Kovacheva, M., Chauvin, A., Jordanova, N., Lanos, P., 2009. Remanence anisotropy effect on the paleointensity results obtained from various archaeological materials, excluding pottery. *Earth Planets Space* 61 (6), 711–732. <https://doi.org/10.1186/BF03353179>.
- Kovacheva, M., Kostadinova-Avramova, M., Jordanova, N., Lanos, P., Boyadzhiev, Y., 2014. Extended and revised archaeomagnetic database and secular variation curves from Bulgaria for the last eight millennia. *Phys. Earth Planet. Inter.* 236, 79–94. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.07.002>.
- Lanos, P., Le Goff, M., Kovacheva, M., Schnepf, E., 2005. Hierarchical modelling of archaeomagnetic data and curve estimation by moving average technique. *Geophys. J. Int.* 160, 440–476. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02490.x>.
- Leonhardt, R., 2006. Analyzing rock magnetic measurements: the RockMagAnalyzer 1.0 software. *Comput. Geosci.* 32, 1420–1431. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.01.006>.
- Leonhardt, R., Hufenbecher, F., Heider, F., Soffel, H., 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 ThellierTool 4.0. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5. <https://doi.org/10.1029/2004GC000807>. Q12016.
- Molina-Cardín, A., Campuzano, S.A., Osete, M.L., Rivero-Montero, M., Pavón-Carrasco, F.J., Palencia-Ortas, A., Martín-Hernández, F., Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Guerrero-Suárez, S., Pérez-Fuentes, J.C., McIntosh, G., Catanzariti, G., Sastre Blanco, J.C., Larrazabal, J., Fernández Martínez, V.M., Álvarez Sanchís, J.R., Rodríguez-Hernández, J., Martín Viso, I., García i Rubert, D., 2018. Updated Iberian archeomagnetic catalogue: new full vector Paleosecular variation curve for the last three millennia. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 19, 3637–3656. <https://doi.org/10.1029/2018GC007781>.
- Osete, M.L., Chauvin, A., Catanzariti, G., Jimeno, A., Campuzano, S.A., Benito-Batanero, J.P., Taberner-Galán, C., Roperch, P., 2016. New archaeomagnetic data recovered from the study of celiberic remains from Central Spain (Numantia and Ciadueña, 3rd-1st BC). Implications on the fidelity of the Iberian paleointensity database. *Phys. Earth Planet. Inter.* 260, 74–86.
- Osete, M.L., Molina-Cardín, A., Campuzano, S.A., Aguilera-Arzo, G., Barrachina-Ibáñez, A., Falomir-Granel, F., Oliver Foix, A., Gómez-Paccard, M., Martín-Hernández, F., Palencia-Ortas, A., Pavón-Carrasco, F.J., Rivero-Montero, M., 2020. Two archaeomagnetic intensity maxima and rapid directional variation rates during the Early Iron Age observed at the Iberian coordinates. Implications on the evolution of the Levantine Iron Age Anomaly. *Earth Planet. Sci. Lett.* 533, 116047.
- Oyamburu, L., Villalain, J.J., Osete, M.L., Zarzalejos, M., Blasco, C., 1996. Estudio paleomagnético del yacimiento de Villa del Pañuelo (Villamanta, Madrid). *Geogaceta* 20 (5), 1044–1046.
- Palencia-Ortas, A., Osete, M.L., Campuzano, S.A., McIntosh, G., Larrazabal, J., Sastre, J., Rodríguez-Aranda, J., 2017. New archaeomagnetic directions from Portugal and evolution of the geomagnetic field in Iberia from late bronze age to Roman times. *Phys. Earth Planet. Inter.* 270, 183–194. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.07.004>.
- Parés, J.M., De Jonge, R., Pascual, J.O., Bermúdez, A., Tovar, C.J., Luezas, R.A., Maestro, N., 1992. Archaeomagnetic evidence for the age of a Roman pottery kiln from Calahorra (Spain). *Geophys. J. Int.* 112, 533–537.
- Paterson, G.A., 2011. A simple test for the presence of multidomain behaviour during paleointensity experiments. *J. Geophys. Res.* 116. <https://doi.org/10.1029/2011JB008369>.
- Paterson, G.A., Tauxe, L., Biggin, A.J., Shaar, R., Jonestrask, L.C., 2014. On improving the selection of Thellier-type paleointensity data. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 15, 1180–1192. <https://doi.org/10.1002/2013GC005135>.
- Pavón, P., Sánchez López, E.H.Y., Bustamante-Álvarez, M., 2019. Aproximación a la implantación del dominio romano. In: *Arqueología Romana de la Península Ibérica*. Editorial Universidad de Granada, Granada, pp. 65–78.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., Gaya-Piqué, L.R., 2009. A regional archaeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: applications to archaeomagnetic dating. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10. <https://doi.org/10.1029/2008GC002244>. (Q03013).
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., 2010. Regional modeling of the geomagnetic field in Europe from 6000 to 1000 B.C. geochemistry, *Geophys. Geosystems* 11, 1–20. <https://doi.org/10.1029/2010GC003197>.
- Pavón-Carrasco, F.J., Rodríguez-González, J., Osete, M.L., Torta, J.M., 2011. A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *J. Archaeol. Sci.* 38, 408–419. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.09.021>.
- Pavón-Carrasco, F.J., Gómez-Paccard, M., Hervé, G., Osete, M.L., Chauvin, A., 2014a. Intensity of the geomagnetic field in Europe for the last 3 ka: influence of data quality on geomagnetic field modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 15, 2515–2530. <https://doi.org/10.1002/2014GC005311>.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., De Santis, A., 2014b. A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 98–109. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.046>.
- Roberts, A.P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., Jiang, Z.X., 2018. A critical appraisal of the “day diagram”. *J. Geophys. Res.* Solid Earth 123 (4), 2618–2644. <https://doi.org/10.1002/2017JB015247>.
- Rogers, J., Fox, J.M.W., Aitken, M.J., 1979. Magnetic anisotropy in ancient pottery. *Nature* 277 (5698), 644–646.
- Ruiz-Martínez, V.C., Pavón-Carrasco, F.J., Catanzariti, G., 2008. First archaeomagnetic data from northern Iberia, physics and chemistry of the earth. Volume 33. Issues 6–7, 566–577. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2008.02.023>.
- Schnepf, E., Lanos, P., 2005. Archaeomagnetic secular variation in Germany during the past 2500 years. *Geophys. J. Int.* 163, 479–490.
- Schnepf, Elisabeth, Lanos, Philippe, 2006. A preliminary secular variation curve for

- archaeomagnetic dating in Austria. *Geophysical Journal International*, Oxford University Press (OUP), pp. 91–96. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03012.x>. *ffinsu-00266636f*.
- Schnepf, E., Pucher, R., Reinders, J., Hambach, U., Soffel, H., Hedley, I., 2004. A German catalogue of archaeomagnetic data. *Geophys. J. Int.* 157, 64–78. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02163.x>.
- Schnepf, E., Thallner, D., Arneitz, P., Mauritsch, H., Scholger, R., Rolf, C., Leonhardt, R., et al., 2020. New archaeomagnetic secular variation data from Central Europe. I: directions. *Geophys. J. Int.* 220, 1023–1044.
- Stacey, F.D., 1967. The koenigsberger ratio and the nature of thermoremanence in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2, 67–68.
- Tauxe, L., Shaar, R., Jonestrask, L., Swanson-Hysell, N.L., Minnett, R., Koppers, A.A.P., Constable, C.G., Jarboe, N., Gaastra, K., Fairchild, L., 2016. *PmagPy*: software package for paleomagnetic data analysis and a bridge to the magnetism information consortium (MagIC) database. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 17. <https://doi.org/10.1002/2016GC006307>.
- Tema, E., Kondopoulou, D., 2011. Secular variation of the Earth's magnetic field in the Balkan region during the last 8 millennia based on archaeomagnetic data. *Geophys. J. Int.* 186, 603–614.
- Tema, E., Fantino, F., Ferrara, E., Lo Giudice, A., Morales, J., Goguitchaichvili, A., Camps, P., Barello, F., Gulmini, M., 2013. Combined archaeomagnetic and thermoluminescence study of a brick kiln excavated at Fontanetto Po (Vercelli, Northern Italy). *J. Archaeol. Sci.* 40 (4), 2025–2035.
- Thellier, E., Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15, 285–376.
- Veitch, J., Hedley, I., Wagner, J.J., 1984. An investigation of the intensity of the geomagnetic field during roman times using magnetically anisotropic bricks and tiles. *Archeol. Sci.* 37, 359–373 Geneva.

10. RESULTADOS ARQUEOMAGNÉTICOS EN MATERIALES DE ÉPOCA HISTÓRICA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: LA PUDIA I (BURGOS)

Este capítulo ha sido publicado en:

García-Redondo, N.; Carrancho, A.; Goguichaishvili, A.; Morales, J.; Calvo-Rathert, M.; Palomino, A. (2020). New constraints on the medieval repopulation process in the northern Iberian plateau from the full vector archaeomagnetic dating of two hearths at La Pudia site (Caleruega, Burgos, Spain). *Archaeological and Anthropological Sciences*, 12: 91. <https://doi.org/10.1007/s12520-020-01041-1>

Resumen:

Se presenta en este capítulo un estudio arqueomagnético en el que se ha realizado el análisis y la interpretación de las direcciones paleomagnéticas y de las determinaciones de arqueointensidad registradas en dos hogares del yacimiento arqueológico altomedieval de La Pudía I (Caleruega, Burgos, Castilla y León, España). La posibilidad de abordar este estudio surgió de la colaboración que el grupo de Paleomagnetismo de la UBU mantiene con varias empresas de arqueología regionales. En concreto, esta excavación fue desarrollada por Aratikos Arqueólogos, S.L.

Caleruega es un pequeño pueblo medieval fundado en el siglo X d.C. (Aratikos Arqueólogos, 2013). Durante las excavaciones arqueológicas quedaron al descubierto un edificio posiblemente dedicado al culto y tres áreas domésticas interpretadas como casas. El material de interés arqueomagnético está compuesto por dos hogares excavados en dos casas diferentes. Según los datos arqueológicos, basados principalmente en la estratigrafía y en algunos fragmentos de cerámica local, ambas estructuras de combustión pudieron ser contemporáneas en el tiempo y estar, muy probablemente, relacionadas con el abandono del yacimiento. Los fragmentos cerámicos contextualizan el yacimiento arqueológico de manera amplia y relativa en torno a la Alta Edad Media. Es por ello que el objetivo principal de este trabajo es datar estos dos hogares para aportar información cronológica más concisa acerca de su último uso y posible abandono del yacimiento arqueológico.

Las muestras arqueológicas que se han estudiado arqueomagnéticamente consisten en seis bloques de mano orientados de cada uno de los hogares, así como muestra no orientada de ambos hogares. La NRM de los bloques de mano orientados de ambos hogares fue desmagnetizada térmicamente y por campos alternos decrecientes. Con la muestra no orientada se realizaron experimentos de magnetismo de las rocas y de arqueointensidad absoluta con el método de Thellier-Coe.

Los experimentos de magnetismo de las rocas han consistido en curvas de adquisición progresiva de la IRM, ciclos de histéresis, *curvas de backfield*, y curvas termomagnéticas. Estos experimentos determinaron que el principal mineral portador de la remanencia es magnetita en estado pseudo-monodominio (PSD).

La dirección media obtenida a nivel de espécimen para el hogar 1 ($N = 21$) es: declinación, $D = 19.8^\circ$; inclinación, $I = 56.5^\circ$ ($k = 391$; $\alpha_{95} = 1.6^\circ$) y para el hogar 2 ($N = 22$) es: $D = 20.5^\circ$, $I = 52.6^\circ$ ($k = 763$; $\alpha_{95} = 1.1^\circ$). También se calcularon las direcciones medias a nivel de muestra (bloque de mano). La dirección media obtenida a nivel de muestra para el hogar 1 ($N = 5$) es: declinación $D = 20,2^\circ$, inclinación $I = 56.3^\circ$; $k = 527$; $\alpha_{95} = 3.3^\circ$; y para el hogar 2 ($N = 5$) es: $D = 20.5^\circ$, $I = 52.7^\circ$; $k = 1369$; $\alpha_{95} = 2.1^\circ$.

En el experimento de arqueointensidad se tuvo una tasa de éxito de más del 80%. Los valores medios de arqueointensidad obtenidos, después de aplicar la corrección por ATRM, son $53.7 \pm 8.9 \mu\text{T}$ para el hogar 1 y $53.9 \pm 4.6 \mu\text{T}$, para el hogar 2.

Para llevar a cabo las dataciones arqueomagnéticas de ambos hogares se compararon las direcciones medias y los valores medios de intensidad de cada hogar con el modelo geomagnético SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2011). La declinación hacia el este de alrededor de 20° obtenida en ambos hogares es un rasgo muy característico del CMT en la península ibérica entre los siglos VIII y XI a.C. (Gómez-Paccard et al., 2006; Molina-Cardín et al., 2018). Esta variación es especialmente diagnóstica para la datación, e implica que en todos los casos analizados solo se obtiene un único intervalo de edad, independientemente de si la datación se calcula a nivel de muestra o a nivel de espécimen. Las dataciones obtenidas son coherentes con el contexto arqueológico, sugiriendo que el último uso de los hogares y posible abandono del yacimiento arqueológico fue, con un 95% de probabilidad, entre finales del siglo IX y la primera mitad del siglo XI d.C.

La progresiva ocupación hacia el sur de los territorios de la península ibérica por parte de los reinos cristianos contra los musulmanes a partir del siglo VIII d.C., es bien conocida. Sin embargo, hay pocos yacimientos de este periodo que estén bien datados, especialmente en la meseta norte de España. Por ello, la aportación de esta datación supone una de las primeras evidencias de yacimientos arqueológicos bien datados durante la reocupación cristiana en la meseta norte ibérica a principios de la Alta Edad Media.

Los resultados obtenidos en este estudio han sido publicados en la revista internacional *Archaeological and Anthropological Sciences*. El artículo se presenta continuación.



New constraints on the medieval repopulation process in the northern Iberian plateau from the full vector archaeomagnetic dating of two hearths at La Pudia site (Caleruega, Burgos, Spain)

N. García-Redondo¹ · Á. Carrancho² · A. Goguitchaichvili³ · J Morales³ · M. Calvo-Rathert¹ · Á. Palomino⁴

Received: 30 September 2019 / Accepted: 25 February 2020
© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2020

Abstract

The progressive southward reoccupation of territories of the Iberian Peninsula by the Christian kingdom against the Muslims from the eighth century AD onwards is a well-known process. However, there are few well-dated sites of this period, especially in the northern plateau of Spain. Here we report the full vector archaeomagnetic dating of two hearths from the archaeological site of La Pudia I (Caleruega, Castile-and-León, Spain). Both hearths were archaeomagnetically investigated in order to date their last use linked to the abandonment of the site. The archaeomagnetic direction was analysed through thermal (TH) and stepwise alternating field (AF) demagnetization of the natural remanent magnetization (NRM). Pseudo-single domain slightly substituted magnetite was identified as the main magnetic carrier. Thellier–Coe type absolute archaeointensity determinations were carried out on 48 samples from both hearths. The mean directions obtained were independently analysed both at sample and at specimen levels yielding very similar results but statistically distinguishable at 95% confidence level. The archaeomagnetic dating was carried out by comparing the mean directions and archaeointensity values of both hearths with the SHA.DIF.14k geomagnetic field model. The results obtained are in agreement with the archaeological context, suggesting that the abandonment of the archaeological site took place between the end of ninth century and the first half of the eleventh century AD. These results provide one of the first evidences of independently well-dated sites of the Christian conquest in the Iberian northern plateau at the onset of the Early–High Middle Ages.

Keywords Archaeomagnetism · Archaeointensity · Dating methods · Magnetic properties · Secular variation

Introduction

The discovery of combustion structures such as kilns, hearths or other burnt surfaces in archaeological excavations is a good opportunity to apply the archaeomagnetic dating technique, especially if there is a lack of good chronological data. During the course of the archaeological rescue excavations

carried out at La Pudia I archaeological site (Caleruega, Burgos, Northern Spain; Fig. 1), two in situ, well-preserved hearths showing signs of having experienced high-temperature heating (e.g. ashes which after excavation showed a compacted rubifacted surface) were discovered. The only chronological information available at the site comes from the typology of the pottery, which places its occupation

✉ N. García-Redondo
ngredondo@ubu.es

Á. Carrancho
acarrancho@ubu.es

M. Calvo-Rathert
mcalvo@ubu.es

Á. Palomino
angelpalomino@patrimoniointeligente.com

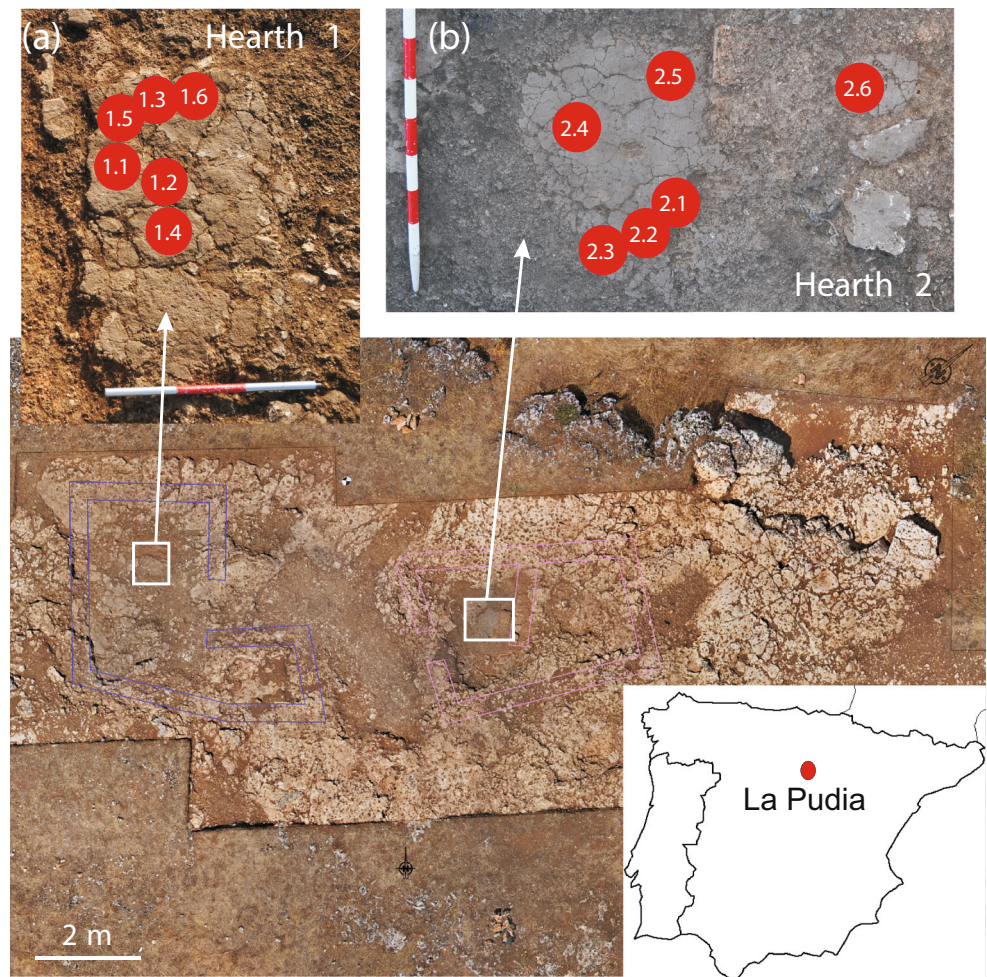
¹ Laboratorio de Paleomagnetismo, Dpto. Física, Universidad de Burgos, Avda Cantabria s/n, 09006 Burgos, Spain

² Área de Prehistoria, Departamento de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos, Edificio I+D+I, Plaza Misael Bañuelos s/n, 09001 Burgos, Spain

³ Servicio Arqueomagnético Nacional y Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia, Mexico City, Mexico

⁴ Patrimonio Inteligente S.L., Carretera de Fuensaldaña s/n, 47009 Valladolid, Spain

Fig. 1 Orthomap of the archaeological site with the hearth 1 (a) and hearth 2 (b) sampled for this study indicating the location of each hand block collected. Map of the Iberian Peninsula with the location of La Pudia I archaeological site in Castile-and-León is shown



in the Middle Ages, probably around the ninth to tenth centuries AD (Aratikos Arqueólogos 2013). However, this information is based only on relative dating and a well-constrained chronological determination is needed. Hence, this discovery allowed us to perform an archaeomagnetic study in order to date the last use of both hearths and determine when the site was most likely abandoned.

Any archaeological material heated at high temperature (preferably > 500–600 °C) might be studied and potentially dated through archaeomagnetism. Heated archaeological materials contain small concentrations of ferromagnetic minerals (*s.l.*) that, under certain conditions, preserve the record of the direction and/or intensity of the Earth's magnetic field at the time of their last heating and subsequent cooling. The mechanism by which these materials record their magnetization is known as thermal remanent magnetization (TRM). This TRM is generally characterized by being parallel to the Earth's magnetic field and proportional to its intensity. Its stability over time depends on several factors such as the remanence carrying minerals, heating temperatures and duration of heating (Tauxe 2010). An important requirement to study the direction of the Earth's magnetic field is that the material under study

must be in situ (preserving its position as it was cooled for the last time). However, this is not necessary to study the field intensity. Archaeomagnetic dating is applicable in those regions where there is previously a well-established master record of secular variation (SV) or a geomagnetic model covering the time period of the material being studied (e.g. Korte et al. 2009; Pavón-Carrasco et al. 2009, 2014). Furthermore, unlike other chronometric techniques such as radiocarbon, archaeomagnetism has the advantage of dating the last use (burning) and potential abandonment of the archaeological site (e.g. García-Redondo et al. 2019).

Archaeomagnetism is well established in Europe and over the last years, considerable research has been conducted in the Iberian Peninsula spanning the last millennia (e.g. Casas et al. 2014; Carrancho et al. 2013, 2017; García-Redondo et al. 2019; Gómez-Paccard et al. 2019; Hartmann et al. 2009; Molina-Cardín et al. 2018; Osete et al. 2016; Palencia-Ortas et al. 2017; Prevosti et al. 2013). Nevertheless, the amount of direction and intensity data in the Iberian Peninsula varies according to the time interval and for certain periods of the Middle Ages full vector archaeomagnetic data are still relatively scarce (Molina-Cardín et al. 2018). In spite of the efforts

made so far, adding new full vector data to geomagnetic field models is necessary as the latter might not only be used for dating purposes (e.g. Pavón-Carrasco et al. 2009, 2014) but can also help to better constrain the Earth's magnetic field variations in the past.

From the historical point of view, the onset of the Early–High Middle Ages in the Iberian Peninsula is a period that coincides with the development and integration of the counties of the northern Iberian plateau giving rise to Castile simultaneously with the process of repopulation against the Andalusian power (Ladero Quesada 2014; Martín Viso 2009; Wickam 2000). The northern plateau plays an important role in this historical process and although new sites are progressively being studied (e.g. Tejerizo 2016; Ricci et al. 2018), few are really well dated by independent chronometric techniques. The objectives of this study are the following: (i) to date the last use of both hearths in order to assess if they are contemporaneous and determine the date of the site's abandonment and (ii) to provide chronological information on the historical period in which this site was occupied in the past.

Material and methods

Studied materials

The archaeological site of La Pudia I (41° 48' 31" N, 3° 27' 13" W) is located 5 km from the village of Caleruega (Burgos province), in the eastern part of Castile-and-León, in Northern Spain (Fig. 1a). Caleruega is a small medieval village founded in the tenth century AD (Aratikos Arquéologos 2013). The archaeological works at La Pudia I started in 2011 with the discovery of the remains of a building possibly dedicated for worship and three domestic areas interpreted as houses providing evidence of the coexistence of two different functional contexts. On the one hand, the possible worship space is based on a rectangular building along with a small also rectangular apse. It defines a small structure which fits well with the constructive models of the first Christian architecture in the interior of the Iberian Peninsula (Quirós Castillo 2011). On the other hand, the three domestic contexts or houses were composed of simple rectangular constructions raised with perishable materials such as wood and mud on stone basements. The material studied here consists of two hearths excavated in two different houses: hearth 1 related to house 1 and hearth 2 corresponding to house 2. According to the archaeological data mainly based on stratigraphic relationships and some local pottery fragments, both combustion structures can be considered contemporaneous and most probably related to the abandonment of the site. Various pottery fragments were recovered during the course of the excavations, indicating a chronology framed around the Early–High Middle Ages. Therefore, dating the last use of these hearths will give

important information about the abandonment of the archaeological site. This was concurrent with important historical processes as the full integration of the incipient Castilian county power as well as its competition with the power of the Andalusian emirate.

Archaeomagnetic sampling

Six magnetically oriented hand-block samples were collected from each of the two hearths (Fig. 1a, b). The hand blocks were sampled by dripping plaster of Paris on them and gently pressing a piece of methacrylate on the plaster while wet, levelling it using bubble levels and allowing it to set (Lanos et al. 2005). Upon drying, the azimuth and inclination were carefully recorded with a Brunton compass. A sun compass could not be used because of the cloudy weather. Local declination error was calculated with the 12th-generation IGRF model (Thébault et al. 2015) resulting in an error of 1° W. Each hand block was later subsampled in the laboratory in order to obtain cubic specimens (~10 cm³), taking into account the field orientation marks. After subsampling, we obtained 52 specimens for archaeomagnetic analyses, 22 from hearth 1 and 30 from hearth 2. Additionally, bulk samples from each hearth were collected in the field to carry out rock-magnetic and archaeointensity analyses.

Directional analyses

The directional analyses were carried out at the laboratory of palaeomagnetism of Burgos University, Spain. The natural remanent magnetization (NRM) was measured using a 2G SQUID magnetometer (noise level 5×10^{-12} Am²). NRM was subjected to stepwise progressive alternating field (AF) and thermal (TH) demagnetization.

After conducting a pilot study to select the most appropriate demagnetization sequence, AF demagnetization was carried out in 11 steps up to a maximum peak field of 90–100 mT using the demagnetization unit of the 2G magnetometer. The TH demagnetization of the NRM was also performed in 11 steps up to a maximum temperature of 575 °C using a TD48–SC (ASC) thermal demagnetizer. Characteristic remanent magnetisation (ChRM) directions were calculated by principal component analyses (PCA) (Kirschvink 1980) of the component that linearly converges towards the origin over 5 to 8 demagnetization steps. The directional results were interpreted using the *Remasoft* software (Chadima and Hroudá 2006). The mean direction of each hearth was calculated using Fisher (Fisher 1953) statistics.

In addition, we measured the magnetic susceptibility at room temperature initially and after each thermal demagnetization step with a KLY-4 (AGICO) susceptibility meter (noise level $\sim 3 \times 10^{-8}$, SI) in order to detect possible mineralogical alterations during thermal experiments in the laboratory.

Rock-magnetic analyses

Rock-magnetic analyses were also carried out at the palaeomagnetic laboratory of Burgos University to constrain the main magnetic carriers, their domain state, and their thermal stability and to preselect the best samples for palaeointensity experiments. A variable field translation balance (MM_VFTB) was used to conduct the following experiments: measurement of progressive isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves, hysteresis loops (± 1 T), backfield and thermomagnetic curves up to a maximum temperature of 700 °C in air. Ten powdered samples (~ 400 mg) from both hearths were used for these analyses. The Curie temperatures (T_C) were determined in the thermomagnetic curves following the two-tangent method of Gromme et al. (1969).

The saturation magnetization (M_s), the saturation remanent magnetization (M_{rs}), and the coercive field (B_c) were determined from the hysteresis loops after correction for their diamagnetic fraction with the *Rock_Mag_Analyzer* software (Leonhardt 2006). The remanent coercive field (B_{cr}) was obtained from the backfield curves.

Archaeointensity experiments

Archaeointensity experiments were carried out using a MMTM-80 palaeointensity oven and remanence measurements were carried out using both AGICO JR5 and JR6 spinner magnetometers. For this experiment, hand blocks were fragmented into at least six specimens. In total, 30 fragments from hearth 1 and other 18 fragments belonging to hearth 2 were analysed. These fragments were pressed into salt pellets to manipulate them as standard, cylindrical palaeomagnetic samples. The absolute intensity experiments were carried out using the Thellier-type double heating method (Thellier and Thellier 1959) as modified by Coe et al. (1978). The measurements were carried out in twelve temperature steps between room temperature and 540 °C. Three control heatings at carefully selected temperature steps of 350°, 450°, and 500° (so-

called pTRM checks) were performed throughout the experiments. The cooling rate dependence of TRM was investigated following a modified procedure (e.g. Morales et al. 2009) to that described by Chauvin et al. (2000), while the remanence anisotropy effect was mitigated following the procedure reported by Morales et al. (2015). The duration of slow cooling was about 7 h and 30 min while the laboratory field was set to 45 μ T, with a precision better than 0.5 μ T.

Results

Magnetic properties

The progressive IRM acquisition curves analysed for both hearths show that the samples are almost saturated around ~ 200 mT ($>90\%$) and completely saturated at 1 T, indicating that the remanence is dominated by low coercivity ferromagnetic minerals such as magnetite and/or maghemite (Fig. 2a, b).

Figure 3a–c illustrate representative examples of thermomagnetic curves (magnetization vs. temperature). The main magnetic carrier in all samples is magnetite with Curie temperatures estimated around 580 °C (Fig. 3a, b). However, these temperatures are somewhat higher in heating curves and somewhat lower in cooling curves, probably due to the relatively high heating/cooling rates of 30–40 °C/min. Occasionally, secondary magnetite is created on cooling (Fig. 3c). It should be noted that all thermomagnetic curves have the same unique component in the heating and cooling curves. Nearly all thermomagnetic curves exhibit a high reversibility (heating and cooling cycles coincide) indicating that these samples may be suitable materials for absolute archaeointensity determinations (Fig. 3a, b).

Results from thermomagnetic and IRM acquisition curves suggest that remanence of the analysed samples is carried only by magnetite. Although the interpretation of results plotted in the Day et al. (1977) diagram in terms of domain state analysis can be highly ambiguous, because hysteresis parameter ratios

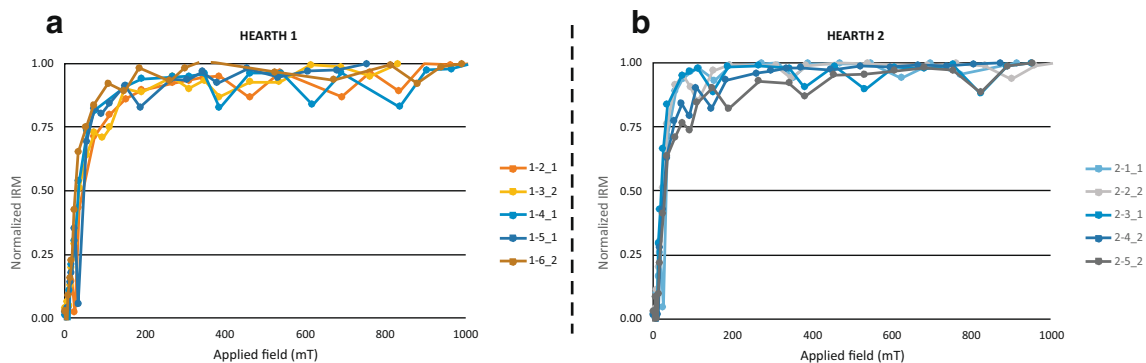


Fig. 2 Normalized progressive IRM acquisition curves up to 1 T of representative samples. **a** Hearth 1. **b** Hearth 2

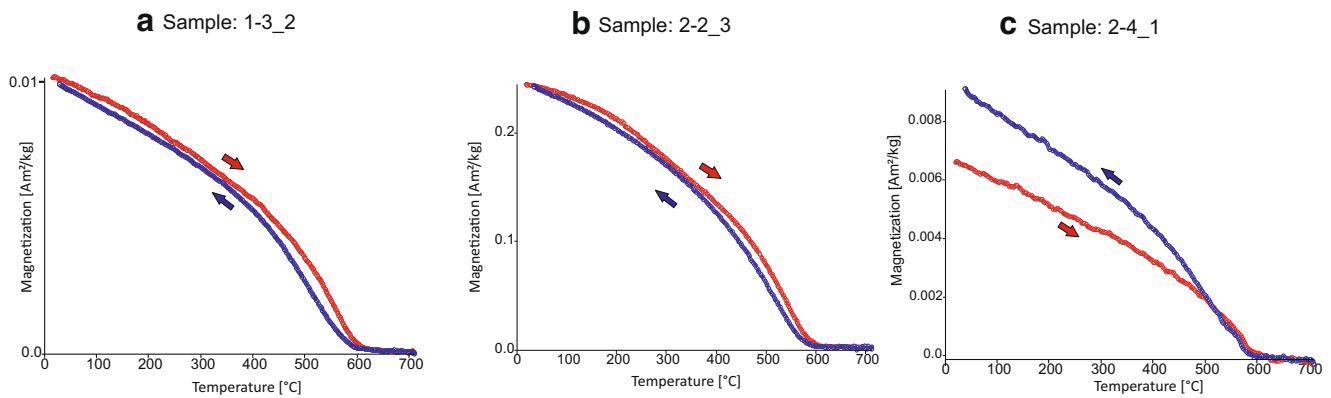


Fig. 3 Representative thermomagnetic curves from hearth 1 (a) and hearth 2 (b, c). Heating (cooling) cycles are indicated in red (blue) with their respective arrows. Sample code and magnetization intensities are also shown

can be influenced by several conditions (Roberts et al. 2018), the apparently simple composition of the samples from the present study may allow a qualitative interpretation. The parameter ratios of the hysteresis loops range between $0.25 < M_r/M_s < 0.13$ and $1.99 < B_{cr}/B_c < 4.37$, indicating that the samples fall in the pseudo-single domain (PSD) area in the Day diagram (Fig. 4) (Day et al. 1977; Dunlop 2002). The samples from hearth 2 display somewhat higher B_{cr}/B_c values than those from hearth 1, which are closer to the single-domain (SD) area.

The high reversibility of the thermomagnetic curves and the estimated possibility of a qualitative interpretation of SD grains suggest that the samples could be useful for archaeointensity experiments.

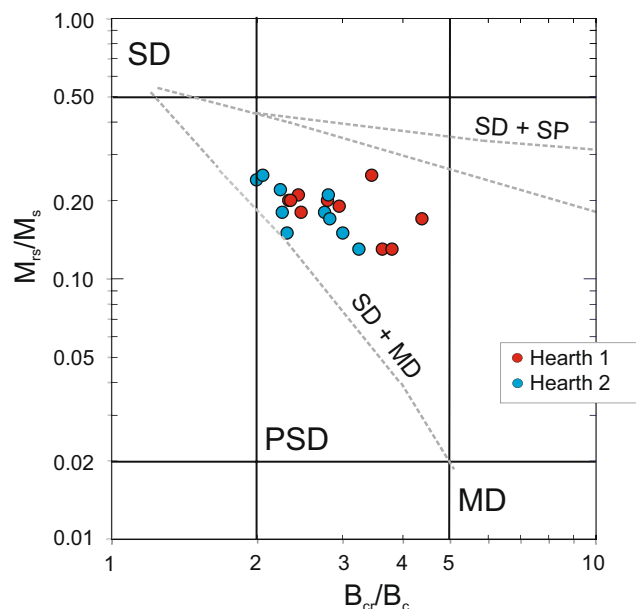


Fig. 4 M_r/M_s vs. B_{cr}/B_c logarithmic plot of representative samples from hearths 1 and 2 of La Pudia I site in the Day et al. (1977) diagram according to the legend. The dashed lines represent mixing curves taken from Dunlop (2002) for mixtures of single-domain (SD) with multidomain (MD) or superparamagnetic (SP) magnetite

Archaeomagnetic directions

NRM intensities from hearth 1 lie between 3.95×10^{-6} and $1.90 \times 10^{-4} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$ while susceptibilities vary between 2.05×10^{-8} and $1.26 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. In hearth 2, NRM intensities vary between 4.97×10^{-6} and $2.66 \times 10^{-4} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$ and the susceptibilities between 4.26×10^{-8} and $1.26 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. The values of the Königsberger ratio [$Q_n = \text{NRM} / (\chi H)$] (Stacey 1967) were also calculated, where χ is the magnetic susceptibility and H is the intensity of the local Earth's magnetic field. This parameter helps to characterize burnt archaeological materials since it relates the induced and remanent magnetization, giving a quick estimate about the efficiency of the thermal magnetization mechanism.

In this study, the Q_n ratio values obtained range between 1.25 and 6.50 for hearth 1 and between 0.81 and 4.23 for hearth 2 (Fig. 5). In all but one case, $Q_n > 1$, confirming that the remanence is most probably of thermal origin. These values are similar to those reported for typical well-baked argillaceous materials as hearths or fireplaces (e.g. Carrancho et al. 2016, 2013; Catanzariti et al. 2012; García-Redondo et al. 2019; Gómez-Paccard et al. 2019, 2012; Schnepf et al. 2015).

Figure 6 (a–d) shows representative examples of orthogonal NRM demagnetization diagrams from the two studied hearths. Zijderveld plots of all specimens trend towards the origin during both AF and thermal treatments. The directional NRM stability and structure are similar in almost all specimens studied from both hearths. Firstly, a secondary viscous component of normal polarity easily removable at temperatures of 200–250 °C (Fig. 6a, c) or fields of 10–15 mT (Fig. 6b, d) can be distinguished. Secondly, the characteristic remanent magnetization (ChRM) direction can be isolated between 200 and 575 °C for the thermally treated specimens (Fig. 6a, c) or between 15 and 90 mT for those AF-demagnetized (Fig. 6b, d). For most specimens, approximately 50–90% of NRM is lost between the 15- and 40-mT demagnetization steps, confirming that remanence is carried by

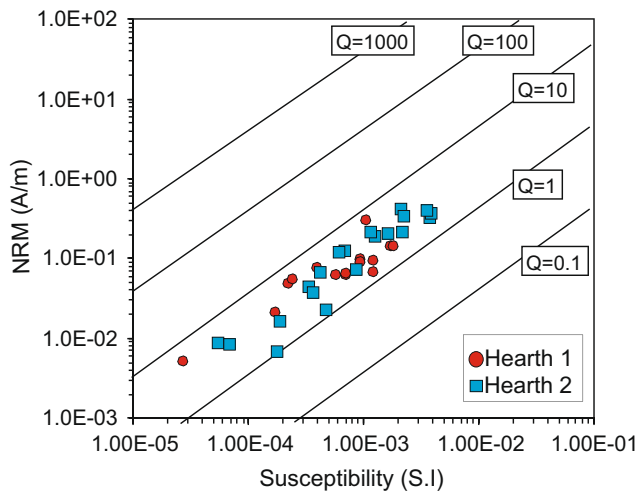


Fig. 5 Intensity of the natural remanent magnetization (NRM) versus bulk magnetic susceptibility (SI) values for all specimens from the two hearths studied. Lines indicate constant Königsberger (Q_n) values from 0.1 to 1000

low-coercivity minerals. Moreover, the median destructive field (MDF) is reached at maximum fields of 15–20 mT (Fig. 6b, d). The studied directions showed maximum angular deviation (MAD) values between 0.4 and 4.6°. Nine specimens (one from hearth 1 and eight from hearth 2) were excluded due to multicomponent NRM structure or less stable demagnetization behaviour. The excluded specimens, mostly from sample 2.6, probably underwent some process (e.g. less thermal impact or a secondary displacement) which might explain such anomalous NRM behaviour. However, there is not any evidence about it and the most conservative explanation is a sampling error. Furthermore, the majority of specimens analysed from both hearths exhibited very similar and reproducible behaviour during the demagnetization of their NRM (Fig. 6a–d).

In order to minimize the different sources of scatter commonly occurring in archaeomagnetic studies (e.g. systematic sampling errors), Lanos et al. (2005) proposed a hierarchical approach to compute and model archaeomagnetic data. The directional results obtained from both hearths are shown in Fig. 7 and in Table 1. The mean directions were calculated both at sample (hand block) and specimen levels. At a first glance, directions obtained in both hearths appear to be very similar. However, application of the test proposed by Watson (1956) indicates that it can be rejected at 95% of probability that the two populations come from the same distribution both at specimen and sample levels. Although both sample sets are statistically distinguishable, such small differences are within the intrinsic error of the method. For hearth 1, the mean direction was obtained considering 21 out of the 22 demagnetized specimens (Fig. 7a). These 21 specimens belonged to 5 different hand blocks, whose mean direction is shown in Fig. 7c. As previously said, only one specimen was rejected due to its multicomponent and less stable NRM behaviour.

With regard to hearth 2, its mean direction was calculated taking into account 22 out of 30 specimens from 5 different samples. In this case, three specimens were rejected due to multicomponent and less stable NRM structure. Sample 2.6 (from hearth 2) displayed a different mean direction ($N = 5$; declination = 343.4°; inclination = 58.7°; $\alpha_{95} = 3.8^\circ$; $k = 400$) than the other samples from the same hearth. This sample was about 20–25 cm away from the other samples from hearth 2 (Fig. 1a), but according to archaeologists, it belonged to the same hearth (Fig. 7b, d). The possibility that the block 2.6 would have exclusively affected by some (undetermined) post-depositional process is very unlikely here and we do not have any evidence of it. Thus, the most plausible explanation for this anomalous result is a sampling error and consequently, it was excluded for the calculation of the final mean direction of hearth 2 (Fig. 7b, d and Table 1). Nonetheless, this sample was considered for archaeointensity analysis (Table 2).

Archaeointensity results

Absolute palaeointensity determinations may fail because only a limited number of burnt artefacts and independent cooling units satisfy some very specific rock-magnetic conditions necessary to be used for such determinations (see for instance Kosterov et al. 1998). Acceptance criteria for individual palaeo or archaeointensity determinations are now becoming more standardized and those used in the present study are as follows:

1. No significant deviation of NRM endpoints towards the laboratory field direction should be observed. The maximum value of γ (the angle between the ChRM and the undisturbed NRM(T) direction; Coe et al. 1984; Goguitchaichvili et al. 2015) should be below of 7°.
2. The discrepancy between control and original heating steps should lie below 15% between room temperature and 300 °C and below 10% above. Our choice is based on the fact that at the initial temperature steps, when almost no NRM demagnetization happens, larger discrepancies may be tolerated.
3. No concavity should be observed on NRM–TRM plots. In the present study, this is assessed visually.
4. Coe's quality factor q should be larger than 5.
5. The remanence fraction f used for palaeointensity determination should be more than half of the initial remanence.
6. At least 6 aligned points on the NRM decay vs. TRM acquisition curve (also known as Arai–Nagata plot) should be used for palaeointensity determination.

The cooling rate (CR) effect in the remanence acquisition was investigated following a procedure described by Chauvin et al. (2000) inducing three additional infield steps at 540 °C.

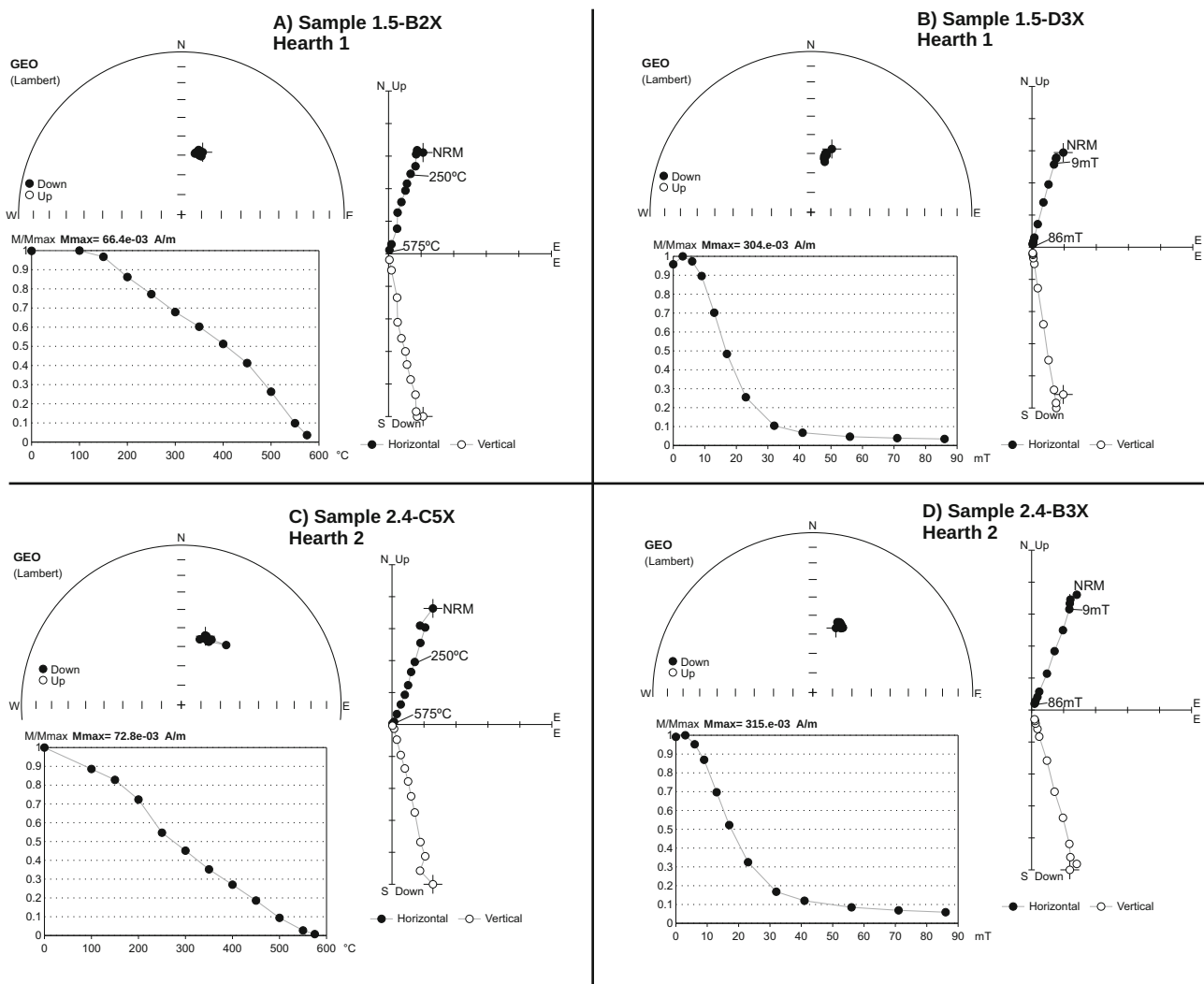


Fig. 6 Representative orthogonal NRM demagnetization diagrams showing behaviour during thermal (a and c) and alternating field (b and d) demagnetizations from hearths 1 and 2. Open (solid) symbols represent

the vertical (horizontal) projections of vector endpoints. Sample code, hearth, main demagnetization steps, normalized intensity decay curves, and stereograms are shown

The first and the third heating steps (TRM1 and TRM3) were performed under the “fast” cooling conditions while the TRM2 was created with longer (natural) cooling rate. The CR ratio is related to the difference between the intensity obtained during a long (TRM2) and a short (TRM1) cooling times from 540 °C to room temperature. It should be noted that the correction is de facto only applied if the difference between first and third full thermoremanent magnetization did not exceed 10%. Under this premise, no cooling rate correction was applied to 7 samples (please see Table 2).

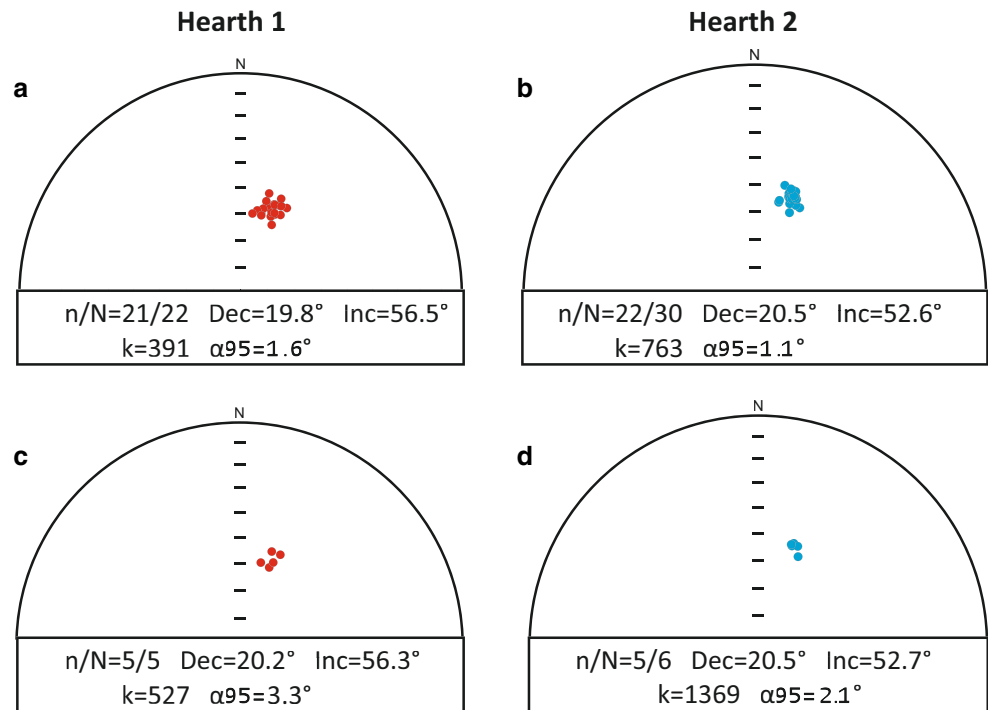
More than 80% of the specimens yielded technically acceptable results obeying the above-described acceptance criteria. Successful determinations are shown in Table 2. For these samples, the fraction factor f ranges between 0.59 and 0.854 and the quality factor q from 9.28 to 41.28. Figure 8(a, b) shows successful determinations while representative examples of failed experiments are reported on Fig. 8(c, d). The

main reasons that explain why some archaeointensity determinations failed are due to negative pTRM checks or clearly concave Arai plots, indicating mineralogical alterations or the presence of multidomain (MD) grains, respectively. The mean archaeointensity values obtained in this study range from 46.5 to 60 μ T for hearth 1 and between 51.2 and 56.1 μ T for hearth 2 cooling rate corrected.

Discussion

Two mean archaeomagnetic directions and absolute archaeointensity values were obtained in the two hearths studied at sample and at specimen levels. Mean directions from both hearths are statistically undistinguishable (Fig. 7 and Table 1), well-defined, statistically robust, and suitable for

Fig. 7 Equal area projections of all ChRM directions together with the mean direction and α_{95} for hearth 1 (**a** and **c**) and hearth 2 (**b** and **d**). **a, b** Directional results at specimen level. **c–d** sample level. [n/N (n = number of samples/specimens considered for the calculation of ChRM/ N = number of samples/specimens analysed); Dec, declination; Inc, inclination; α_{95} , radius of 95% confidence cone; k , precision parameter, after Fisher 1953]



carrying out an archaeomagnetic dating coupled with the archaeointensity data.

The archaeomagnetic dating method is based on the statistical comparison between the mean direction and/or intensity obtained from a burnt archaeological feature (carrying a TRM) with a previously well-constrained reference regional palaeosecular variation (PSV) curve or geomagnetic field model at the site coordinates. Once the directional (declination, D ; inclination, I) and/or absolute intensity (F) mean values are determined for every studied combustion structure, the archaeomagnetic dating can be carried out using available regional SV curves or geomagnetic field models. The use of regional geomagnetic models exclusively based on independently well-dated samples carrying a TRM (e.g. Korte et al. 2009; Pavón-Carrasco et al. 2014, 2009) is especially appropriate because the latter records faithfully define

the variations of the Earth's magnetic field (EMF) for the last millennia. We have used here the SHA.DIF.14k geomagnetic field model of Pavón-Carrasco et al. (2014) which describes the EMF's variations for the last 14,000 years (particularly well for the last 6 millennia) using only archaeomagnetic and lava flow data. The MATLAB® archaeomagnetic dating tool (Pavón-Carrasco et al. 2011) was used to perform the dating. It has the advantage that it calculates the variations of each geomagnetic field element at the site coordinates avoiding any relocation error which has been shown to introduce significant errors as the geographical distance increases (Casas and Incoronato 2007). Possible ages of last use of the structures will be indicated where the mean value and corresponding error of every field parameter intersects with the SV curve or geomagnetic model used. The results are shown as maps of probability density functions (PDF) and the most probable age is obtained by combining the PDF of all geomagnetic elements considered (D , I , F). In the case of multiple solutions, the choice of the most probable age interval will depend on the result being consistent with the archaeological context.

The archaeomagnetic dating of each hearth was carried out considering the three components of the magnetic field vector (declination, inclination and intensity). Figures 9 and 10 illustrate the results of the archaeomagnetic dating performed in the two hearths calculated both at sample and specimen levels. In both hearths, the dating based on hand blocks (samples) displays greater age intervals than that calculated at the specimen level. However, the difference is small, not exceeding 30 years in the case of hearth 1 and 15 years for hearth 2 (Figs. 9 and 10).

Table 1 Directional results. From left to right: [n/N] According to the description in the left column (n = number of samples or specimens taken into account to calculate the ChRM/ N = number of samples or specimens analysed). D declination, I inclination. α_{95} radius of 95% confidence cone, k precision parameter according to Fisher (Fisher 1953) statistics

Archaeological structure	n/N	D (°)	I (°)	α_{95}	k
Hearth 1					
Sample level	5/5	20.2	56.3	3.3	527
Specimen level	21/22	19.8	56.5	1.6	391
Hearth 2					
Sample level	5/6	20.5	52.7	2.1	1369
Specimen level	22/30	20.5	52.6	1.1	763

Table 2 Summary of archaeointensity results. $T_{min}-T_{max}$ the temperature interval of intensity determinations, N the number of heating steps used, m slope parameter, f the fraction of NRM used for intensity determination, g the gap factor, q the quality factor defined by

Coe et al. (1978), B (raw) uncorrected intensity value before anisotropy corrections, B (corr) archaeointensity value corrected for cooling rate effect and anisotropy effect (see text). Laboratory applied field was 45 μ T

Fragment	Cod-Lab	T_1-T_2	N	m	\pm sm	γ	f	g	q	B (raw)	B (corr)	\pm sB	
Hearth 1													
1.6	86I049	100–515	11	-1.385	0.041	4.3	0.846	0.886	25.32	64.82	62.33	1.85	
	86I050	150–515	10	-1.237	0.042	2.9	0.749	0.880	19.41	57.63	55.67	1.89	
	86I051	150–515	10	-0.970	0.039	3.3	0.722	0.873	15.68	43.65*	43.65	1.76	
	86I052	150–540	11	-1.258	0.039	5.2	0.799	0.889	22.91	59.26	56.61	1.76	
	86I053	100–540	12	-1.167	0.040	3.1	0.854	0.893	22.25	55.34	52.52	1.80	
	86I054	100–515	10	-1.189	0.036	2.3	0.775	0.861	22.04	54.82	53.51	1.62	
1.1	86I055	150–540	10	-1.406	0.057	5.8	0.753	0.874	16.23	66.29	63.27	2.57	
	86I056	150–540	11	-1.471	0.047	6.2	0.769	0.880	21.18	67.55	66.20	2.12	
	86I057	150–540	11	-1.331	0.035	4.3	0.713	0.873	23.67	61.51	59.90	1.58	
	86I058	150–540	11	-1.172	0.034	5.2	0.707	0.875	21.32	54.08	52.74	1.53	
	86I059	150–515	10	-1.408	0.049	4.2	0.755	0.873	18.94	65.32	63.36	2.21	
1.5	86I060	150–515	10	-1.210	0.035	4.8	0.676	0.862	20.15	57.33	54.45	1.58	
	86I067	150–515	10	-0.924	0.034	4.3	0.664	0.874	15.77	41.58*	41.58	1.53	
	86I068	100–515	11	-1.296	0.030	2.8	0.758	0.884	28.95	60.65	58.32	1.35	
	86I069	100–515	11	-1.611	0.030	5.6	0.767	0.878	36.16	72.50*	72.50	1.35	
	86I070	150–515	10	-0.821	0.037	6.0	0.646	0.847	12.14	35.82	36.95	1.67	
	86I071	100–500	10	-1.275	0.044	5.9	0.728	0.877	18.50	59.61	57.38	1.98	
1.2	86I072	150–515	10	-1.319	0.022	4.4	0.739	0.871	38.59	61.23	59.36	0.99	
	86I073	150–540	11	-1.062	0.030	5.2	0.702	0.881	21.89	49.32	47.79	1.35	
	86I074	150–515	10	-0.900	0.042	4.9	0.598	0.853	10.93	42.11	40.50	1.89	
	86I075	150–500	9	-0.941	0.054	7.1	0.626	0.851	9.28	42.35*	42.35	2.43	
	86I076	150–515	10	-1.074	0.051	5.5	0.670	0.879	12.40	48.96	48.33	2.30	
	86I077	150–515	9	-1.102	0.044	3.8	0.645	0.835	13.49	51.32	49.59	1.98	
	86I078	150–515	10	-1.125	0.056	3.4	0.746	0.868	13.01	52.46	50.63	2.52	
										Mean=	53.7		
										\pm	8.9		
Hearth 2													
Fragment	86I079	150–500	9	-1.242	0.064	4.5	0.836	0.862	13.98	55.89*	55.89	2.88	
	86I080	150–500	9	-1.247	0.056	4.3	0.807	0.853	15.33	59.35	56.12	2.52	
	86I081	150–500	9	-1.254	0.047	6.1	0.740	0.858	16.94	58.29	56.43	2.12	
	86I082	100–500	10	-1.362	0.066	3.8	0.769	0.876	13.90	61.29*	61.29	2.97	
	86I083	150–500	9	-1.144	0.048	5.8	0.738	0.862	15.16	52.68	51.48	2.16	
	86I084	150–515	10	-1.227	0.057	4.6	0.753	0.862	13.97	57.13	55.22	2.57	
	2.6	86I085	150–515	10	-1.076	0.053	3.6	0.765	0.856	13.29	50.36	48.42	2.39
		86I086	150–515	10	-1.361	0.021	2.7	0.739	0.862	41.28	63.52	61.25	0.95
		86I087	150–515	10	-1.320	0.025	4.2	0.724	0.850	32.49	60.59	59.40	1.13
		86I088	150–515	10	-1.254	0.044	5.4	0.681	0.848	16.46	58.23	56.43	1.98
		86I089	150–500	9	-1.066	0.068	3.9	0.732	0.863	9.90	47.97*	47.97	3.06
		86I090	150–515	10	-1.060	0.036	6.2	0.787	0.860	19.93	49.25	47.70	1.62
	2.1	86I091	150–500	9	-1.168	0.066	5.2	0.833	0.858	12.65	54.10	52.56	2.97
		86I092	200–500	8	-1.178	0.049	4.1	0.717	0.842	14.51	53.63	53.01	2.21
		86I093	150–500	9	-1.091	0.061	3.4	0.787	0.862	12.13	51.46	49.10	2.75
		86I094	150–500	9	-1.110	0.049	5.4	0.781	0.862	15.25	51.92	49.95	2.21
86I095		N/R											
86I096		N/R											
										Mean =	53.9		
										\pm	4.6		

The easterly declination of around 20° obtained in both hearths is a characteristic feature of the Earth’s magnetic field in the Iberian Peninsula between the eighth and eleventh centuries AD (Gómez-Paccard et al. 2006; Molina-Cardín et al.

2018). This variation is especially diagnostic for the dating and implies that in all cases only a single age interval is obtained, regardless of whether it is calculated at the sample or at the specimen level. The most probable age interval at a sample

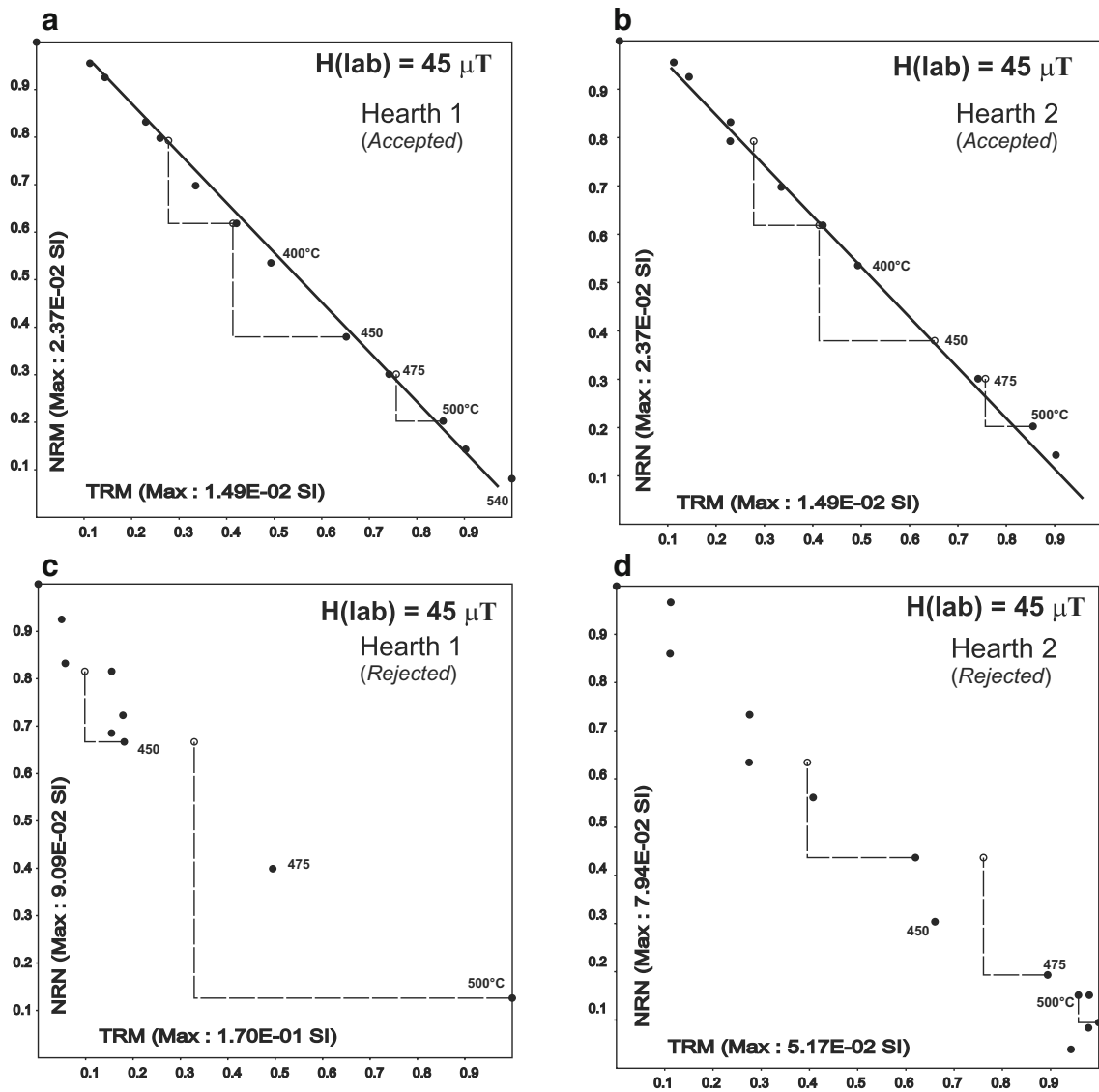


Fig. 8 Representative NRM–TRM plots (so-called Arai–Nagata plots) for representative samples of the studied hearths. **a, b** Two successful determinations. **c, d** Two rejected determinations (see also Table 2)

level for hearth 1 is 852–1063 AD and in the case of hearth 2 it is 987–1074 AD, both at 95% confidence level (Figs. 9a and 10a, respectively). Archaeomagnetic dating performed at the specimen level suggests that the last use of hearth 1 most probably took place between 866 and 1048 AD whereas in hearth 2 it took place between 995 and 1067 AD, both at the 95% probability level (Figs. 9b and 10b, respectively). These results suggest that the abandonment of both hearths occurred almost simultaneously or closely confined in time between the end of ninth century and the first half of the eleventh century AD.

These dating results are in good agreement with the archaeological context. The archaeological materials recovered mainly focus on ceramic remains of local production. Among the ceramic collection, a vessel painted with linear geometric motifs in vinous tones stands out, which is possibly

associated with the elites of the incipient Castilian county power and whose consolidation takes place between the ninth and tenth century AD (Aratikos Arqueólogos 2013). Most likely, the La Pudia I archaeological site represents an example of this historical process in the northern half of the Iberian Peninsula. According to the typological and decorative characteristics of the ceramics recovered at La Pudia, the archaeologists date the abandonment of the site between the ninth and tenth century AD and estimate that the hill was with all probability abandoned at the beginning of eleventh century AD (Aratikos Arqueólogos 2013). This is in good agreement with the archaeomagnetic dating results reported here. This process of county consolidation in Castile is also concurrent with the beginning of the repopulation along the Duero River after the Muslim invasion (Barrios García 1985; Carvajal Castro and Martín Viso 2013; López Quiroga and Rodríguez

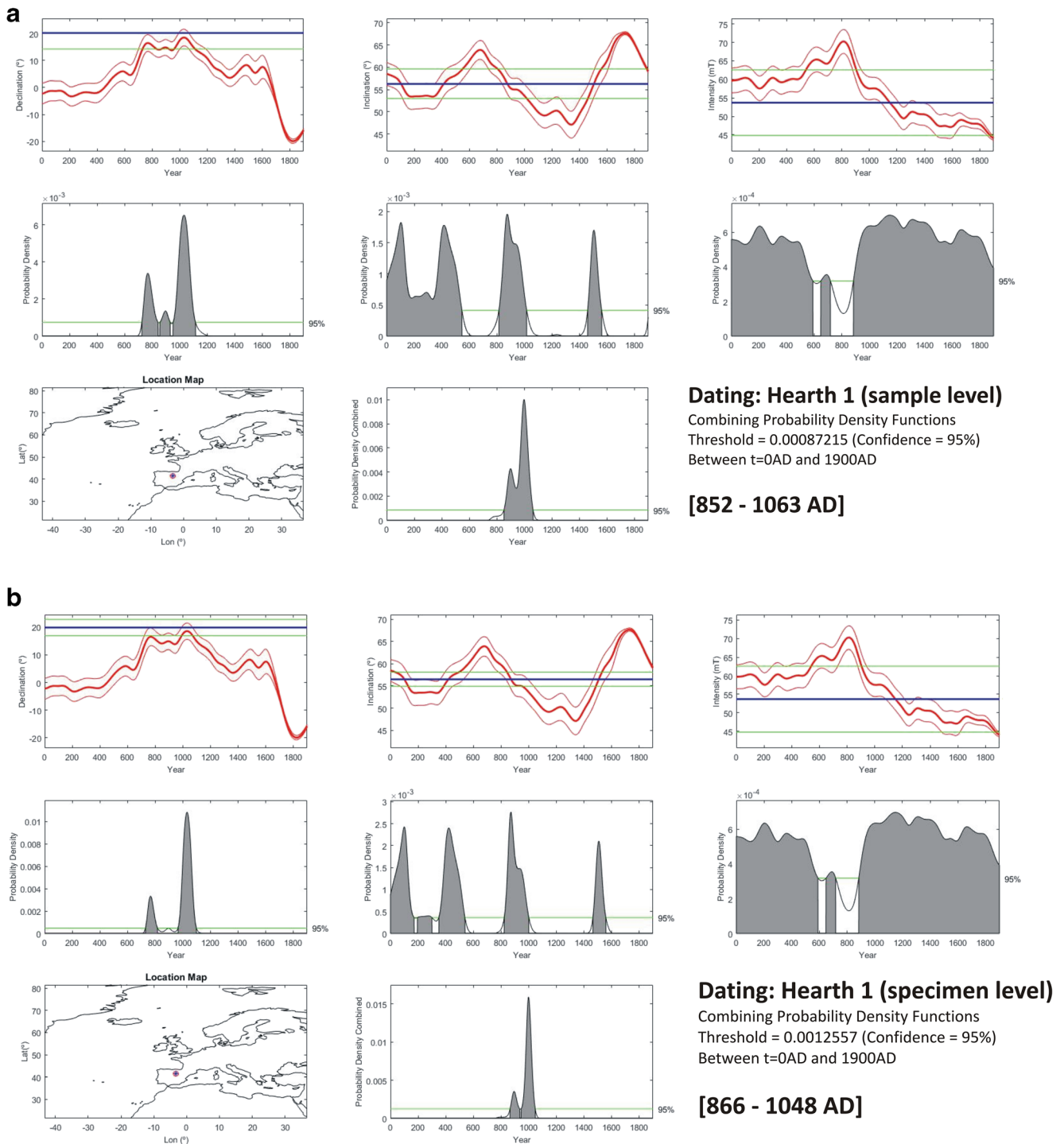


Fig. 9 Archaeomagnetic dating results obtained for hearth 1. Age probability density functions obtained with the MATLAB® tool of Pavón-Carrasco et al. (2011) comparing the SHA.DIF.14k model with

the declination (left), inclination (middle) and intensity values (right) at site coordinates from hearth 1. Results are expressed at 95% probability. **a** The results at the sample level. **b** The results at the specimen level

Lovelle 1991). The Castilian county power would enter into competition with the Al-Ándalus emiral power during the tenth century AD performing in this area several military

campaigns, in order to slow down the political consolidation of Christian advancement, rather than a real submission of this area and its integration into the political structure of Al-

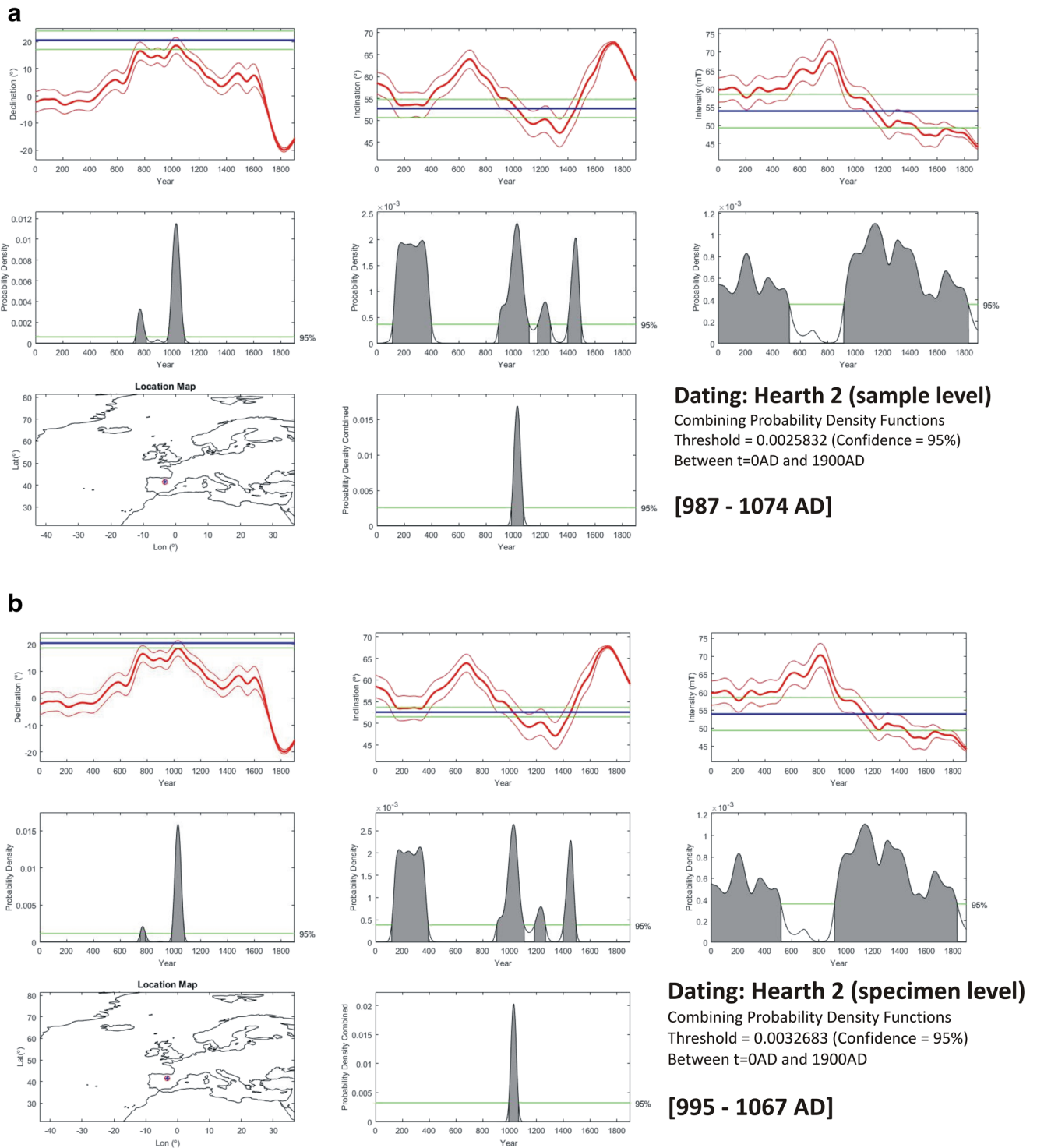


Fig. 10 Archaeomagnetic dating results obtained for hearth 2. **a** The results at the sample level. **b** The results at the specimen level. Results are expressed at 95% probability

Andalus (Martínez Díez 2005). In summary, these archaeomagnetic dates provide reliable chronological information to an important historical process in which systematic dating of archaeological sites is highly necessary.

Conclusions

A full vector archaeomagnetic dating was carried out on two hearths from the Early–High Middle Ages archaeological site

of La Pudia I (Caleruega, Burgos, Spain). The following conclusions can be drawn:

1. Most studied samples are suitable for absolute archaeointensity determinations, as shown by palaeomagnetic and rock-magnetic results: The main magnetic carrier is Ti-poor titanomagnetite in PSD state and most samples from both hearths display reversible thermomagnetic curves.
2. Two statistically robust mean directions from both hearths were obtained with $\alpha_{95} < 3^\circ$ and k values are over 400. Mean directions were calculated in the two hearths both at sample and at specimen levels, showing very similar results but statistically distinguishable at 95% confidence level.
3. 40 successful absolute archaeointensity determinations were obtained from specimens from both hearths. After anisotropy correction, the mean archaeointensity value for hearth 1 yields $53.7 \pm 8.9 \mu\text{T}$ and for hearth 2, $53.9 \pm 4.6 \mu\text{T}$.
4. The comparison of the mean directional and intensity values from both hearths with the SHA.DIF.14k geomagnetic model resulted in different age intervals of last use at the 95% confidence level. For hearth 1 (at the sample level), 852–1063 AD and 866–1048 AD (at the specimen level). For hearth 2 (at the sample level), 987–1075 AD and 995–1067 AD (at the specimen level).
5. These dates perfectly agree with the archaeological context, indicating that the last use of both hearths and subsequent abandonment of the site occurred almost simultaneously or closely confined in time between the end of ninth century and the first half of the eleventh century AD. This is the only chronometric dating available for the site so far. These results provide important new data to one of the least known and most poorly dated archaeological horizons during the Early–High Middle Ages in the Northern Iberian Peninsula.

Acknowledgements Thanks to the archaeological team who worked at the site. Orthophoto shown in Fig. 1 was done by Aratikos Arqueólogos.

Funding information N-G.R. acknowledges the financial support given by the Junta de Castilla y León and the European Union (ERDF). This study was funded by the project BU235P18 of the Junta de Castilla y León and the European Regional Development Fund (ERDF). The archaeological works were carried out with the economic support of the city council of Caleruega.

References

Aratikos Arqueólogos SL (2013) Intervención arqueológica previa al desarrollo del Proyecto de Puesta en Valor de los recursos del Patrimonio Arqueológico de Caleruega (Burgos). Excavación en el yacimiento de “La Pudia I”. Informe Técnico. 212 pp.

- Barrios García Á (1985) Repoblación en la zona meridional del Duero: Fases de ocupación, procedencias y distribución espacial de los grupos repobladores. *Studia Histórica: Historia Medieval* 3:33–82
- Carrancho A, Villalain JJ, Pavón-Carrasco FJ, Osete ML, Straus LG, Vergès JM, Carretero JM, Angelucci DE, González-Morales MR, Arsuaga JL, Bermúdez de Castro JM, Carbonell E (2013) First directional European palaeosecular variation curve for the Neolithic based on archaeomagnetic data. *Earth Planet Sci Lett* 380:124–137. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.031>
- Carrancho Á, Herrejón-Lagunilla Á, Vergès JM (2016) Three archaeomagnetic applications of archaeological interest to the study of burnt anthropogenic cave sediments. *Quat Int* 414:244–257. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.010>
- Carrancho Á, Goguitchaichvili A, Morales J, Espinosa-Sota JA, Villalain JJ, Arsuaga JL, Baquedano E, Pérez-González A (2017) Full-vector archaeomagnetic dating of a medieval limekiln at Pinilla Del Valle site (Madrid, Spain). *Archaeometry* 59(2):373–394
- Carvajal Castro Á, Martín Viso I (2013) Historias regionales de la repoblación: los reyes asturleoneseos y las “políticas de la tierra” en el oeste de la Meseta. In: del Duero P, De La Cruz Díaz F, Luis Corral y I, Viso M (eds) *El historiador y la sociedad*. Universidad de Salamanca, Salamanca, pp 39–52
- Casas L, Prevoosti M, Fouzai B, Álvarez A (2014) Archaeomagnetic study and dating at five sites from Catalonia (NE Spain). *J Archaeol Sci* 41:856–867. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2013.10.020>
- Casas L, Inoronato A (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: 448–454. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03346.x>
- Catanzariti G, Gómez-Paccard M, Mcintosh G, Pavón-Carrasco FJ, Chauvin A, Osete ML (2012) New archaeomagnetic data recovered from the study of Roman and Visigothic remains from Central Spain (3rd–7th centuries). *Geophys J Int* 188:979–993. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05315>
- Chadima M, Hrouda F (2006) Remasoft 3.0 a user-friendly palaeomagnetic databrowser and analyzer. *Trav Geophys XXVII*: 20–21
- Chauvin A, García Y, Lanos P, Laubenheimer F (2000) Paleointensity of the geomagnetic field recovered on archaeomagnetic sites from France. *Phys Earth Planet Inter* 120:111–136
- Coe RS, Grommé S, Mankinen EA (1978) Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific non-dipole low. *J Geophys Res* 83(B4):1740–1756. <https://doi.org/10.1029/JB083iB04p01740>
- Coe RS, Gromme S, Mankinen EA (1984) Geomagnetic paleointensities from excursion sequences in lavas on Oahu, Hawaii. *J Geophys Res Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/JB089iB02p01059>
- Day R, Fuller M, Schmidt VA (1977) Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Phys Earth Planet Inter* 13:260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
- Dunlop DJ (2002) Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J Geophys Res* 107:EPM4–1–EPM4–22. <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>
- Fisher R (1953) Dispersion on a sphere. *Proc R Soc A Math Phys Eng Sci* 217:295–305. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>
- García-Redondo N, Carrancho Á, Goguitchaichvili A, Morales J, Palomino A (2019) Comprehensive magnetic surveys of kilns for bell and tile fabrication in Castile (Spain). *J Archaeol Sci Rep* 23: 426–436. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.11.003>
- Goguitchaichvili A, Morales J, Schavelzon D, Vásquez C, Gogorza C, Loponte D, Rapalini A (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 Inter* 245:15–25

- Gómez-Paccard M, Chauvin A, Lanos P, McIntosh G, Osete ML, Catanzariti G, Ruiz-Martínez VC, Núñez JI (2006) First archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula: comparison with other data from western Europe and with global geomagnetic field models. *Geochem Geophys Geosyst* 7. <https://doi.org/10.1029/2006GC001476>
- Gómez-Paccard M, McIntosh G, Chauvin A, Beamud E, Pavón-Carrasco FJ, Thiriot J (2012) Archaeomagnetic and rock magnetic study of six kilns from North Africa (Tunisia and Morocco). *Geophys J Int* 189:169–186. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05335.x>
- Gómez-Paccard M, Rivero-Montero M, Chauvin A, García i Rubert D, Palencia-Ortas A (2019) Revisiting the chronology of the Early Iron Age in the North-Eastern Iberian Peninsula. *Archaeol Anthropol Sci* 11:4755–4767. <https://doi.org/10.1007/s12520-019-00812-9>
- Gromme CS, Wright TL, Peck DL (1969) Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi Lavalakes, Hawaii. *J Geophys Res* 74:5277
- Hartmann GA, Trindade RIF, Goguitchaichvili A, Etchevarne C, Morales J, Afonso MC (2009) First archeointensity results from Portuguese potteries (1550–1750 AD). *Earth Planets Space* 61(1):93–100
- Kirschvink JL (1980) The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys J R Astron Soc* 62:699–718
- Korte M, Donadini F, Constable CG (2009) Geomagnetic field for 0–3 ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochem Geophys Geosyst* 10. <https://doi.org/10.1029/2008GC002297>
- Kosterov AA, Perrin M, Glen JM, Coe RS (1998) Paleointensity of the Earth's magnetic field in Early Cretaceous time: the Parana Basalt, Brazil. *J Geophys Res* 103(B5):9739–9753. <https://doi.org/10.1029/98JB00022>
- Ladero Quesada, M Á (2014) La formación medieval de España. ISBN 978-84-206-8736-0
- Lanos P, Le Goff M, Kovacheva M, Schnepf E (2005) Hierarchical modelling of archaeomagnetic data and curve estimation by moving average technique. *Geophys J Int* 160:440–476. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02490.x>
- Leonhardt R (2006) Analyzing rock magnetic measurements: the RockMagAnalyzer 1.0 software. *Comput Geosci* 32:1420–1431. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.01.006>
- López Quiroga J, Rodríguez Lovelle M (1991) Una aproximación arqueológica al problema historiográfico de la “despoblación y repoblación en el valle del Duero” s.VIII-XI. *Anu Estud Mediev* 21:3–10
- Martín Viso I (2009) Tiempos oscuros? Territorios y sociedad en el centro de la Península Ibérica (siglos VII-X), Madrid
- Martínez Díez G (2005) El Condado de Castilla (711–1038). La historia frente a la leyenda. II vols. Valladolid
- Molina-Cardín A, Campuzano SA, Osete ML, Rivero-Montero M, Pavón-Carrasco FJ, Palencia-Ortas A, Martín-Hernández F, Gómez-Paccard M, Chauvin A, Guerrero-Suárez S, Pérez-Fuentes JC, McIntosh G, Catanzariti G, Sastre Blanco JC, Larrazabal J, Fernández Martínez VM, Álvarez Sanchís JR, Rodríguez-Hernández J, Martín Viso I, García i Rubert D (2018) Updated Iberian archeomagnetic catalogue: new full vector paleosecular variation curve for the last three millennia. *Geochem Geophys Geosyst* 19:3637–3656. <https://doi.org/10.1029/2018GC007781>
- Morales J, Goguitchaichvili A, Acosta A, González T, Alva-Valdivia L, Robles-Camacho J, Hernández-Bernal MS (2009) Magnetic properties and archeointensity determination on pre Columbian pottery from Chiapas, Mesoamerica. *Earth Planets Space Special Issue* 61: 83–91
- Morales J, Fernández Martínez G, Goguitchaichvili A, Cárdenas E, Hernández Bernal MS (2015) Archeomagnetic dating of some pre-Columbian pottery fragments from northern Mesoamerica: implications for the chronology of Central Mexico during the Epiclassic period. *J Archaeol Sci Rep* 4:32–43
- Osete ML, Chauvin A, Catanzariti G, Jimeno A, Campuzano SA, Benito-Batanero JP, Taberner-Galán C, Roperch P (2016) New archaeomagnetic data recovered from the study of celiberic 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 ML, Campuzano SA, McIntosh G, Larrazabal J, Sastre L, Rodríguez-Aranda J (2017) New archaeomagnetic directions from Portugal and evolution of the geomagnetic field in Iberia from Late Bronze Age to Roman times. *Phys Earth Planet Inter* 270: 183–194. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.07.004>
- Pavón-Carrasco FJ, Osete ML, Torta JM, Gaya-Piqué LR (2009) A regional archeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: applications to archeomagnetic dating. *Geochem Geophys Geosyst* 10:1–22. <https://doi.org/10.1029/2008GC002244>
- Pavón-Carrasco FJ, Rodríguez-González J, Osete ML, Miguel J (2011) A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *J Archaeol Sci* 38:408–419
- Pavón-Carrasco FJ, Osete ML, Torta JM, De Santis A (2014) A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth Planet Sci Lett* 388:98–109. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.046>
- Prevosti M, Casas LI, Roig-Perez JF, Fouzai B, Alvarez A, Pitarch A (2013) Archaeological and archaeomagnetic dating at a site from the ager Tarraconensis (Tarragona, Spain): El Vila-sec Roman pottery. *J Archaeol Sci* 40:2686–2701. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2013.01.027>
- Quiros Castillo JA (2011) La arquitectura doméstica en los yacimientos rurales en torno al año 711. en *Zona Arqueológica II*:63–82
- Ricci P, García-Collado MI, Narbarte Hernández J, Grau Sologestoa I, Quiros Castillo JA, Lubritto C (2018) Chronological characterization of medieval villages in Northern Iberia: a multi-integrated approach. *Eur Phys J Plus* 133:133–110. <https://doi.org/10.1140/epjp/i2018-12233-5>
- Roberts AP, Tauxe L, Heslop D, Zhao X, Jiang ZX (2018) A critical appraisal of the “Day diagram”. *J geophys Res Solid Earth* 123(4): 2618–2644. <https://doi.org/10.1002/2017JB015247>
- Schnepf E, Obenaus M, Lanos P (2015) Posterior archaeomagnetic dating: an example from the Early Medieval site Thunau am Kamp, Austria. *J Archaeol Sci Rep* 2:688–698. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2014.12.002>
- Stacey FD (1967) The Koenigsberger ratio and the nature of thermoremanence in igneous rocks. *Earth Planet Sci Lett* 2:67–68. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(67\)90174-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(67)90174-4)
- Tejerizo C (2016) Arqueología del campesinado medieval en la Cuenca del Duero (ss. V-VIII D.C). Tesis doctoral. Universidad del País Vasco
- Tauxe L (2010) Essentials of paleomagnetism. University of California Press, Berkeley, p 516
- Thébault E, Finlay CC, Beggan CD et al (2015) International geomagnetic reference field: the 12th generation. *Earth Planet Space* 67:79. <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>
- Thellier E, Thellier O (1959) Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann Geophys* 15: 285–376
- Watson GS (1956) Analysis of dispersion on a sphere. *Mon Not Astr Soc Geophys Suppl* 7:153–159
- Wickam C (2000) Overview: production, distribution and demand, II, I. L. Hansen Y, Wickham C (Eds.), *The long eighth century*, Leiden, Brill, pp. 345–377

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

11. RESULTADOS ARQUEOMAGNÉTICOS EN MATERIALES DE ÉPOCA HISTÓRICA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: CEVICO NAVERO (PALENCIA)

Este capítulo ha sido publicado:

García-Redondo, N., Carrancho, Á., Goguichaichvili, A., Morales, J., Palomino, Á. (2019). A Comprehensive Magnetic Survey of Bell and Tile Fabrication Kilns in Castile Region (Spain). *Journal of Archaeological Science: Reports* (23): 426-436.
<https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.11.003>

Resumen:

El monasterio de San Pelayo del Cerrato (Palencia) fue durante mucho tiempo uno de los monasterios de mayor apogeo en la región castellana. Una excavación arqueológica de urgencia realizada por la empresa de arqueología regional “Aratikos Arqueólogos, S.L.”, sacó a la luz dos hornos medievales. Ante la urgencia de los trabajos arqueológicos se abordó un muestreo arqueomagnético con el fin de salvar el material para datarlo arqueomagnéticamente. Fechar mediante arqueomagnetismo ambas estructuras permite determinar en qué momento se utilizaron por última vez y relacionarlo con el posible abandono del monasterio. Los materiales estudiados corresponden a un horno de fabricación de campanas y otro para fabricar baldosas. Ambos hornos se hallaron dentro de las ruinas del monasterio y tenían un buen estado de conservación.

Las muestras arqueológicas que se han estudiado arqueomagnéticamente y que se presentan en este capítulo consisten en diferentes bloques de mano orientados magnéticamente, así como muestra sin orientar de ambos hornos. En el horno de fabricación de baldosas también se extrajeron muestras taladradas. Los experimentos de paleomagnetismo se realizaron con los bloques de mano orientados y las muestras taladradas utilizando la desmagnetización térmica progresiva y la desmagnetización por campos alternos decrecientes de la NRM. La muestra suelta sin orientar se utilizó para los experimentos de magnetismo de las rocas y los experimentos de arqueointensidad de tipo Thellier-Coe.

Se obtuvo una dirección paleomagnética media para cada horno. Para el horno de campanas la dirección media obtenida a partir de 30 de los 35 especímenes estudiados fue la siguiente: declinación, Dec. = 2.6° ; Inclinación, Inc. = 45.2° ($k = 221.3$; $\alpha_{95} = 1.8^\circ$). Para el horno de baldosas la dirección media obtenida a partir de 13 de los 14 especímenes estudiados fue la siguiente: Dec. = 359.0° ; Inc. = 45.6° ($k = 93.8$; $\alpha_{95} = 4.3^\circ$). Los valores medios de arqueointensidad obtenidos con el método de Thellier-Coe varían entre 48.5 y 59.5 μT para ambos hornos.

Los experimentos de magnetismo de las rocas (curvas de adquisición progresiva de la IRM, ciclos de histéresis, curvas *backfield* y curvas termomagnéticas) determinaron que el principal mineral portador de la remanencia es magnetita en estado pseudomonodominio (PSD).

Para llevar a cabo la datación arqueomagnética de ambos hornos se compararon las direcciones medias y los valores medios de arqueointensidad de ambos hornos con el modelo geomagnético SCHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2011). El resultado determinó que el horno de fabricación de campanas fue utilizado por última vez entre 1301 – 1391 d.C. y el horno de fabricación de baldosas entre 1295 – 1404 d.C., ambos al 95% de probabilidad.

La base de datos arqueomagnética de la península ibérica se caracteriza por presentar, a finales de la Edad Media, unas inclinaciones con valores más bajos respecto a las

inclinaciones de otros periodos (Molina-Cardín et al., 2018). Esta particularidad es de gran utilidad a la hora de restringir la edad de último uso de estos hornos ya que, durante los dos últimos milenios, los valores de inclinación obtenidos en este estudio únicamente se registran entre los siglos XII y XV (Gómez-Paccard et al., 2006; (Molina-Cardín et al., 2018).

Estos resultados muestran que el abandono de ambos hornos ocurrió casi de forma simultánea o muy cercana en el tiempo (siglo XIV). Además, ambas fechas concuerdan con la evidencia arqueológica e histórica, ya que se conoce gracias a documentos históricos que la comunidad monástica de este monasterio perdió la mayor parte de sus posesiones en el siglo XVI (Moratinos y Palomino, 2010).

Por el momento, esta es la única datación disponible para el yacimiento arqueológico y debe destacarse su resolución (± 54 y ± 45 años, respectivamente). Esta resolución es en muchos casos comparable e incluso mejor que la que proporciona la datación radiocarbónica, con la ventaja de que el arqueomagnetismo data el último uso (abandono) de ambas estructuras y no el material asociado a ellas, que podría ser más joven.

Los resultados obtenidos en este estudio han sido publicados en la revista internacional *Journal of Archaeological Science: Reports*. El artículo se presenta continuación.



Comprehensive magnetic surveys of kilns for bell and tile fabrication in Castile (Spain)



Natalia García Redondo^a, Ángel Carrancho^{b,*}, Avto Goguitchaichvili^c, Juan Morales^c, Ángel Palomino^d

^a Laboratorio de Paleomagnetismo, Dpto. Física, Avda Cantabria s/n, Universidad de Burgos, 09001 Burgos, Spain

^b Área de Prehistoria, Departamento de Historia, Geografía y Comunicación, Universidad de Burgos, Edificio I + D + I, Plaza Misael Bañuelos s/n, 09001 Burgos, Spain

^c Servicio Arqueomagnético Nacional y Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), Instituto de Geofísica, Campus Morelia, Universidad 4, Nacional Autónoma de México, Mexico

^d Patrimonio Inteligente S.L. Carretera de Fuensaldaña s/n, 47009 Valladolid, Spain

ARTICLE INFO

Keywords:

Archaeomagnetism
Archaeointensity
Magnetic properties
Middle Ages
Iberian Peninsula

ABSTRACT

In absence of organic remains suitable for radiocarbon dating, archaeomagnetic dating can contribute significantly to the better understanding and rescue of our past and cultural heritage. Nowadays, in the archaeological research is fundamental to obtain as much information as possible, including precise dates of the archaeological sites; indeed, the rapid expansion of urban areas implies the destruction of archaeological structures, causing the loss of knowledge about our past. In this effort, we report an archaeomagnetic and rock-magnetic study on burnt archaeological samples from two kilns discovered at the monastery of San Pelayo del Cerrato (Cevico Navero, Palencia, Spain). This was a rescue excavation where arose the possibility of studying archaeomagnetically two ovens for the manufacture of tiles and bells before their destruction due to the restoration works of the monastery. Given their suitable conditions and the lack of independent absolute dating, the aim of the study is to archaeomagnetically date their last use. The main magnetic carrier is pseudo-single domain (PSD) Ti-poor titanomagnetite, indicating that the magnetic signal is stable. The comparison of mean full-vector values (mean direction and absolute archaeointensity determinations) with the SCHA.DIF.14k model determined their last use between 1301–1391 CE (bells' kiln) and 1295–1404 CE (tiles' kiln) at 95% confidence level, respectively. These dates agree well with the archaeological evidence indicating that the last use of both kilns occurred almost simultaneously or closely confined in time (14th century AD). The dating resolution obtained is comparable to the radiocarbon with the benefit that archaeomagnetism dates the last use (abandonment) of the structures and no material associated to it which might be slightly younger.

1. Introduction

During the last years, the archaeomagnetic research has experienced a great development. The improvement of archaeomagnetism as a dating method as well as our knowledge of the Earth's magnetic field variations in direction and intensity for the last millennia mainly depends on our ability to obtain high-quality data from a wide suite of geological or archaeological records. With regard to archaeological remains, burnt materials such as kilns, baked clays or hearths are particularly suitable to this aim. They usually have independent dating information, are generally well preserved and reached high temperatures (> 600 °C) in the past, potentially carrying a thermoremanence or TRM. Consequently, multiple secular variation (SV) curves have been

published in different countries or regions worldwide. It is worth mentioning, for instance, the American southwest (e.g.: Goguitchaichvili et al., 2018; Hagstrum and Blinman, 2010; Lengyel, 2010), the Near East (e.g.: Stillinger et al., 2015) and mostly Europe covering the last 2–3 millennia (e.g.: Gómez-Paccard et al., 2006; Schnepf and Lanos, 2005; Tema et al., 2006; Gallet et al., 2002; Hervé et al., 2013; Batt et al., 2017), and occasionally even older chronologies (e.g.: Palencia-Ortas et al., 2017; Kapper et al., 2014; Carrancho et al., 2013; Tema and Kondopoulou, 2011).

Along with these regional SV curves, the design of high-quality geomagnetic field models (e.g.: Korte et al., 2009; Pavón-Carrasco et al., 2009, 2014) represents a step forward in the development of the archaeomagnetic dating method. By “high-quality” we mean models

* Corresponding author.

E-mail addresses: ngredondo@ubu.es (N. García Redondo), acarrancho@ubu.es (Á. Carrancho).

<https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.11.003>

Received 17 July 2018; Received in revised form 28 October 2018; Accepted 5 November 2018

2352-409X/© 2018 Elsevier Ltd. All rights reserved.

composed exclusively of TRM data, which is by far the most efficient magnetization mechanism in nature. Provided that the material remains physically in situ, it may preserve a very stable and snapshot signal of the Earth's magnetic field direction at the time of last cooling. The intensity, however, does not necessarily require the material to be in situ. If the age of these data is known by other techniques, they can be used to construct regional PSV curves or implement geomagnetic field models, which are already being used as dating tools of fired materials in archaeology (e.g.: Carrancho et al., 2017; Casas et al., 2014; Tema et al., 2013). For that reason the latest archaeomagnetic studies are aiming to improve, update and temporarily extend these records thus expanding the potential of archaeomagnetism as a dating method (e.g.: Batt et al., 2017; Palencia-Ortas et al., 2017; Osete et al., 2016).

Obtaining new full geomagnetic vector (direction and intensity) TRM data is interesting from the geophysical and archaeological point of view. By improving the existing geomagnetic datasets adding new data (e.g.: Brown et al., 2015), the geophysicists get a deeper knowledge of the ancient Earth's magnetic field variations. The interesting fact from the archaeological perspective is that the more data these PSV curves and geomagnetic models collate, the greater the precision of the method might be. Furthermore, determining the last use of a combustion structure with accuracies comparable to radiocarbon (cf. few decades), has a clear archaeological interest. The Iberian Peninsula is a good example of it and many archaeomagnetic studies have been carried out here over last years (e.g.: Carrancho et al., 2016, 2017; Casas et al., 2014; Prevosti et al., 2013; Catanzariti et al., 2012). Here we report an archaeomagnetic study of two kilns discovered in 2012 during the rescue excavation of a medieval monastery in Cevico Navero (Palencia, Spain). The structures were in situ and showed signs of being very well burned but no independent (absolute) chronological information was available about their last use. Therefore, the main goal of this study is to date their last use with archaeomagnetism.

2. Material and methods

2.1. Studied materials

The monastery of San Pelayo del Cerrato (41° 52' 27" N Lat., 4° 09' 54" W Long) is located two kilometers from the village of Cevico Navero, in the southeast of Palencia, Spain (Fig. 1). Its history started in 934 CE, when the count Oveco Díaz and his wife Gutina donated to the abbot Pedro and his religious community the place where they could build a monastery. During a long time the monastery was one of the most successful in the Castilian region and it wasn't until the 17th century, when the community lost its possessions (Moratinos and Palomino, 2010). The definitive decline of the monastery took place in the 19th century, when all the belongings were sold as a result of the governmental expropriation to the church in 1836 (Moratinos and Palomino, 2010). This study focuses on two kilns discovered in 2012 during the rescue excavations carried out at the site. One of the kilns was used for the manufacture of bells (Fig. 1a) and the other was used for the fabrication of floor tiles (Fig. 1b). Both combustion structures appeared well-preserved (in situ) and showed signs of heating at high temperatures. Therefore, they were considered suitable for an archaeomagnetic dating study.

2.2. Sampling

The sampling technique varied depending on the characteristics, degree of consistence and availability of material from each kiln. The bells' kiln (Fig. 1a) was sampled collecting two independent hand blocks and orienting them with a magnetic compass with the aid of Plaster of Paris to ensure the highest accuracy as possible. Later, in the laboratory, every hand block was subsampled in order to obtain multiple cubic specimens (~10 cm³), taking special care of the orientation

lines. Additionally, a fragment of a tile was also collected for absolute archaeointensity analyses.

The kiln for manufacturing floor tiles was sampled using a portable electrical drill with a water-cooled diamond bit, following the standard palaeomagnetic sampling procedure. The in-situ azimuth and dip of the drilled cores (samples) were measured using a compass coupled to a core orienting device. 12 cylindrical samples were collected from different parts of the tiles' kiln (Fig. 1b). Each sample produced a single specimen except two samples that produced two, resulting in 14 individual specimens to analyze. Two different tiles (unoriented) from this kiln were also studied for absolute archaeointensity analyses.

2.3. Directional and rock-magnetic analyses

The directional and rock-magnetic analyses were carried out at the laboratory of palaeomagnetism of Burgos University, Spain. The natural remanent magnetization (NRM) was measured using a 2G SQUID magnetometer (noise level 5×10^{-12} Am²). The magnetic susceptibility was measured at room temperature initially and after each step of thermal demagnetization with a KLY-4 susceptibility meter (AGICO; noise level 3×10^{-8} S.I). The progressive demagnetization of NRM was done by stepwise alternating field (AF) and thermal demagnetization (TH). After a pilot study that allowed us to select the most appropriate sequence of demagnetization, the AF demagnetization was carried out in 20 steps up to a maximum peak field of 100 mT, with the demagnetization unit of the 2G magnetometer. Thermal demagnetization was performed in 16 steps up to a 600 °C using a TD48 – SC (ASC) thermal demagnetizer. After every step of thermal demagnetization, the magnetic susceptibility was measured in order to assess mineralogical alterations induced by the heating. The direction of the characteristic remanent magnetization (ChRM) of all specimens was determined through principal components analysis (Kirschvink, 1980), including at least eight steps of demagnetization using the *Remasoft* software (Chadima and Hrouda, 2006). Mean directions for each kiln were computed following Fisher (1953) statistics including the precision parameter (k) and the semi-angle of confidence (α_{95}).

The magnetic properties of the studied materials were analyzed on selected samples from both kilns with a Variable Field Translation Balance (MM_VFTB). The main goals were to identify the main magnetic carriers, their domain state and thermomagnetic stability. These experiments comprised: progressive isothermal remanent magnetization acquisition curves (IRM), hysteresis loops (± 1 T), backfield curves and thermomagnetic curves up to 700 °C in air. All of them were carried out in bulk representative samples (~400 mg) from both kilns. The Curie temperatures in thermomagnetic curves were determined with the two tangent method of Grommé et al. (1969).

The saturation of the remanent magnetization (M_{rs}), the magnetization of saturation (M_s) and the coercive field (B_c) were obtained from the hysteresis cycles after correcting them by the paramagnetic fraction. The remanent coercive field (B_{cr}) was determined through the *backfield* curves. Plotting the biparametric ratio M_{rs}/M_s vs B_{cr}/B_c on the Day's diagram (Day et al., 1977; Dunlop, 2002), provided information concerning the dominant magnetic domains in the studied collection.

2.4. Archaeointensity experiments

Twenty four samples belonging to 4 fragments were preselected for Thellier double heating absolute intensity experiments because of their suitable rock-magnetic properties. These fragments were further broken into at least 6 pieces and pressed into salt pellets to facilitate their treatment as standard samples. The Thellier-Coe type experiments (Thellier and Thellier, 1959; Coe, 1967) were carried out using a MAGNETIC MEASUREMENTS Ltd furnace. Ten temperature steps were distributed from room temperature to 560 °C with reproducibility between two heating runs to the same nominal temperature normally better than 2 °C. 560 °C was selected as maximum temperature step

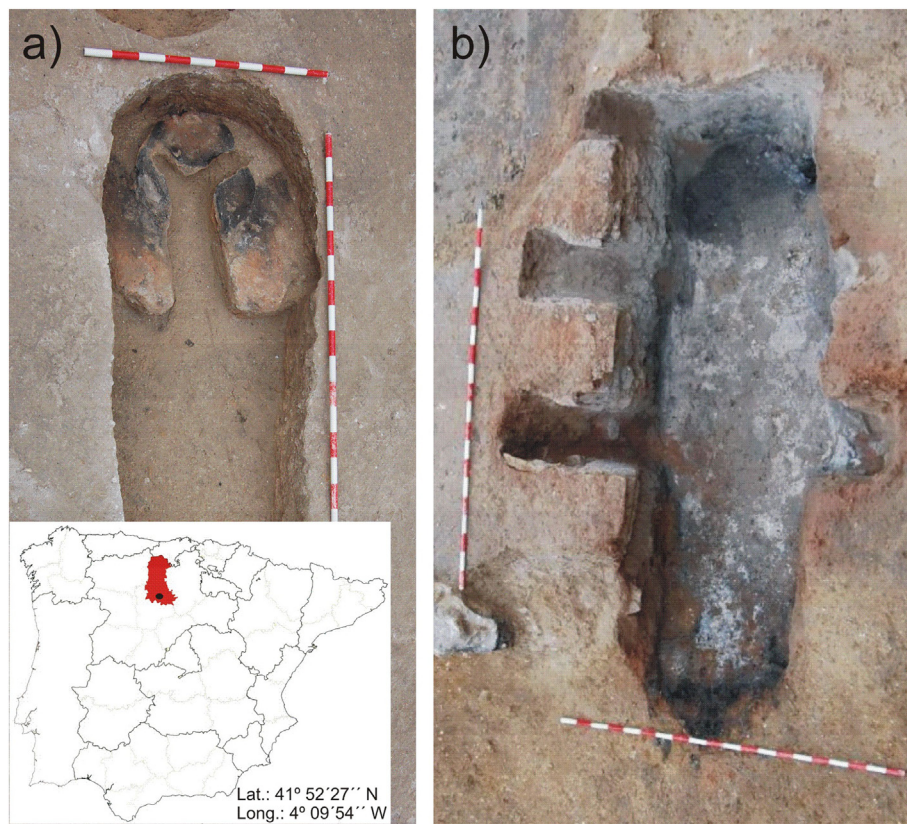


Fig. 1. (a) Bells' kiln and (b) Floor tiles' kiln sampled for this study. Long scale bars are 2 m. A map of Spain with the location of the site is also shown.

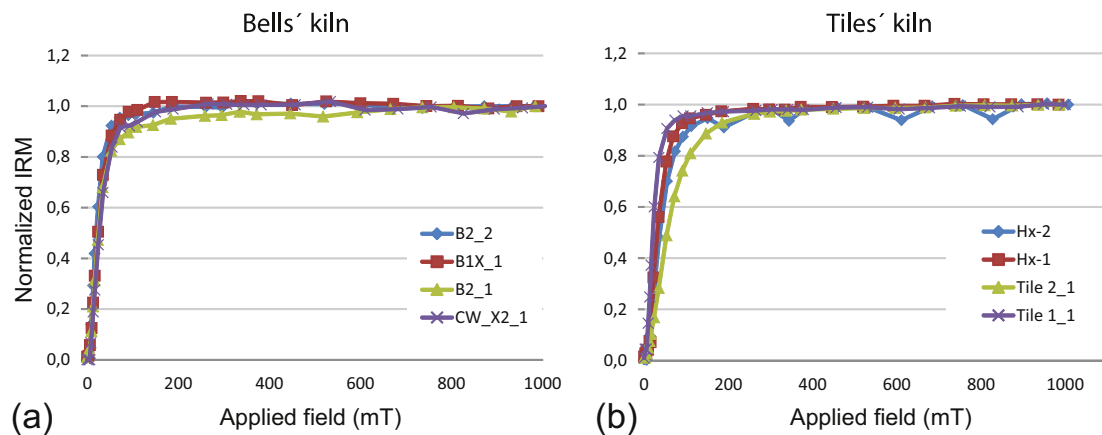


Fig. 2. IRM progressive acquisition curves up 1 T of representative studied samples. (a) Bells' kiln. (b) Tiles' kiln.

because the rock-magnetic survey (Section 3.1) indicated that Ti-poor titanomagnetite (almost magnetite phase) was the main carrier and their unblocking temperature spectra usually range between 550 and 570 °C, when most important intensity drop is observed. The laboratory field strength was set to $(40.0 \pm 0.06) \mu\text{T}$. Five control heatings (so-called partial thermoremanent magnetization or pTRM-checks) were performed after the third heating step throughout whole experiments. The cooling rate dependence of TRM was performed here following a modified procedure described in Chauvin et al. (2000); see also Morales et al. (2007, 2009), using a slow cooling time of 6 h to 6 h30 from 560 °C to room temperature. In order to overcome the remanence anisotropy correction procedure which involves at least 6 additional heatings at high temperatures and to avoid potential magneto-chemical alterations (Goguitchaichvili et al., 2011) each of the fragments was arbitrary marked with parallel arrows on its internal or external

flattening plane to create a reference orientation. Then each ceramic fragment was broken into “oriented” specimens of different sizes. Six specimens with the same type of shape and volume (1 cm^3) were chosen per fragment, and were then embedded in ultra-pure salt (NaCl) pellets compressed with a non-magnetic hydraulic press in order to treat them as standard palaeomagnetic cores.

3. Results and discussion

3.1. Magnetic properties

The magnetic properties of 12 representative samples from both kilns were investigated (7 from the bells' kiln and 5 from the tiles' kiln). IRM acquisition curves are almost saturated at maximum fields between 150 and 300 mT, suggesting that the remanence is dominated by low

Table 1

Some magnetic parameters analyzed in samples from both kilns. From left to right: Bcr (remanent coercive force), Bc (coercive force), Ms (saturation magnetization), Mrs (remanent saturation magnetization), SIRM (saturation of isothermal remanent magnetization) and Tc (Curie temperature).

Kiln	Sample	Bcr (mT)	Bc (mT)	Bcr/Bc	Ms (Am ² /kg)	Mrs (Am ² /kg)	Mrs/Ms	SIRM	
								(1 T)	Tc (°C)
Tiles	Baldosa_1_1	17.74	7.96	2.23	2.67E-01	5.88E-02	0.22	5.60E-02	570
	Baldosa_2_1	50.35	15.7	3.21	2.14E-01	4.71E-02	0.22	4.71E-02	570
	H18_1	19.88	8.52	2.33	8.28E-01	1.62E-01	0.20	1.46E-01	590
	Ash_1	22.67	7.46	3.04	7.12E-02	1.21E-02	0.17	1.11E-02	580
	Ash_2	20.85	8.11	2.57	5.31E-02	8.64E-03	0.16	7.21E-03	580
	Hx-1	26.01	11.6	2.24	9.57E-01	2.38E-01	0.25	2.38E-01	570
	Hx-2	30.78	13.59	2.26	5.45E-01	1.43E-01	0.26	1.40E-01	580
	Bells	B1X_1	18.3	8.6	2.13	5.27E-02	9.43E-03	0.18	9.00E-03
B2_1	17.68	7.75	2.28	8.59E-02	1.46E-02	0.17	1.42E-02	580	
B2_2	14.71	6.96	2.11	1.93E-01	3.30E-02	0.17	3.08E-02	570	
CW_X2_1	19.31	9.94	1.94	4.29E-02	8.24E-03	0.19	7.86E-03	580	
CY_0103	24.66	11.78	2.09	3.50E-02	6.64E-03	0.19	6.94E-03	580	

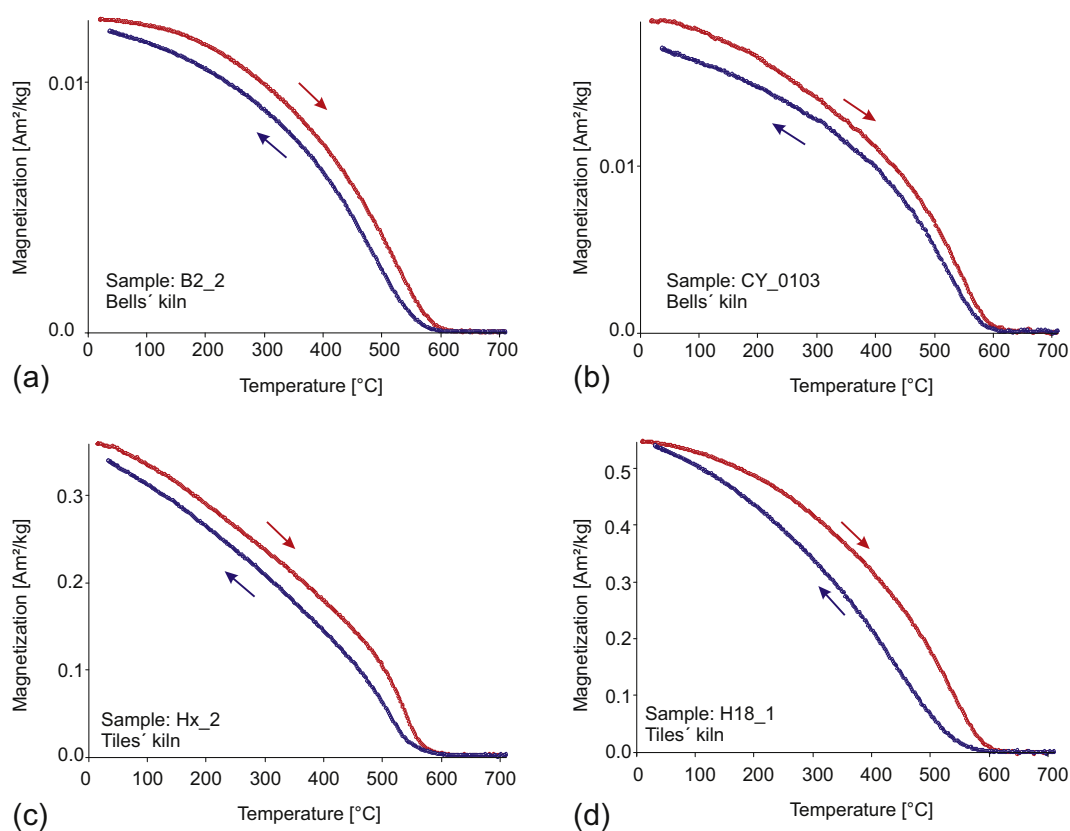


Fig. 3. Representative thermomagnetic curves from (a–b) bells' kiln and (c–d) tiles' kiln. Heating (cooling) cycles are indicated in red (blue) with their respective arrows.

coercivity minerals such as magnetite and/or maghaemite (Fig. 2a–b). Sample Tile_2_1 reaches saturation at higher fields (300–400 mT) indicating that it also contains a small high-coercivity fraction. However, its magnetic properties are clearly dominated by ferrimagnetics. The dominance of low coercivity minerals is also observed in the *backfield* curves with Bcr values mostly distributed between 14.71 and 30.78 mT (Table 1). The contribution of the high coercivity fraction to the remanent magnetization does not exceed 5–10% in the best case, so it is not really significant.

Fig. 3(a–d) illustrates some representative examples of thermomagnetic curves (magnetization vs. temperature) from both kilns. The main magnetic carrier is Ti-poor titanomagnetite, with Curie temperatures estimated around 580 °C. Occasionally, however, Curie temperatures of 590 °C have also been estimated, suggesting the presence of

magnetite partially maghaemitized (Fig. 3d). It is worth to mention that most of the heating and cooling cycles are highly reversible (Fig. 3a–b), perhaps less evident in the case of the tile's kiln samples (e.g.: Fig. 3d). Nevertheless, no additional secondary magnetite is created after heating in the laboratory in any case.

The hysteresis ratios vary between $0.26 < Mrs/Ms < 0.16$ and $1.94 < Bcr/Bc < 3.21$, suggesting that most of the samples have a pseudo-single domain (PSD) state in the Day plot (Fig. 4 and Table 1). The comparison of these results with the mixing lines estimated by Dunlop (2002) for magnetite suggests that the samples from the tiles' kiln have, in relative terms, a higher contribution of superparamagnetic (SP) grains than those from the bells' kiln, which are more clustered in the upper left-hand corner of the PSD area. These exhibit lower Bcr/Bc values closer to the single-domain (SD) area, although they could also

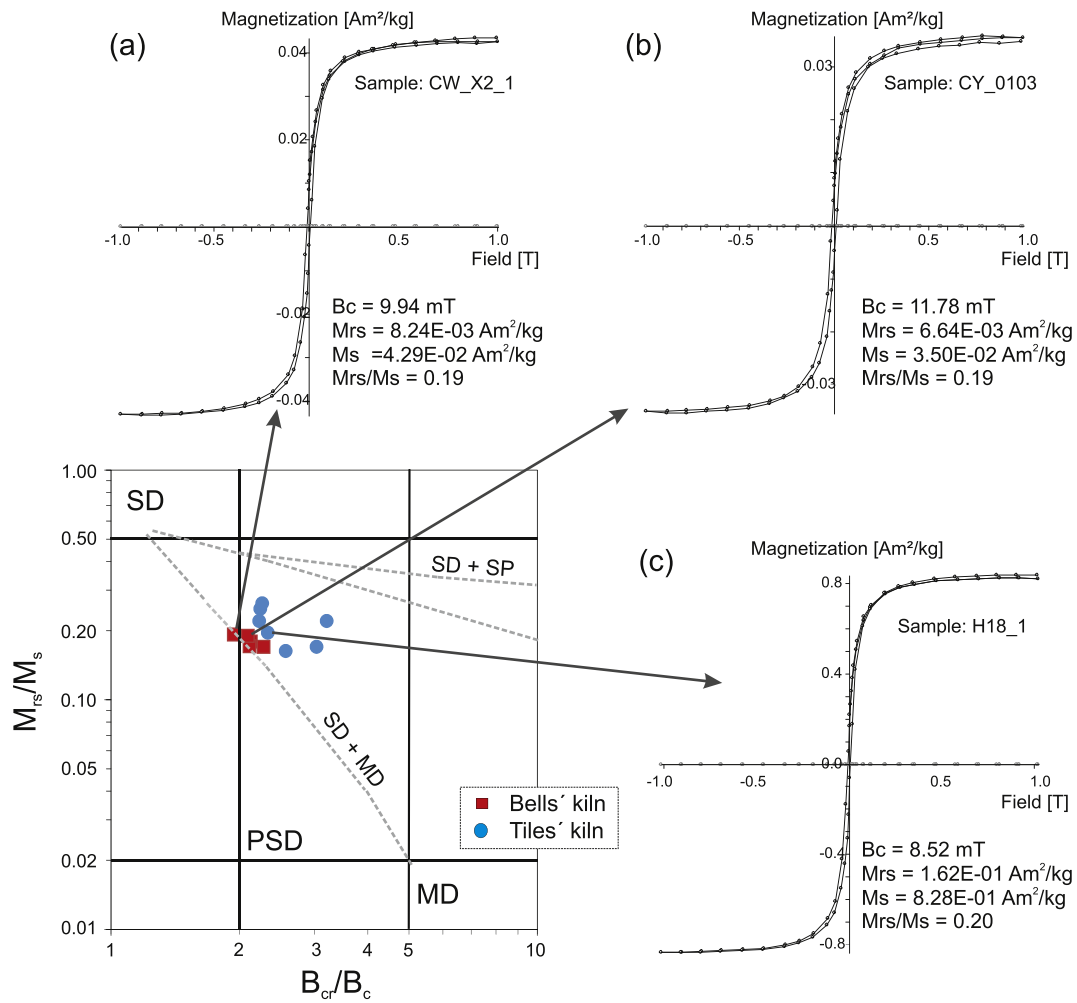


Fig. 4. Day et al.'s (1977) diagram and representative hysteresis cycles of two samples of the bells' kiln (a–b) and one of the tiles' kiln (c), showing some hysteresis parameters. Dashed lines in the Day plot correspond to the mixing trend lines determined by Dunlop (2002) for magnetite. SD (single-domain), PSD (pseudo-single domain), MD (multidomain) and SP (superparamagnetic).

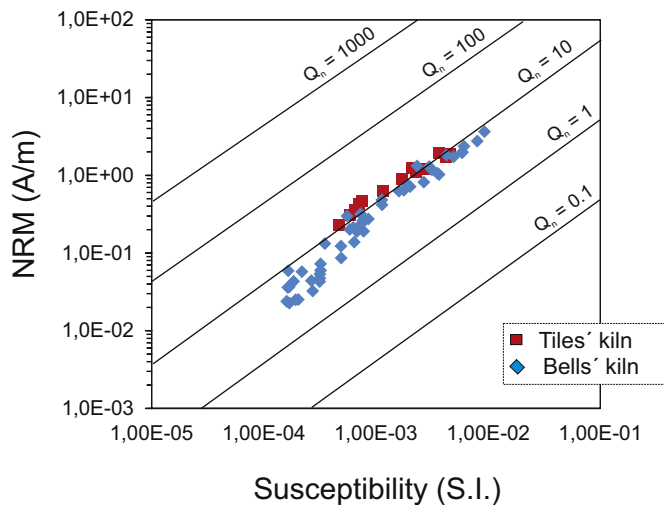


Fig. 5. NRM intensity (A/m) versus bulk susceptibility (SI) values for specimens from the two kilns studied, according to the legend. Koenigsberger ratio isolines are shown.

be interpreted as due to a mixture of single-domain (SD) and multi-domain (MD) grains (Dunlop, 2002).

3.2. Archaeomagnetic directions

The initial natural remanent magnetization (NRM₀) intensities range between 1.47×10^{-5} and $1.99 \times 10^{-3} \text{ Am}^2\text{kg}^{-1}$, whereas magnetic susceptibility values oscillate between 1.14×10^{-7} and $5.80 \times 10^{-6} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. The values of the Koenigsberger ratio were calculated [$Q_n = \text{NRM} / (\chi H)$] (Stacey, 1967) where χ is the magnetic susceptibility and H is the intensity of the Earth's local magnetic field. This parameter (Q_n ratio; Fig. 5) provides a first quick estimation about the efficiency of the magnetization mechanism recorded, based on the relationship between the induced and the remanent magnetization. It is therefore a useful parameter in the characterization of burnt archaeological materials like those reported here. Our Q_n ratio values fluctuate between 3.1 and 16.4, indicating that the magnetization mechanism is most probably of thermal origin (TRM).

The orthogonal NRM demagnetization diagrams obtained in both kilns are characterized by high intensities of magnetization, are magnetically stable and show reproducible directions. Two different palaeomagnetic components can be distinguished. Firstly, a secondary component of normal polarity most probably of viscous origin, between NRM and 15 mT in the AF demagnetization diagrams (Fig. 6a–b) and between NRM and 250–300 °C in the thermally demagnetized diagrams

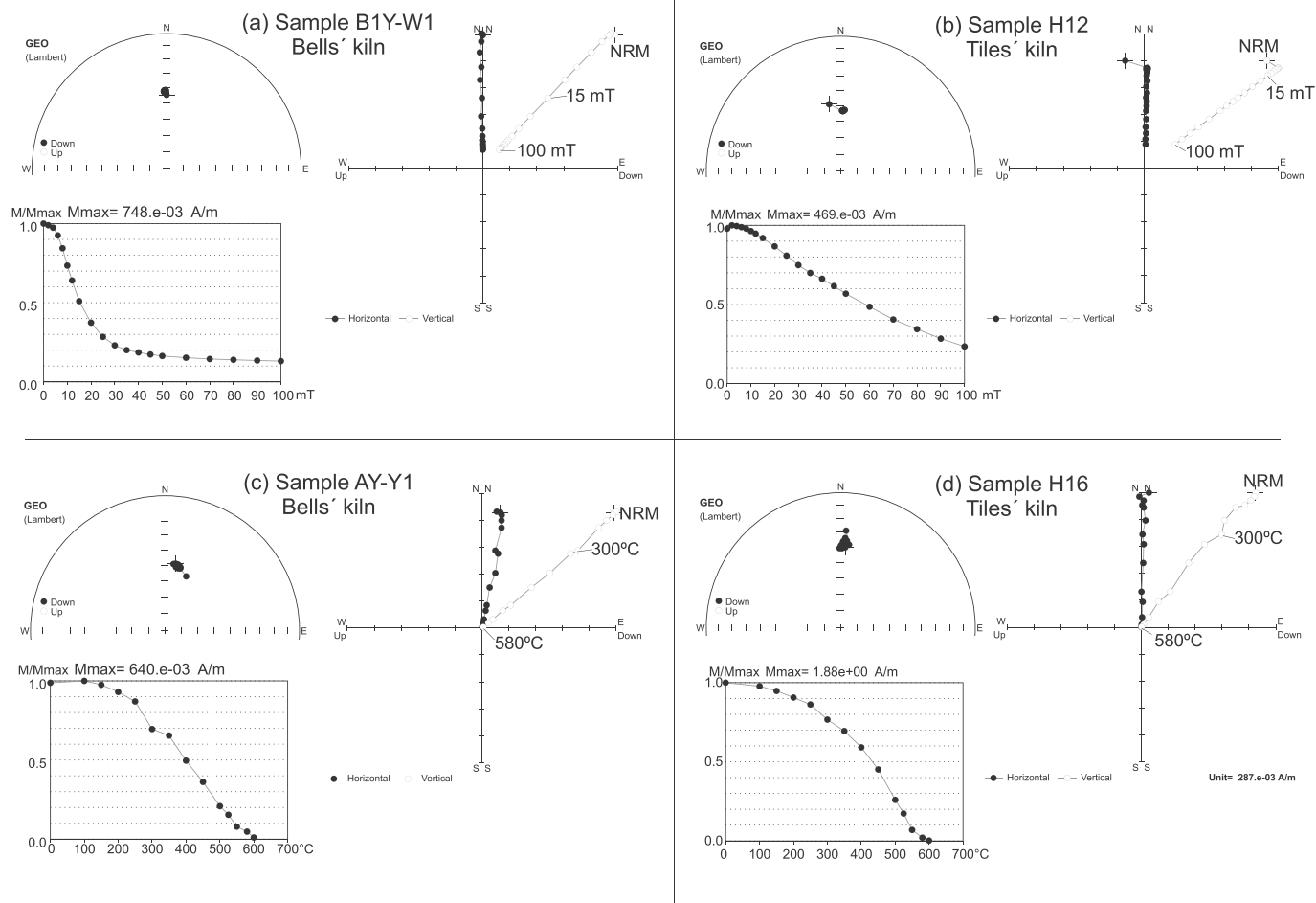


Fig. 6. (a–d). Representative examples of (a–b) alternating field (A.F.) and (c–d) thermally NRM demagnetized samples from both kilns. Sample code, main demagnetization steps, normalized intensity decay curves and their corresponding stereograms are shown.

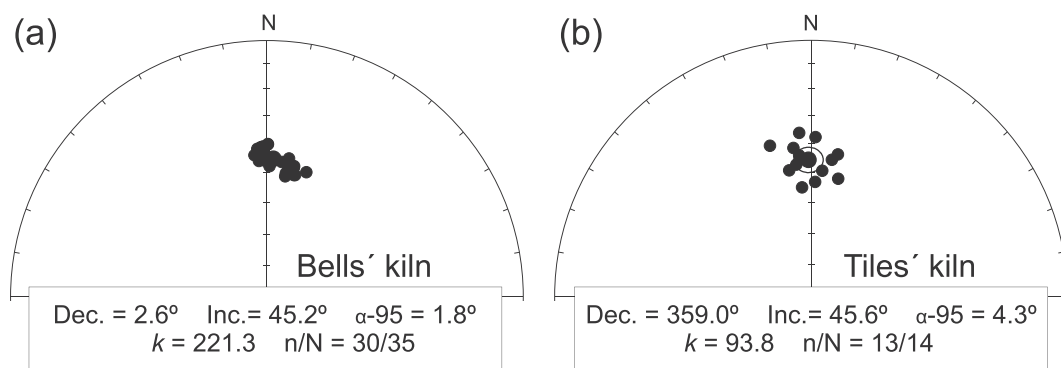


Fig. 7. Directional results obtained in both kilns. [n/N (n = number of specimens considered for the calculation of ChRM / N = number of specimens analyzed); Dec. = declination. Inc. = inclination; α_{95} = confidence angle at the 95 percent limit; k = precision parameter].

(Fig. 6c–d). Secondly, the characteristic remanent magnetization (ChRM) direction was defined between 15–20 mT up to 100 mT in the AF demagnetized samples the ChRM direction was considered between 250–300 °C up to 580–600 °C (Fig. 6c–d). It has systematically normal polarity with a direction very reproducible among samples from the same kiln (Fig. 6). The intensity decay curves show that the samples are dominated by low coercivity minerals in accordance with the rock-magnetic results reported before (Section 3.1). The only exception is sample H12 (Fig. 6b), with 20% of the NRM remaining after applying a maximum peak field

of 100 mT, most probably due to the presence of antiferromagnetic haematite. Anyway, the ChRM direction is perfectly defined and goes toward the origin of the diagram, being easily isolated.

The directional results obtained from the two kilns studied are shown in Fig. 7(a–b) and 30 out of the 35 specimens analyzed were accepted for the calculation of the mean archaeomagnetic direction. Five specimens were excluded because they broke during the demagnetization process or due to a multicomponent or unstable nature of the NRM. The mean direction obtained for this kiln is: declination = 2.6°; inclination = 45.2°; α_{95} (α_{95}) = 1.8°; k = 221.3

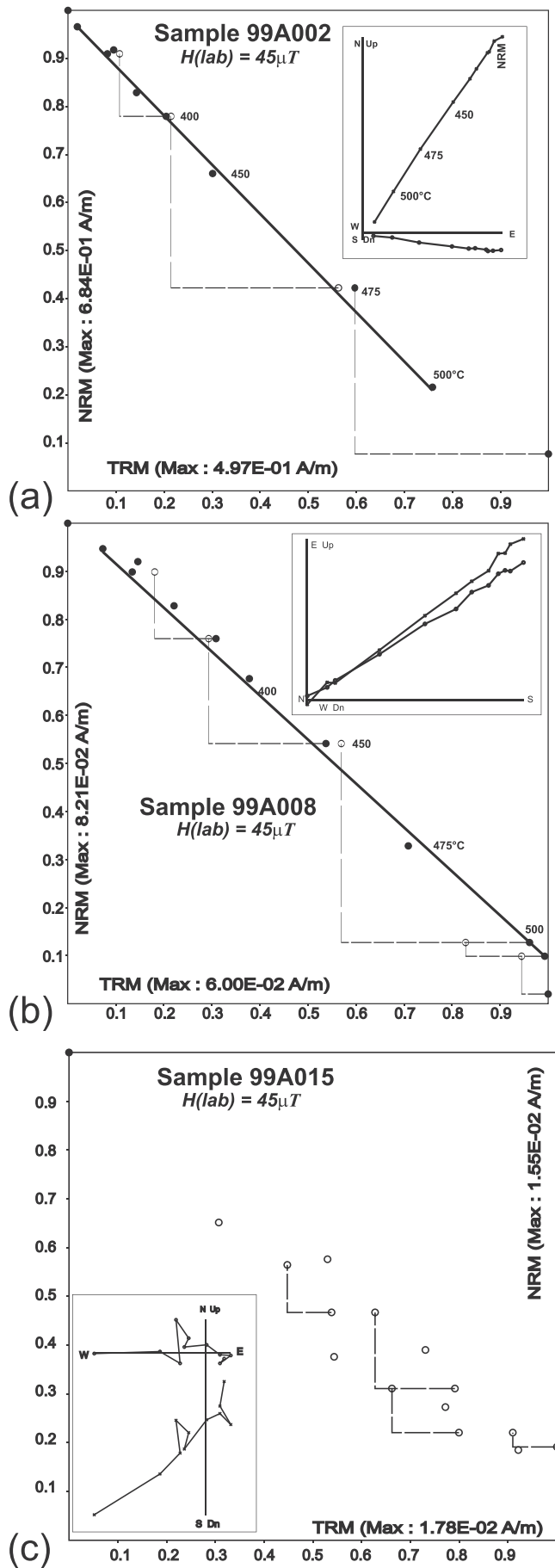


Fig. 8. (a–b) Representative NRM–TRM plots (so-called Arai–Nagata plots) and associated orthogonal vector demagnetization diagrams for representative samples of the studied kilns. (a) Sample 99A002; (b) sample 99A008 and (c) sample 99A015.

(Fig. 7a). The mean archaeomagnetic direction of the tiles' kiln (Fig. 7b) was calculated from 13 specimens of 14 analyzed and is as follows: declination = 359.0° ; inclination = 45.6° ; $\alpha_{95} = 4.3^\circ$; $k = 93.8$. The directional results obtained in both kilns are coherent and statically very acceptable, with $\alpha_{95} < 5^\circ$ and a high precision parameter (k), indicating that they are well-defined and statistically robust.

3.3. Archaeointensity results

The acceptance criteria for individual palaeo or archaeointensity determinations are now becoming standardized (Paterson, 2011) and may be summarized as follows: 1) Directions of natural remanent magnetization (NRM) end-points at each step obtained from Thellier double heating experiments have to fall along a reasonably straight line, trending toward to the origin in the interval chosen for archaeointensity determination. 2) No significant deviation of NRM directions toward the applied field direction should be observed. 3) At least five aligned TRM-NRM points on the Arai plot must be used. 4) NRM fraction factor (f , Coe et al., 1978) ≥ 0.3 . This means that at least 30% of the initial NRM was used for archaeointensity determination. 5) A quality factor q (Coe et al., 1978) ≥ 4 (generally above 5), being $q = \frac{f \cdot g}{\beta}$; g , the gap factor (Coe et al., 1978) and β the relative standard error of the slope. 6) Archaeointensity results obtained from NRM-pTRM diagrams must not show an evident concave up shape, since in such cases remanence is probably associated with the presence of MD grains (Levi, 1977; Kosterov et al., 1998). 7) Positive pTRM checks, i.e., the deviation of 'pTRM' checks $< 15\%$ comparing to original NRM-TRM step.

Almost all 24 analyzed samples yielded technically acceptable results (Fig. 8a–b and Table 2). For these samples, the NRM fraction f used for determination ranges between 0.45 and 0.96 and the quality factor q from 4.96 to 36.0, being generally > 5 . In single cases, we accepted lower q values because the corresponding intensity was relatively close to the site mean value. The negative pTRM checks and clear deviation of NRM end points on associated orthogonal vector plots, acted as critical elements to reject failed samples (Fig. 8c). The cooling rate correction generally reduced the standard deviation of the mean intensities. The fragment-mean archaeointensity values obtained in this study range from $48.5 \pm 7.5 \mu T$ to $59.5 \pm 5.8 \mu T$.

4. Discussion

Two well-defined mean directions and absolute intensity determinations of the Earth's magnetic field have been obtained in the studied kilns. The archaeomagnetic dating procedure consists of the comparison of the direction and/or intensity mean values obtained with a regional secular variation curve or a geomagnetic field model for a given period at site coordinates. In those chronological intervals where the geomagnetic parameters (declination, inclination and/or intensity) intersect the master curve or the geomagnetic model, different age intervals will be obtained. The statistical combination of the probability density functions of these parameters suggests periods of the last kilns' use. In case of multiple chronological intervals, determining which one is the most plausible largely depends on the coherence with the archaeological context. Archaeomagnetic dating requires having a minimum chronological control usually derived from the archaeological context as is the case here.

The mean directions and archaeointensity values obtained in both kilns have been compared with the SCHA.DIF.14k geomagnetic model (Pavón-Carrasco et al., 2014) using the *archaeo_dating* software of

Table 2

Archaeointensity results at sample level, T_{min} - T_{max} : the temperature interval of intensity determination; N: the number of heating steps used; m, slope parameter; f, the fraction of NRM used for intensity determination; g: the gap factor; q: the quality factor as defined by Coe et al. (1978); H_{corr} : archaeointensity value corrected for cooling rate effect. Laboratory applied field was held 45 μ T.

Fragment	Lab-code	T_{min} - T_{max}	N	m	$\pm sm$	f	g	q	H(corr)	$\pm \sigma H$
Bell's kiln	99A001	150–475	8	-1324	0,024	0,774	0,757	32,32	59,58	1,08
	99A002	150–475	8	-1408	0,031	0,761	0,772	26,68	63,36	1,40
	99A003	150–475	8	-1394	0,040	0,795	0,798	22,11	62,73	1,80
	99A004	150–500	9	-1474	0,060	0,966	0,851	20,20	66,33	2,70
	99A005	150–500	9	-1152	0,034	0,960	0,824	26,80	51,84	1,53
	99A006	150–500	9	-1183	0,035	0,943	0,807	25,72	53,24	1,58
								Mean =	59,5	
								$1\sigma =$	5,8	
Tile's kiln Samples cored	99A008	150–515	10	-1302	0,025	0,831	0,832	36,01	58,59	1,13
	99A009	150–515	10	-1244	0,039	0,793	0,869	21,98	55,98	1,76
	99A010	150–500	9	-1288	0,046	0,768	0,858	18,45	57,96	2,07
	99A011	150–500	9	-1270	0,050	0,738	0,843	15,80	57,15	2,25
	99A012	150–500	9	-1046	0,043	0,678	0,849	14,00	47,07	1,94
	99A013	150–500	9	-1198	0,042	0,667	0,842	16,02	53,91	1,89
								Mean =	55,1	
								$1\sigma =$	4,3	
Tile's kiln Tile fragment 1	99A022	250–450	5	-0,989	0,083	0,540	0,705	4,54	44,51	3,74
	99A023	300–450	4	-1036	0,041	0,459	0,602	6,98	46,62	1,85
	99A024	250–450	5	-1139	0,040	0,566	0,705	11,36	51,26	1,80
	99A025	350–475	4	-1320	0,169	0,450	0,659	2,32	59,40	7,61
	99A026	200–475	7	-1151	0,056	0,682	0,764	10,71	51,80	2,52
	99A027	200–450	6	-0,832	0,048	0,465	0,687	5,54	37,44	2,16
								Mean =	48,5	
								$1\sigma =$	7,5	
Tile's kiln Tile fragment 2	99A029	250–515	8	-1267	0,064	0,667	0,827	10,92	57,02	2,88
	99A030	200–515	9	-1373	0,070	0,607	0,823	9,80	61,79	3,15
	99A031	200–500	8	-1249	0,068	0,564	0,818	8,47	56,21	3,06
	99A032	300–515	7	-1345	0,047	0,584	0,801	13,39	60,53	2,12
	99A033	300–500	6	-1228	0,093	0,476	0,789	4,96	55,26	4,19
	99A034	250–500	7	-1144	0,046	0,646	0,818	13,14	51,48	2,07
								Mean =	57,0	
								$1\sigma =$	3,7	

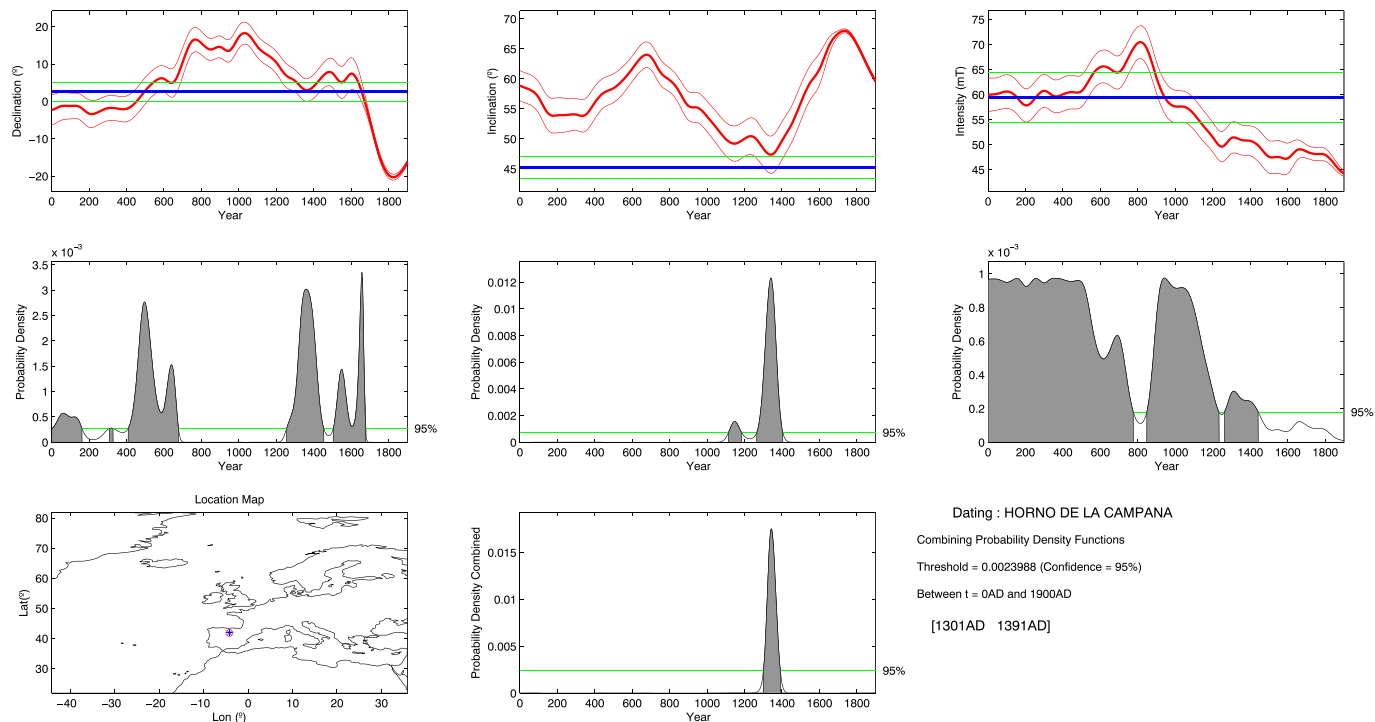


Fig. 9. Probability-of-age density functions obtained with the MATLAB tool from Pavón-Carrasco et al. (2011) for declination, inclination and intensity values using the SCHA.DIF.14K model for the bells' kiln at site coordinates. Results are expressed at 95% probability.

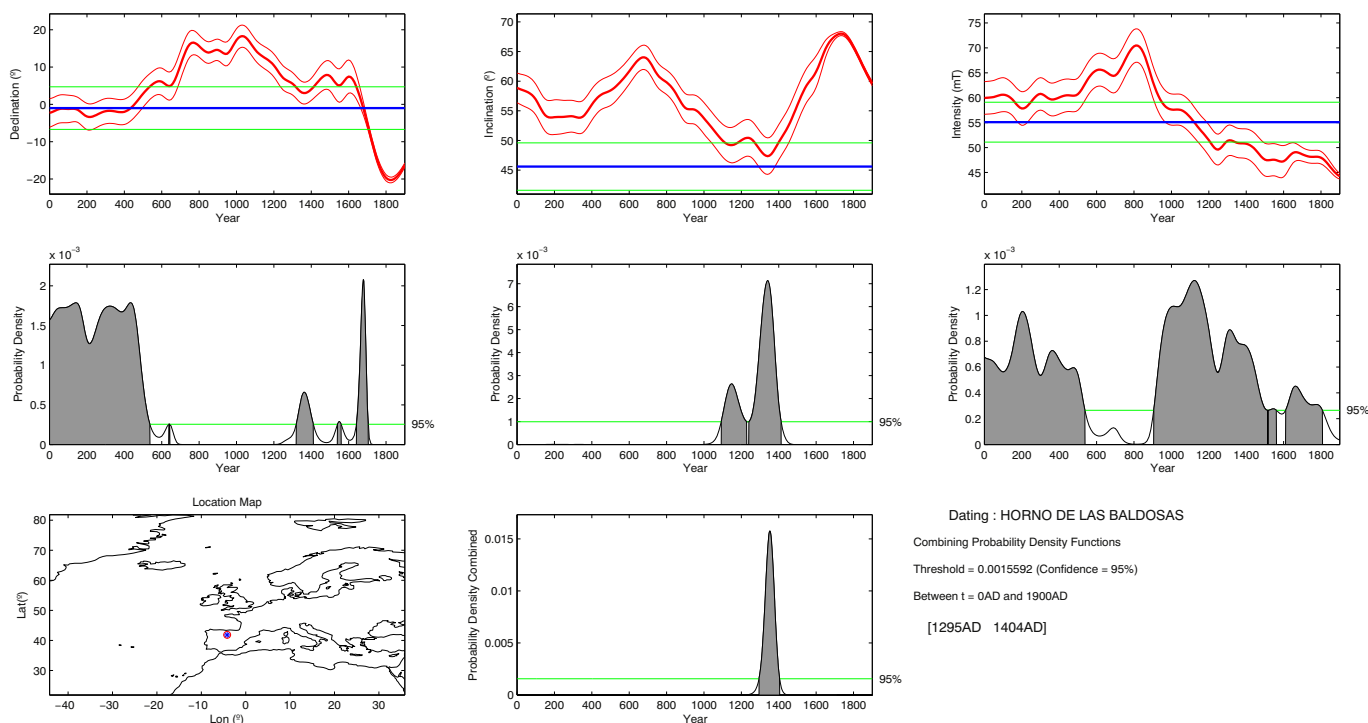


Fig. 10. Same graph as in Fig. 9 for the tiles' kiln.

Pavón-Carrasco et al. (2011). We selected this model because it is exclusively based on archaeomagnetic and lava flow data (only TRM determinations excluding sedimentary data) and for the last 3 ky the model predictions agree with those given by the global archaeomagnetic model ARCH3k.1 (Korte et al., 2009) and the European archaeomagnetic model SCHA.DIF.3k (Pavón-Carrasco et al., 2009). Basically, the SCHA.DIF.14k model includes the same information compiled by these younger archaeomagnetic models although updated with the most recent data, so it is perfectly suitable to carry out the dating. Indeed, the dating results obtained using these archaeomagnetic models including also the Iberian SV curve (Gómez-Paccard et al., 2006) are almost identical to those obtained with the SCHA.DIF.14k model reported below. Furthermore, using the *archaeo_dating* software has the advantage that avoids any eventual relocation error which has been proved to introduce significant errors (Casas and Inconato, 2007).

According to the probability density function, the last use of the bells' kiln is estimated between 1301 and 1391 CE (Fig. 9), whereas for the tiles' kiln is between 1295 and 1404 CE (Fig. 10), both at the 95% confidence level. These results indicate that the last use of both structures was probably coeval or happened closely confined in time, during the 14th century. More importantly, the archaeomagnetic dating obtained is archaeologically consistent since it is known that in the 16th century the monastic community lost most of its possessions (Moratinos and Palomino, 2010) providing a *terminus post quem*.

The low inclination values recorded in the Iberian archaeomagnetic database at Late Middle Ages are particularly helpful to constrain the last use of these kilns. During the last two millennia, inclination values like those obtained here are only recorded between the 12th and 15th centuries (Gómez-Paccard et al., 2006). A similar archaeomagnetic dating study where the magnetic inclination is particularly helpful to refine the last use of a medieval limekiln in Spain has been recently reported by Carrancho et al. (2017). Over the last decade, the archaeomagnetic dating method has certainly reached a significant maturity and degree of application at archaeological sites mainly of historical age. It is also true, however, that the majority of these studies are only based on directional analyses without including absolute

archaeointensity determinations. These are more uncommon among other reasons for methodological issues. The materials must fulfill strict requirements such as carry a full TRM, do not alter their mineralogy upon laboratory heating and preferably hold a single-domain (SD) grain size (for details, see Tauxe, 2010).

The knowledge of the full-vector of the geomagnetic field usually helps constraining the age in archaeomagnetic dating studies, but unfortunately not in our case. The mean intensity values obtained for both kilns and their associated errors do not allow to further restrict the temporal interval determined only by the directional data. Indeed, although important efforts are being carried out to improve the archaeointensity Western European database including Iberia (e.g.: Genevey et al., 2013; Gómez-Paccard et al., 2012, 2016), data are still relatively scarce and temporarily unevenly distributed. These kilns lack of independent dates (beyond the relative chronological information provided by the archaeological context), so the obtained absolute archaeointensity and directional results cannot be used as input data to refine SV curves or geomagnetic field models. Nevertheless, important archaeological information is obtained as the results provide age intervals of last use for both kilns with a dating resolution comparable to radiocarbon. For the moment, this is the only chronological information available at the site and is coherent with the archaeological context. Its archaeological interest also resides in the fact that the chronological information obtained is directly related to the abandonment of both structures and not directly with material associated with them that could be younger as radiocarbon usually dates. In summary, these results highlight the importance of maintaining a close collaboration between geophysicists and archaeologists in order to avoid the loss of information related to the cultural heritage. If this study had not been done, the chronological information obtained about the last use of both kilns would never have been known.

5. Conclusions

Archaeomagnetic directional, archaeointensity and rock-magnetic study carried out on two kilns at the monastery of Cevico Navero has revealed different conclusions summarized as follows:

A) The main magnetic carrier is Ti-poor titanomagnetite in pseudo-single-domain (PSD) state. High Koenigsberger (Q_n) ratio values, high reversibility in thermomagnetic curves and univectorial and stable NRM demagnetization diagrams indicate that the samples carry a TRM, being therefore suitable for absolute archaeointensity analysis. Such behaviour is also indicative that the samples underwent high heating temperatures in the past ($> 600^\circ\text{C}$).

B) Two well-defined mean directions were obtained in the kilns. The mean direction of the bells' kiln is: declination = 2.6° ; inclination = 45.2° ; α_{95} (α_{95}) = 1.8° ; $k = 221.3$. The mean direction of tiles' kiln is declination = 359.0° ; inclination = 45.6° ; $\alpha_{95} = 4.3^\circ$; $k = 93.8$. The directional results obtained are statically acceptable, with $\alpha_{95} < 5^\circ$ and a high precision parameter (k), indicating that they are well-defined and statistically robust.

C) Two successful absolute archaeointensity determinations using the classical Thellier protocol were obtained in both kilns with mean values ranging from 48.5 to 59.5 μT .

D) The comparison of the mean direction and intensity obtained in both kilns with the SCHA.DIF.14k model has determined a single interval of last use for the bells' kiln between 1301–1391 CE and for the tiles' kiln between 1295–1404 CE, at the 95% confidence level. These dates agree well with the archaeological evidence indicating that the last use of both kilns occurred almost simultaneously or closely confined in time (14th century). The dating resolution obtained is comparable to the radiocarbon with the benefit that archaeomagnetism dates the last use (abandonment) of the structures and no material associated to it which might be slightly younger.

Acknowledgements

N.G.R. acknowledges the financial support given by the Junta de Castilla y León and the European Union (FEDER funding). This study was financed by the project CGL2016-77560 of the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (MINECO) with also FEDER funding. A.G. acknowledges partial financial support given by CONACYT project n. 251297. Special thanks are also due to the archaeological team who worked at the site. Two anonymous reviewers are acknowledged for their constructive and helpful comments which improved the manuscript.

References

- Batt, C.M., Brown, M.C., Clelland, S.-J., Korte, M., Linford, P., Outram, Z., 2017. Advances in archaeomagnetic dating in Britain: new data, new approaches and a new calibration curve. *J. Archaeol. Sci.* 85, 66–82.
- Brown, M.C., Donadini, F., Korte, M., Nilsson, A., Lodge, A., Lengyel, S., Korhonen, K., Constable, C.G., 2015. GEOMAGIA50.v3: 1. General structure and modifications to the archaeological and volcanic database. *Earth Planets Space* 67, 83.
- Carrancho, A., Villalain, J.J., Pavon-Carrasco, F.J., Osete, M., Straus, L., Verges, J., Carretero, J., Angelucci, D., Gonzalez-Morales, M., Arsuaga, J., Bermudez-Castro, J., Carbonell, E., 2013. First directional European palaeosecular variation curve for the Neolithic based on archaeomagnetic data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 380, 124–137. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.031>.
- Carrancho, A., Herrejón Lagunilla, A., Vergès, J.M., 2016. Three archaeomagnetic applications of archaeological interest to the study of burnt anthropogenic cave sediments. *Quat. Int.* 414, 244–257.
- Carrancho, A., Goguitaichvili, A., Morales, J., Espinosa-Sota, J.A., Villalain, J.J., Arsuaga, J.L., Baquedano, E., Pérez-González, A., 2017. Full-vector archaeomagnetic dating of a medieval limekiln at Pinilla Del Valle site (Madrid, Spain). *Archaeometry* 59 (2), 373–394.
- Casas, L., Inconato, A., 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.
- Casas, L., Prevosti, M., Fouzai, B., Alvarez, A., 2014. Archaeomagnetic study and dating at five sites from Catalonia (NE Spain). *J. Archaeol. Sci.* 41, 856–867. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2013.10.020>.
- Catanzariti, G., Gómez-Paccard, M., McIntosh, G., Pavón-Carrasco, F.J., Chauvin, A., Osete, M.L., 2012. New archaeomagnetic data recovered from the study of Roman and Visigothic remains from central Spain (3rd–7th centuries). *Geophys. J. Int.* 188, 979–993.
- Chadima, M., Hrouda, F., 2006. Remasoft 3.0 a user-friendly palaeomagnetic databrowser and analyzer. *Trav. Geophys.* XXVII, 20–21.
- Chauvin, A., Garcia, Y., Lanos, P., Laubheimer, F., 2000. Paleointensity of the geomagnetic field recovered on archaeomagnetic sites from France. *Phys. Earth Planet. Inter.* 120, 111–136.
- Coe, R.S., 1967. Paleointensities of the earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *J. Geophys. Res.* 72 (12), 3247–3262. <https://doi.org/10.1029/JZ072i012p03247>.
- Coe, R.S., Grommé, S., Mankinen, E.A., 1978. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific non-dipole low. *J. Geophys. Res.* 83 (B4), 1740–1756. <https://doi.org/10.1029/JB083iB04p01740>.
- Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties titanomagnetites: grain size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 260–267.
- Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *J. Geophys. Res.* 107 (B3), 2057. <https://doi.org/10.1029/2001JB000487>.
- Fisher, R., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. Lond. Ser. A Math. Phys. Sci.* 217, 295–305.
- Gallet, Y., Genevey, A., Le Goff, M., 2002. Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archeological artefacts. *Phys. Earth Planet. Inter.* 131, 81–89.
- Genevey, A., Gallet, Y., Thébaud, E., Jesset, S., Le Goff, M., 2013. Geomagnetic field intensity variations in Western Europe over the past 1100 years. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 14 (8), 2858–2872.
- Goguitaichvili, A., Greco, C., Morales, J., 2011. Geomagnetic field intensity behavior in South America between 400 AD and 1800 AD: first archeointensity results from Argentina. *Phys. Earth Planet. Inter.* 186, 191–197.
- Goguitaichvili, A., Garcia, R., Pavón-Carrasco, F.J., Morales, J.J., Soler, A.M., Urrutia-Fucugauchi, J., 2018. Last three millennia Earth's magnetic field strength in Mesoamerica and southern United States: implications in geomagnetism and archaeology. *Phys. Earth Planet. Inter.* 279, 79–91.
- Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., McIntosh, G., Osete, M.L., Catanzariti, G., Ruiz-Martínez, V.C., Núñez, J.I., 2006. First archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula: comparison with other data from Western Europe and with global geomagnetic field models. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7, Q12001.
- Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., Dufresne, P., Kovacheva, M., Hill, M.J., Beamud, E., Blain, S., Bouvier, A., Guibert, P., Team, Archaeological Working, 2012. Improving our knowledge of rapid geomagnetic field intensity changes observed in Europe between 200 and 1400 AD. *Earth Planet. Sci. Lett.* 355, 131–143.
- Gómez-Paccard, M., Osete, M.L., Chauvin, A., Pavón-Carrasco, F.J., Pérez-Asensio, M., Jiménez, P., Lanos, P., 2016. New constraints on the most significant palaeointensity change in Western Europe over the last two millennia. A non-dipolar origin? *Earth Planet. Sci. Lett.* 454, 55–64.
- Grommé, C.S., Wright, T.L., Peck, D.L., 1969. Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 74, 5277–5294.
- Hagstrum, J.T., Blinman, E., 2010. Archeomagnetic dating in western North America: an updated reference curve based on paleomagnetic and archeomagnetic data sets. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11 (6), Q06009. <https://doi.org/10.1029/2009GC002979>.
- Hervé, G., Chauvin, A., Lanos, P., 2013. Geomagnetic field variations in Western Europe from 1500BC to 200 AD. Part I: directional secular variation curve. *Phys. Earth Planet. Inter.* 218, 1–13.
- Kapper, K.L., Donadini, F., Mauvilly, M., Panovska, S., Hirt, A.M., 2014. New directional archaeomagnetic data of burned cave sediments from Switzerland and geomagnetic field variations in Central Europe. *Geophys. J. Int.* 198, 1208–1221.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699–718.
- Korte, M., Donadini, F., Constable, C.G., 2009. Geomagnetic field for 0–3 ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q06008. <https://doi.org/10.1029/2008GC002297>.
- Kosterov, A.A., Perrin, M., Glen, J.M., Coe, R.S., 1998. Paleointensity of the Earth's magnetic field in Early Cretaceous time: the Parana Basalt, Brazil. *J. Geophys. Res.* 103 (B5), 9739–9753. <https://doi.org/10.1029/98JB00022>.
- Lengyel, S., 2010. The pre-AD 585 extension of the U.S. Southwest archaeomagnetic reference curve. *J. Archaeol. Sci.* 37 (12), 3081–3090.
- Levi, S., 1977. The effect of magnetite particle size on paleointensity determinations of the geomagnetic field. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 245–259.
- Morales, J., Goguitaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., 2007. Cooling rate effect as a cause of systematic overestimating of the absolute Thellier paleointensities: a cautionary note. *Stud. Geophys. Geod.* 51, 315–326.
- Morales, J., Goguitaichvili, A., Acosta, G., González, T., Alva-Valdivia, L., Robles-Camacho, J., Hernández-Bernal, S., 2009. Magnetic properties and archeointensity determination on pre-Columbian pottery from Chiapas, Mesoamerica. *Earth Planets Space Special Issue* 61, 83–91.
- Moratinos, M., Palomino, A., 2010. San Pelayo de Cerrato: de la fundación Monástica a la fundación Grupo Siro. Fundación Grupo Siro. (98 pg).
- Osete, M.L., Chauvin, A., Catanzariti, G., Jimeno, A., Campuzano, S.A., Benito-Batanero, J.P., Taberner-Galán, C., Roperch, P., 2016. New archaeomagnetic data recovered from the study of celibric 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., 2017. New archaeomagnetic directions from Portugal and evolution of the geomagnetic field in Iberia from Late Bronze Age to Roman Times. *Phys. Earth Planet. Inter.* 270, 183–194.
- Paterson, G.A., 2011. A simple test for the presence of multidomain behaviour during paleointensity experiments. *J. Geophys. Res.* 116, B10104. <https://doi.org/10.1029/2011JB008369>.

- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., Gaya-Piqué, L.R., 2009. A regional archaeomagnetic model for Europe for the last 3000 years, SCHA.DIF.3K: applications to archaeomagnetic dating. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10 (3).
- Pavón-Carrasco, F.J., Rodríguez-González, J., Osete, M.L., Miquel, J., 2011. A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *J. Archaeol. Sci.* 38, 408–419.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., De Santis, A., 2014. A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 98–109.
- Prevosti, M., Ll, Casas., Roig-Perez, J.F., Fouzai, B., Alvarez, A., Pitarch, A., 2013. Archaeological and archaeomagnetic dating at a site from the ager Tarraconensis (Tarragona, Spain): El Vila-sec Roman pottery. *J. Archaeol. Sci.* 40, 2686–2701. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2013.01.027>.
- Schnepf, E., Lanos, P., 2005. Archaeomagnetic secular variation in Germany during the past 2500 years. *Geophys. J. Int.* 163, 479–490.
- Stacey, F.D., 1967. The koenigsberger ratio and the nature of thermoremanence in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2, 67–68.
- Stillinger, M.D., Feinberg, J.M., Frahm, E., 2015. Refining the archaeomagnetic dating curve for the Near East: new intensity data from Bronze Age ceramics at Tell Mozan, Syria. *J. Archaeol. Sci.* 53, 345–355.
- Tauxe, L., 2010. *Essentials of Paleomagnetism*. University of California Press, Berkeley.
- Tema, E., Kondopoulou, D., 2011. Secular variation of the Earth's magnetic field in the Balkan region during the last 8 millennia based on archaeomagnetic data. *Geophys. J. Int.* 186, 603–614.
- Tema, E., Hedley, I., Lanos, Ph., 2006. Archaeomagnetism in Italy: a compilation of data including new results and a preliminary Italian secular variation curve. *Geophys. J. Int.* 167, 1160–1171.
- Tema, E., Fantino, F., Ferrara, E., Lo Giudice, A., Morales, J., Goguitchaichvili, A., Camps, P., Barello, F., Gulmini, M., 2013. Combined archaeomagnetic and thermoluminescence study of a brick kiln excavated at Fontanetto Po (Vercelli, Northern Italy). *J. Archaeol. Sci.* 40 (4), 2025–2035.
- Thellier, E., Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15, 285–376.

12. DISCUSIÓN

12.1. Determinaciones de arqueointensidad absoluta en fragmentos cerámicos y fragmentos de material arcilloso quemado de época prehistórica. ¿Son materiales adecuados para obtener datos fiables de arqueointensidad?

12.2. Direcciones paleomagnéticas y determinaciones de arqueointensidad en el yacimiento arqueológico de Grakliani (Rep. Georgia).

12.3. La variación de la intensidad del CMT en Iberia entre el 5200 a.C y el 300 a.C.

12.4. Variación de la intensidad del CMT en la prehistoria reciente en la península ibérica y el Cáucaso.

Los resultados arqueomagnéticos y de arqueointensidad obtenidos en los yacimientos arqueológicos Cerro de San Vicente, Casa del Mitreo, La Pudía I y Cevico Navero, se han publicado en artículos científicos internacionales específicos, y se encuentran recogidos en los capítulos 7, 9, 10 y 11 de la memoria, respectivamente. En cada uno de estos artículos se discuten en detalle los enfoques, métodos, problemas, resultados y conclusiones de cada estudio, por lo que este capítulo está centrado únicamente en discutir el resto de temas de la tesis. No obstante, el capítulo dedicado a las conclusiones abarcará todos los estudios.

12.1. Determinaciones de arqueointensidad absoluta en fragmentos cerámicos y fragmentos de material arcilloso quemado de época prehistórica. ¿Son materiales adecuados para obtener datos fiables de arqueointensidad?

En este apartado se discuten los problemas surgidos así como los resultados y conclusiones obtenidas de los materiales arqueológicos descritos en el apartado 4.2 del capítulo “Materiales” y en los capítulos 5 y 6 de “Resultados”. Para esta tesis se han analizado mediante experimentos de arqueointensidad de tipo Thellier-Coe y Thellier-IZZI un total de 68 especímenes de material arcilloso quemado (fragmentos de suelo, pared, hoyos, etc.) y 111 especímenes de fragmentos cerámicos. A excepción de los materiales de cronología histórica (los hornos de Casa del Mitreo y Cevico Navero y los hogares de La Pudía I), la gran mayoría son materiales arqueológicos de la prehistoria reciente, desde el Neolítico a la Edad del Hierro inclusive. Se han obtenido determinaciones de arqueointensidad en 45 especímenes de material arcilloso quemado (tasa de éxito del 66.1%) y en 40 especímenes de fragmentos cerámicos (tasa de éxito del 36%). Los valores de arqueointensidad que se obtuvieron para los materiales arcillosos quemados oscilaron, tras aplicar la corrección de ATRM, entre $33.8 \pm 12.0 \mu\text{T}$ y $66.7 \pm 18.6 \mu\text{T}$ (ver Tabla 5.2 del capítulo 5). En el caso de los fragmentos cerámicos, y tras haber aplicado también la corrección de ATRM, los valores medios de arqueointensidad oscilaron entre $12.3 \pm 2.4 \mu\text{T}$ y $46.5 \pm 2.9 \mu\text{T}$ (ver Tabla 6.2 del capítulo 6). Si bien son valores que oscilan en un rango amplio, hay que tener en cuenta que se trata de materiales que abarcan varios miles de años por lo que, *a priori*, se puede considerar que representan un valor real del CMT.

Los métodos de arqueointensidad utilizados (Thellier-Coe y Thellier-IZZI) han permitido, en algunos estudios, comparar los resultados, obteniendo una alta reproducibilidad, lo cual aporta rigurosidad y fiabilidad (Calvo-Rathert et al., 2019; García-Redondo et al., 2021). Por otra parte, los propios materiales arqueológicos son especialmente valiosos para obtener determinaciones de arqueointensidad por la escasez de datos existentes para estas cronologías de la prehistoria reciente.

Teniendo en cuenta las determinaciones positivas tanto en materiales arcillosos como en fragmentos cerámicos, se han obtenido determinaciones positivas en un gran número de especímenes, concretamente en un 47.4% de los especímenes analizados. Esto es importante resaltarlo porque la tasa de éxito que tienen los experimentos de

paleointensidad suele ser generalmente muy baja, sobre todo cuando se trata de materiales prehistóricos quemados como cerámicas. Muchos trabajos sobre cerámicas prehistóricas publican tasas de éxito del orden del 25% e incluso menos (ej.: Allington et al., 2021; Fanjat et al., 2013; Rivero-Montero et al., 2021; Kondopoulou et al., 2017). Esta escasa tasa de éxito atiende a distintos motivos ya mencionados en capítulos previos, como son la necesidad de que la remanencia sea una termorremanencia, el problema de que se produzcan alteraciones durante los múltiples recalentamientos en el laboratorio o que la remanencia no esté esencialmente portada por granos monodominio. Que alguna de estas circunstancias acontezca aislada o conjuntamente en materiales arqueológicos prehistóricos quemados no es extraño y de ahí, la baja tasa de éxito generalmente obtenida. Por estas razones metodológicas y por la enorme inversión de tiempo y esfuerzo que implican estos análisis, es necesario evaluar la posibilidad de obtener determinaciones exitosas en muestras piloto mediante diversos análisis preliminares. Estos fundamentalmente implican la realización de la desmagnetización térmica de la NRM así como curvas termomagnéticas, tal y como detallamos a continuación.

-Desmagnetización térmica de la NRM y curvas termomagnéticas previas a los experimentos de arqueointensidad:

Tal y como se ha explicado, conviene excluir de antemano muestras que claramente no exhiban propiedades adecuadas para obtener determinaciones fiables de arqueointensidad. Es un ahorro considerable de tiempo y esfuerzo en unos análisis cuya tasa de éxito es ya de por sí baja. Para saber qué muestras se pueden excluir de los experimentos de arqueointensidad, a lo largo de esta tesis se ha realizado la desmagnetización térmica de la NRM y una curva termomagnética de cada fragmento analizado de manera previa a los experimentos de arqueointensidad (e.j.: Alva-Valdivia, et al., 2021; Ertepinar et al., 2020; García-Redondo et al., 2020, 2021; Gogichaishvili et al., 2018). Algunos investigadores tienen en cuenta preferentemente como criterio de preselección de muestras los experimentos de magnetismo de las rocas (ej.: Cai et al., 2020; Kostadinova-Avramova et al., 2019). La desmagnetización térmica de la NRM y el análisis de su estructura direccional puede ser también indicativa de si la muestra es portadora o no de una TRM total. Las muestras de materiales arqueológicos quemados con varias componentes o vectores paleomagnéticos no son portadoras de una TRM total, sino que incluyen termorremanencias parciales e incluso otro tipo de remanencias (ej., CRM o TCRM). Por el contrario, es mucho más probable que diagramas ortogonales de desmagnetización térmica de la NRM univectoriales sí reflejen una TRM total. Estos análisis preliminares son útiles para preseleccionar qué muestras son más idóneas para obtener datos de arqueointensidad. No obstante, no hay un consenso entre los investigadores sobre cómo afrontar esa preselección de muestras y si merece la pena hacerse. También hay trabajos en los que no se realiza una desmagnetización térmica de la NRM ni experimentos de magnetismo de las rocas de manera previa a los experimentos de arqueointensidad; es decir, no se hace una preselección y se aplica en

todas las muestras los experimentos de arqueointensidad (ej.: Ben-Yosef, et al., 2017). Sin embargo, consideramos que no debe excluirse un análisis de la desmagnetización térmica de la NRM, porque también permite determinar qué pasos de temperatura se va a seguir en los experimentos de arqueointensidad.

La aplicación de criterios de preselección puede suponer desechar un elevado número de muestras, sobre todo en cerámicas prehistóricas cuyos diagramas de Zijderveld que a menudo son multivectoriales. Esto puede deberse a que a lo largo de su vida han experimentado más de un calentamiento (es decir, presentan pTRMs), especialmente aquellas destinadas a usos domésticos o culinarios (Francés-Negro, et al., 2019). Entre los fragmentos cerámicos estudiados en esta tesis se encuentran doce procedentes del yacimiento arqueológico neolítico de “Los Cascajos”. En todos los doce fragmentos se realizó una desmagnetización térmica de la NRM y una curva termomagnética, pero solo tres mostraron un comportamiento adecuado para ser analizados mediante los experimentos de arqueointensidad debido a que los diagramas de Zijderveld eran univectoriales y las curvas termomagnéticas reversibles. Por lo tanto, se desecharon directamente nueve fragmentos. Más llamativo es el estudio realizado con los fragmentos cerámicos de “El Portalón de Cueva Mayor” (Atapuerca), donde se analizó la mineralogía magnética y se desmagnetizó térmicamente la NRM de treinta y seis fragmentos, de los cuales solo doce mostraron un comportamiento adecuado para obtener buenos resultados en los experimentos de arqueointensidad. De estos doce, seis aportaron determinaciones fallidas. Los diagramas univectoriales (básicamente definidos por una única componente paleomagnética), son más comunes en materiales arqueológicos como hornos, donde la señal magnética se encuentra mucho más estabilizada debido a que se trata de estructuras que han alcanzado temperaturas por encima de 500-600 °C y seguramente, han sido recalentadas a altas temperaturas muchas más veces que una cerámica (Kostadinova-Avramova y Kovacheva, 2015). La cerámica ha podido ser recalentada, pero en lo que respecta a cerámicas prehistóricas, es muy poco probable que hayan alcanzado temperaturas por encima de 500-600°C al recalentarse, que es la temperatura a la cual la señal magnética se “resetea” (la temperatura variará dependiendo del mineral que porte la señal magnética). Este problema no lo observamos en los materiales arcillosos quemados estudiados en esta tesis (ej.: pellas de barro, revestimientos de muros, etc.). Todas las curvas termomagnéticas realizadas en los materiales arcillosos quemados se caracterizan por ser altamente reversibles. De los quince fragmentos cuya NRM fue desmagnetizada térmicamente, únicamente tres no fueron utilizados para los experimentos de arqueointensidad debido a que presentaban diagramas de Zijderveld con comportamientos paleomagnéticos no univectoriales. En la figura 12.1 se recopilan ejemplos representativos de diagramas de Zijderveld estudiados como el hogar central del Cerro de San Vicente, Salamanca (Fig. 12.1a), el horno romano de Casa del Mitreo (Fig. 12.1b), un fragmento cerámico prehistórico de El Portalón de Cueva Mayor (Fig. 12.1c) y un fragmento de material arcilloso quemado del yacimiento de la Edad del Bronce de Pico Romero (Fig. 12.1d).

Un aspecto importante observado en esta investigación es que la tasa de éxito en las determinaciones de arqueointensidad varía también en función del tipo de material analizado. Mientras que la tasa de éxito en un horno puede ser muy alta (un 96.4% en el caso del horno romano de Casa del Mitreo, Mérida), en los fragmentos cerámicos prehistóricos es marcadamente inferior. A pesar de los esfuerzos y la rigurosidad metodológica llevada a cabo en los experimentos e incluso habiendo realizado previamente una preselección del material según sus propiedades magnéticas, es mucho más complicado obtener determinaciones de arqueointensidad positivas en cerámicas prehistóricas que en cualquier otro tipo de material arqueológico quemado. Muy probablemente, aquí influyen factores como las temperaturas alcanzadas, la existencia de múltiples calentamientos a temperaturas moderadas (*ca.* 400-450 °C), cómo de estable es la mineralogía ferromagnética producto de esos recalentamientos, etc. (ej.: Kostadinova-Avramova y Kovacheva, 2015). Como ya se ha mencionado, la tasa de éxito conseguida en los materiales arcillosos quemados fue de 66.1% frente al 36% de los fragmentos cerámicos. Además, hay que destacar que de las 45 determinaciones positivas obtenidas de los materiales arcillosos quemados (pellas, etc.), 26 cumplen con los criterios de calidad tipo A, mientras que en los fragmentos cerámicos solo 7 determinaciones cumplen con los criterios de calidad tipo A. Es importante tener en cuenta que las cerámicas prehistóricas suelen tener pastas gruesas, cocciones heterogéneas, sus recalentamientos (si suceden) alcanzan temperaturas intermedias (*ca.* 400 – 450 °C) y sus desgrasantes suelen incluir granos grandes que les dan un aspecto espeso y tosco (Francés-Negro et al. 2019). Esos rasgos son totalmente distintos en las cerámicas históricas realizadas a torno, con desgrasantes finos y cocciones homogéneas. De alguna manera, esos factores influyen en los resultados de arqueointensidad.

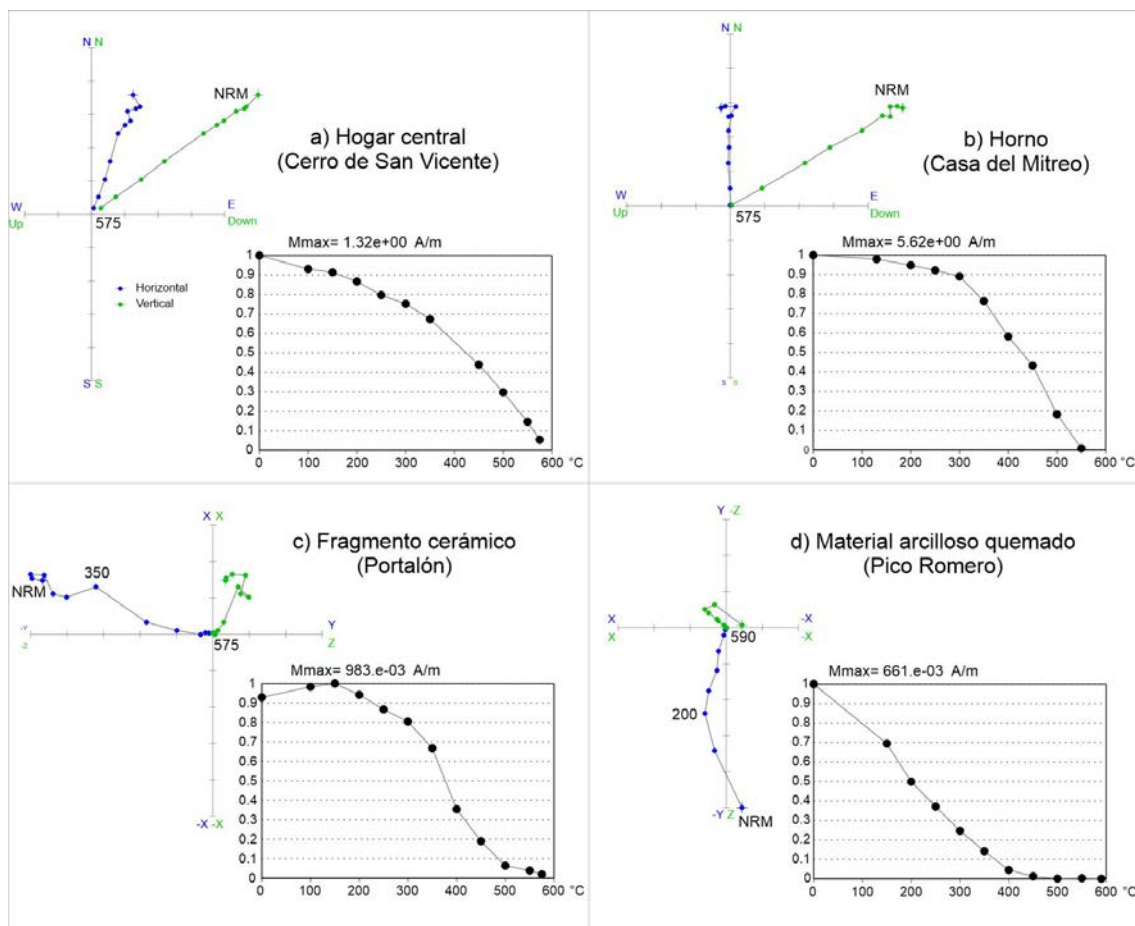


Figura 12.1. Diagramas de Zijderveld y de la variación de la intensidad de la remanencia en función de la temperatura aplicada representativos de distintos tipos de materiales arqueológicos quemados. a) hogar, b) horno, c) fragmento cerámico, d) material arcilloso quemado. Las muestras de los diagramas a y b fueron seleccionadas para los experimentos de arqueointensidad, mientras que las muestras c y d fueron rechazadas. Se indican los principales pasos de desmagnetización así como sus respectivas caídas de intensidad.

-Reutilización/recalentamiento de las cerámicas prehistóricas:

Se han realizado experimentos de arqueointensidad en 19 fragmentos cerámicos prehistóricos. De estos 19 fragmentos, 10 han aportado determinaciones positivas, 7 fragmentos han aportado determinaciones negativas y 2 tienen diagramas de Arai con un comportamiento particular. En la figura 12.2 se ilustran seis diagramas de Arai correspondientes a especímenes de estos dos fragmentos procedentes del yacimiento de El Portalón de Cueva Mayor.

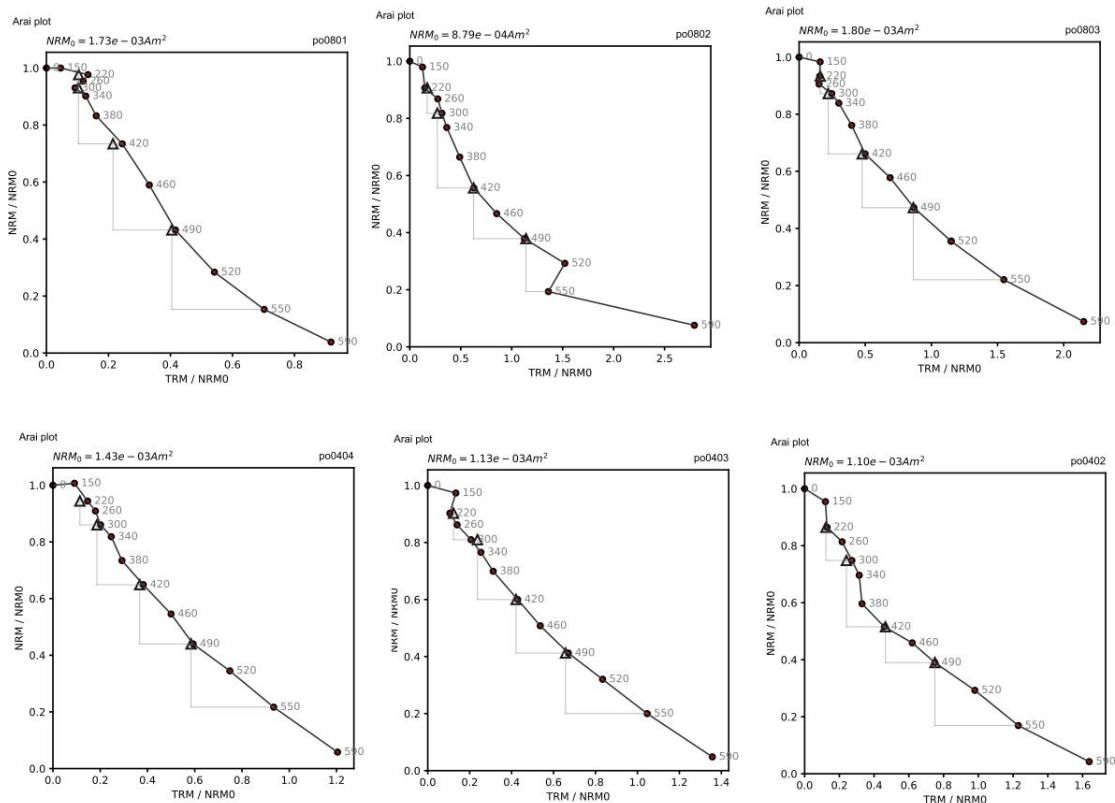


Figura 12.2. Diagramas de Arai con dos pendientes procedentes de seis especímenes de dos fragmentos cerámicos prehistóricos de El Portalón (Sierra de Atapuerca, Burgos) caracterizados por un comportamiento anómalo (ver texto).

Se trata de 8 diagramas de Arai (4 especímenes de cada fragmento) que no son lineales ni completamente cóncavos, sino que aparentemente tienen dos pendientes (Fig. 12.2). La primera de estas pendientes está definida entre 100 y 380-400 °C. La segunda pendiente se define desde 380-400 °C hasta 590 °C. Aplicando de manera formal los criterios de selección descritos en el capítulo de “Metodología”, solo se cumplen si se selecciona para el cálculo de la intensidad el segundo tramo del diagrama de Arai. En cambio, si seleccionamos el primer tramo del diagrama de Arai (hasta 380-400 °C), no se cumplen los criterios de selección.

Una de las posibilidades para explicar este comportamiento singular es la posible presencia de granos multidominio (MD). En ese caso, los diagramas de Arai reflejarían una forma cóncava. La presencia de tales granos tampoco se observa en el diagrama de Day (Day et al., 1977; Dunlop, 2002) mostrado en el capítulo 6 de “Resultados”. Además, los *pTRM-checks* realizados durante el experimento tampoco reflejan la presencia de alteraciones mineralógicas. No obstante, existe la posibilidad de que estas muestras tengan granos MD cuya presencia no se haya manifestado de forma clara en los diagramas de Arai con su característica forma cóncava, sino con concavidades leves que, aparentemente, dan lugar a dos pendientes.

Por otro lado, existe también la posibilidad de que estas dos pendientes se deban a un posible recalentamiento de las cerámicas a temperaturas intermedias (ca. 350 – 400 °C), por ejemplo por actividades culinarias. Francés-Negro et al., (2019) ya observaron recalentamientos entre 350 hasta 430 °C en los diagramas de desmagnetización térmica de la NRM de varias cerámicas neolíticas y calcolíticas de este mismo yacimiento, El Portalón. Es necesario mencionar que buena parte de los fragmentos analizados para experimentos de arqueointensidad han sido galbos, es decir, procedentes de la parte intermedia del cuerpo (barriga) del recipiente cerámico. En las excavaciones arqueológicas predomina la aparición de galbos frente a los bordes, que son menos numerosos. Sin embargo, los bordes pueden ser, *a priori*, materiales más idóneos para obtener buenas determinaciones de arqueointensidad. Francés-Negro et al., (2019) realizaron un estudio de arqueología experimental controlando las temperaturas en varios recipientes cerámicos. En la quema original (de manufactura) se superaron los 700 °C y se registraron diagramas de Zijderveld univectoriales, indicativos del registro de una TRM total. Posteriormente, una selección de esas cerámicas fue recalentada a temperaturas intermedias (entre 350 – 450 °C) simulando actividades domésticas de cocinado. Estas muestras registraron pTRMs en la mitad inferior del recipiente mientras que la mitad superior (borde), preservaban la TRM completa original. Por una parte, este patrón sirvió para diferenciar entre recipientes de almacenaje (muestras univectoriales) vs. muestras utilizadas en actividades domésticas (muestras multivectoriales). La coincidencia entre los resultados arqueomagnéticos de las muestras arqueológicas y experimentales apoyaba esta interpretación. Un recalentamiento a temperaturas altas (> 600 °C) que pueda registrar una nueva TRM no es excluible, pero sí improbable en utillaje cerámico prehistórico. En todo caso, se demostraba que, ante eventuales recalentamientos, la mitad superior del recipiente (labios o bordes) son menos susceptibles a registrar pTRMs, a diferencia de la mitad inferior del recipiente. Por lo tanto, la zona superior (el borde) del recipiente sería la más idónea para obtener datos de arqueointensidad fiables, ya que teóricamente, preservaría la TRM total original. Obviamente, esto puede variar según sea el tamaño del recipiente (ej.: los recipientes calcolíticos son generalmente bajos), pero estos resultados son un patrón a tener en cuenta.

Teniendo en cuenta la posibilidad de que estos diagramas de Arai con dos pendientes estén relacionados con posibles recalentamientos según el trabajo de Francés-Negro et al., (2019), podemos concluir que aquellos recipientes que estuvieron destinados al almacenaje son más propicios para obtener buenas determinaciones de arqueointensidad absoluta. Es decir, sin interferencias debido a la adquisición de pTRMs, ya que habrían experimentado un único calentamiento frente a los múltiples recalentamientos que experimenta un recipiente cerámico de uso culinario. Por otro lado, Kondopoulou et al., (2017) señalan que los recalentamientos pueden ser también consecuencia de un incendio que se haya producido en un asentamiento ya cubierto cuando las cerámicas estaban enterradas. De esta manera, la superficie calentada podría producir alteraciones térmicas (una remagnetización) en los restos arqueológicos enterrados en una etapa previa. Sin embargo, en la solicitud de material que se hizo a los colegas arqueólogos se

hizo hincapié en que las muestras no procedieran de niveles quemados para evitar este problema.

Desde el punto de vista etnográfico, los trabajos (Damon, 2017; Hildebrand y Hagstrum, 1999, Jiménez, 2008; Schiffer, 1972) apuntan a que los recipientes cerámicos destinados a un uso culinario son los últimos en reemplazarse dentro de una comunidad, por lo que experimentarían numerosos recalentamientos hasta que el recipiente dejase de ser útil. Varien y Mills (1997) documentaron entre la sociedad Maya Aguateca una media de vida para este tipo de cerámicas de 1,7 años. Este caso puede ser excepcional, pero si bien la cerámica se puede romper por un uso continuado, es bastante raro que perdure más de unos pocos años. Es decir, estamos hablando de un lapso de tiempo que desde el punto de vista paleomagnético no tendría relevancia ya que el campo magnético terrestre apenas varía en un tiempo tan corto.

Los experimentos plasmados en el capítulo 6 (apartado 6.2) apoyan que las dobles pendientes observadas en los diagramas de Arai de esta tesis parecen estar más relacionados con la mineralogía magnética que con una secuencia de adquisición de remanencias. Como ya se ha indicado, se decidió rechazar los resultados obtenidos en estos especímenes y no considerarlos para fines de modelado geomagnético.

-Criterios de selección de determinaciones fiables en las muestras cerámicas prehistóricas:

Esta problemática descrita previamente con las cerámicas es la que lleva a plantear en esta tesis la necesidad de establecer, dentro de los experimentos de arqueointensidad, unos criterios de selección específicos para este tipo de materiales. En esta tesis se ha establecido como criterio de selección f el valor de 0.5 (tanto para calidad A como calidad B) para los fragmentos cerámicos prehistóricos. Este criterio es el que estima la cantidad de recta del diagrama de Arai que se selecciona para obtener el resultado de arqueointensidad. Otros autores como Paterson et al., (2014), establecen como criterio de selección f el valor de 0.35, el cual sí que se ha seguido para el resto de los materiales arqueológicos con determinaciones de calidad B estudiados en esta tesis. Sin embargo, las cerámicas prehistóricas presentan un comportamiento paleomagnético característicamente complejo y particular, por lo que seleccionar únicamente un tercio del diagrama de Arai supone un riesgo debido a la posible pérdida de información relevante o, lo que es lo mismo, estaríamos omitiendo parte de ese comportamiento particular. Además, un análisis tan parcial, que solo implica un tercio de la curva, presenta el peligro de que ese tercio elegido no represente el comportamiento real en este tipo de diagramas especialmente complejos. Por otro lado, hay autores que imponen unos criterios aún más duros (ej.: Shaar y Tauxe, 2013). De esta forma se aseguran que las determinaciones que superan estos criterios tan estrictos realmente proporcionan un resultado fiable. El peligro de este enfoque es que se pueden eliminar de esta forma determinaciones que, en principio, pueden ser buenas, lo cual, en el peor de los casos, podría dar lugar a un sesgo determinado en los resultados seleccionados.

Es por ello que para obtener unos resultados fiables en el estudio de la paleointensidad de cerámicas prehistóricas, hemos decidido emplear un valor de $f = 0.5$. Estudios recientes como el de Rivero-Montero et al., (2021), ya utilizan $f = 0.5$ como criterio de calidad en el estudio de cerámicas prehistóricas.

-Anisotropía de la termorremanencia (ATRM) en fragmentos cerámicos y materiales arcillosos prehistóricos:

Debido a la propia manufactura de materiales arqueológicos como cerámicas, suelos o revestimientos de paredes y hoyos, se podría pensar que se trata de materiales muy anisótropos a causa de las manipulaciones necesarias para darles su forma (Kovacheva et al., 2009; Tema, 2009). Sin embargo, los resultados obtenidos en esta tesis muestran que no todos estos materiales son muy anisótropos. El parámetro de anisotropía f (véase capítulo 5) observado en los materiales arcillosos (ej.: pellas de barro, revestimientos de paredes, etc.) oscila entre valores moderados (1.10 y 0.93). Pese al proceso de manufactura que han experimentado, estos se caracterizan por ser poco anisótropos. Sin embargo, esto no puede extrapolarse a todos los materiales arcillosos, ya que depende mucho del tratamiento que se haya dado durante la manufactura. Por otro lado, el parámetro de anisotropía de los fragmentos cerámicos estudiados en esta tesis varía entre 1.54 y 0.87. Osete et al., (2016), observaron valores de anisotropía que modificaban hasta en un 86% el valor de arqueointensidad obtenido en los fragmentos cerámicos que estudiaron. Es bien sabido que las cerámicas son altamente anisótropas aunque los valores de anisotropía en estudios de este tipo no suelen ser tan altos como los observados por Osete et al., (2016). En todo caso, esta diferencia de resultados entre materiales que *a priori* deberían comportarse de forma similar reafirma la importancia de realizar siempre experimentos de corrección de la anisotropía de la termorremanencia (ATRM) en los materiales arqueológicos quemados, especialmente prehistóricos, ya que el resultado final de arqueointensidad puede verse notablemente alterado. Recientemente, Palencia-Ortas et al., (2021) incidían en la importancia de abordar estas correcciones también en estudios direccionales de ciertos materiales arqueológicos quemados, pues la dirección puede verse distorsionada de forma significativa (en el mencionado trabajo se observan desviaciones entre 2 y 13°), lo cual tiene implicaciones tanto geomagnéticas como geocronológicas (datación).

Un aspecto interesante que se ha observado es que no existe una relación entre fases culturales y valores de anisotropía de la termorremanencia, al menos para los materiales de esta tesis. Es posible que esta relación sí se pueda observar al comparar cerámicas hechas a mano, como las prehistóricas aquí estudiadas, con cerámicas a torno (del Hierro II en adelante), donde el trabajo de apelmazamiento y amasado se reduce. Esa es una cuestión a explorar en el futuro, pero dado que la manufactura (entre otros factores) de las cerámicas prehistóricas e históricas era distinta cabe esperar que, en consecuencia, su registro magnético se vea afectado por ello.

-Conclusiones finales a la discusión:

La discusión presentada a lo largo de este apartado acerca de si los materiales cerámicos y arcillosos prehistóricos quemados son adecuados para los experimentos de arqueointensidad ha permitido concluir que estos últimos (pellas, rellenos de hoyos, etc.) presentan mejores condiciones y una tasa de éxito mayor que las cerámicas en este tipo de experimentos. Los materiales arcillosos quemados estudiados son fragmentos asociados a eventos de quema y abandono de estructuras (paredes y suelos quemados, revestimientos de hoyos, etc.), fundamentalmente calcolíticos y en menor medida de la Edad del Bronce y del Hierro, que fueron calentados a muy alta temperatura, > 800-900 °C (Fonseca de la Torre et al, 2017; *aceptado*). Hasta donde sabemos, nadie había trabajado antes en el análisis magnético de estos materiales prehistóricos, entre otras cosas porque desde el punto de vista arqueológico, han sido materiales tradicionalmente despreciados al no ser tipológicamente muy informativos y estar en posición secundaria (*ex situ*). Por otro lado, es necesario destacar que los fragmentos cerámicos prehistóricos también permiten obtener datos de arqueointensidad, aunque sea con una menor tasa de éxito y con una dificultad mayor en la interpretación. Las tasas de éxito que se manejan en esta tesis para los experimentos de arqueointensidad rondan aproximadamente el 66% en los materiales arcillosos y el 33% para los fragmentos cerámicos. Por otro lado, y como ya se ha mencionado anteriormente, cuando se trate de fragmentos cerámicos puede resultar más útil, desde el punto de vista arqueomagnético, estudiar fragmentos procedentes de recipientes destinados al almacenaje (caracterizados por diagramas de desmagnetización térmica de la NRM univectoriales y potencialmente portadores de una TRM). Alternativamente, en el caso de recipientes de uso culinario, interesa estudiar fragmentos de la mitad superior para evitar los múltiples recalentamientos a temperaturas intermedias (*ca.* 400 – 450 °C) que habrían registrado pTRMs y que probablemente afecten más a la mitad inferior del recipiente. Es decir, se trata de solicitar asesoramiento arqueológico para seleccionar fragmentos que sean exclusivamente portadores de una TRM total. Este tipo de estudios también aporta información arqueológica sobre si los recipientes cerámicos de los que proceden los fragmentos pudieron ser utilizados para almacenaje o bien para actividades culinarias, además de determinar últimas temperaturas de recalentamiento (ej.: Francés-Negro et al., 2019).

En definitiva, se han obtenido 85 determinaciones (correspondientes a 23 muestras) de arqueointensidad absoluta en cerámicas y fragmentos de arcilla cocida prehistórica peninsulares. Si bien no constituyen un registro geomagnético detallado y continuo en el tiempo, son determinaciones metodológicamente correctas y fiables que permiten incrementar las bases de datos existentes en periodos con escasa información previa disponible. Adicionalmente, estos análisis permiten determinar temperaturas y condiciones de calentamiento, así como el posible uso de las cerámicas, lo cual es interesante desde un punto de vista arqueológico.

12.2. Direcciones paleomagnéticas y determinaciones de arqueointensidad en el yacimiento arqueológico de Grakliani (Rep. Georgia).

- *Direcciones paleomagnéticas y determinaciones de arqueointensidad:*

El estudio arqueomagnético realizado en el yacimiento arqueológico de Grakliani ha permitido aportar nuevos datos de calidad a las bases de datos arqueomagnéticas para la región del Cáucaso y datar varias estructuras de combustión del yacimiento. Se estudiaron 9 estructuras de combustión (hornos) en las que se obtuvieron 9 direcciones y 6 valores de intensidad independientes. También se analizaron 8 fragmentos cerámicos que cuentan con un control cronológico estimado por criterios arqueológicos y/o estratigráficos y de los que se obtuvieron 7 valores de intensidad. Las edades que comprenden estos restos arqueológicos abarcan desde el siglo XII a.C., hasta el siglo II a.C. (en términos arqueológicos de esa región, entre la Edad del Bronce y el período Helenístico). Aparte de la información cronológica relativa, hay 4 dataciones absolutas (^{14}C AMS) que permiten acotar la edad, tal y como detallaremos posteriormente.

Como ya se ha descrito en el capítulo de resultados (capítulo 8), los resultados de paleomagnetismo obtenidos de las nueve estructuras de combustión son coherentes y estadísticamente aceptables. En la Tabla 8.1 del capítulo 8 se recogen todos los resultados direccionales, los cuales presentan α_{95} entre 2.3 y 8.6° y k entre 39 y 383. Únicamente la estructura de combustión GK6 tiene un α_{95} mayor (8.6°) y su resultado se apoya en un número menor de especímenes que el resto debido a la mala conservación de la estructura. Además, fue excavada tras la 1ª campaña de muestreo y no hubo opción de remuestrearla. No obstante, en general, los resultados direccionales son altamente satisfactorios.

Así mismo, los resultados de arqueointensidad desglosados tanto en la Tabla 8.2 del capítulo 8 como en la Tabla 12.1 de este capítulo merecen una discusión particular. Todos los valores medios de arqueointensidad obtenidos, tanto de las estructuras de combustión como de los fragmentos cerámicos, se caracterizan por tener valores de campo más alto que el actual ($\sim 50 \mu\text{T}$; <https://www.ngdc.noaa.gov>). En la Tabla 12.1 se detallan los valores de arqueointensidad obtenidos para las estructuras y fragmentos cerámicos de Grakliani así como su conversión en VADM (“*momento axial dipolar virtual*”, de sus siglas en inglés). Los valores medios de la paleointensidad del campo están expresados con su correspondiente corrección por anisotropía.

ESTRUCTURA	EDAD ABSOLUTA/ RELATIVA	EDAD CULTURAL	n/N	B_{An corr} ± sd (μT)	VADM (ZAm²)
GK2	s. X a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce	4/6	73.7 ± 10.7	12.5 ± 1.8
GK3	s. IV a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro	2/6	80.1 ± 14.6	13.6 ± 2.4
GK4	s. IV a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro	4/4	90.4 ± 6.6	15.2 ± 1.1
GK5	378 – 197 cal. a.C. (2 σ)	Edad del Hierro	6/6	71.5 ± 6.9	12.1 ± 1.1
GK7	980 – 831 cal. a.C. (2 σ)	Edad del Bronce	4/4	79.3 ± 0.3	13.4 ± 0.0
GK9	516 – 391 cal. a.C. (2 σ)	Edad del Hierro	2/6	65.0 ± 5.4	11.0 ± 0.9
FRAGMENTO CERÁMICO	EDAD ABSOLUTA/ RELATIVA	EDAD CULTURAL	n/N	B_{An corr} ± sd (μT)	VADM (ZAm²)
GKP1	s. XI – IX a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce	4/4	94.3 ± 11.3	16.0 ± 1.9
GKP2	s. V – IV a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro	4/4	86.4 ± 3.1	14.6 ± 0.5
GKP3	s. IV a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro	4/4	64.8 ± 13.8	10.9 ± 2.3
GKC1_1*	s. XII a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce	1/2	86.2 ± 4.2	14.5 ± 0.7
GKC1_2*	s. XII a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce	2/2	82.5 ± 17.3	13.9 ± 2.9
GKC7*	s. XI a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce	1/2	81.8 ± 11.1	13.8 ± 1.8
GKC9_2*	s. VI – V a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro	2/2	53.7 ± 1.4	10.9 ± 0.2

Tabla 12.1. Valores de arqueointensidad obtenidos en las estructuras y en los fragmentos cerámicos de Grakliani con la corrección de anisotropía realizada, su incertidumbre (s.d. = desviación estándar $\pm 1\delta$) y su conversión a VADM (momento axial dipolar virtual). [n/N (n = número de especímenes considerados para el cálculo de la intensidad media / N = número total de especímenes analizados). B_{An corr} ± sd (μ T): intensidad media y su incertidumbre para cada estructura o cerámica con la corrección por ATRM. *Fragmentos cerámicos presumiblemente asociados a estructuras de combustión. Ver texto.

Actualmente se cuenta con dataciones radiocarbónicas de las estructuras GK1, GK5, GK7 y GK9. Hay que destacar que tres (GK5, GK7 y GK9) de estas cuatro estructuras proporcionan el vector arqueomagnético completo, es decir, dirección e intensidad. Además de las 4 estructuras con datación radiométrica asociada, todas, incluidos los fragmentos cerámicos no orientados, cuentan con un control cronológico relativo basado en criterios arqueológicos y/o estratigráficos. La gran calidad de estos datos así como la disponibilidad de controles cronológicos tanto absolutos como relativos permitirá incluir los datos arqueomagnéticos obtenidos en esta tesis en las bases de datos del Cáucaso para implementar curvas y modelos geomagnéticos.

De esta forma, se podrán incluir 9 datos direccionales y 12 o 13 datos de intensidad. Se presenta la opción de incluir 12 o 13 datos de intensidad debido a la siguiente casuística. En la Tabla 12.1 se han recopilado los valores medios de intensidad de GKC1_1 y GKC1_2 de manera independiente, ya que se trata de dos fragmentos cerámicos distintos. Sin embargo, también se ha considerado la posibilidad de unir ambos resultados, ya que se trata de fragmentos cerámicos de la misma edad, presumiblemente asociados a la misma estructura, y con unos valores medios de intensidad que prácticamente coinciden, por lo que podrían corresponder al mismo calentamiento. En ese caso, el valor medio de la intensidad de ambos fragmentos es $84.4 \pm 2.6 \mu\text{T}$.

Los únicos fragmentos cerámicos que, según los arqueólogos, están teóricamente asociados a estructuras de combustión son (Tabla 12.1): GKC1_1 y GKC1_2 (presumiblemente asociados a la estructura GK1), GKC7 (presumiblemente asociado a la estructura GK7), y GKC9_2 (presumiblemente asociado a la estructura GK9). El resto de fragmentos cerámicos no está asociado a ninguna estructura de combustión, pero el interés de su estudio arqueomagnético deriva en disponer de un control cronológico relativo independiente a cada fragmento.

Debido a diversas razones que se presentan a continuación, a la hora de considerar el vector arqueomagnético completo de los hornos GK1, GK7 y GK9, no se han tenido en cuenta los valores de intensidad obtenidos de sus respectivos fragmentos cerámicos (teóricamente asociados a ellas). Es decir, se ha trabajado como si los fragmentos y la estructura fuesen materiales independientes.

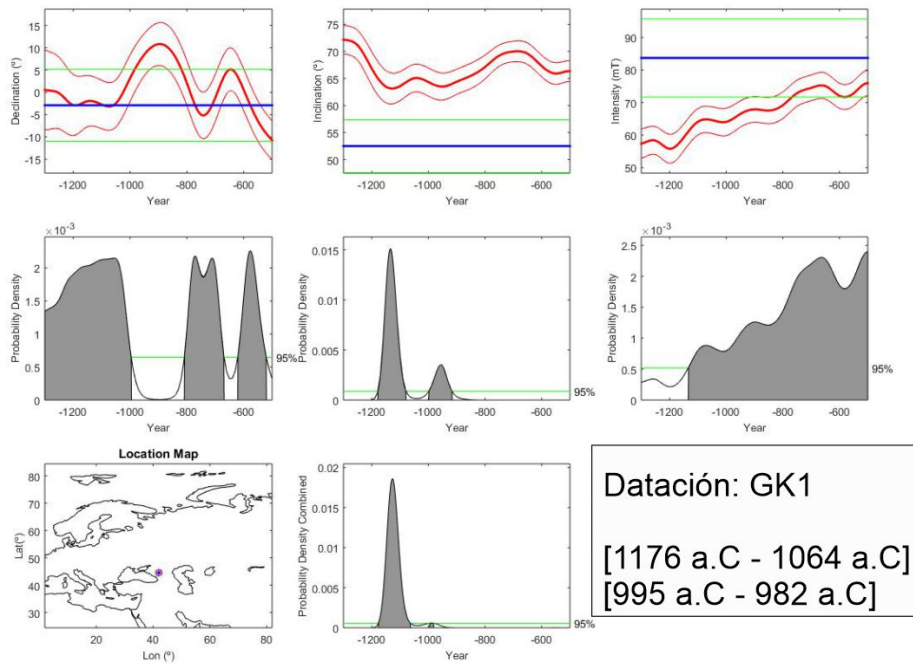
En el caso de la estructura GK1 no se obtuvo ningún resultado de arqueointensidad, por lo que no es posible una comparación con los valores de las dos cerámicas asociadas (GKC1_1 y GKC1_2). Sin embargo, se ha realizado una datación arqueomagnética de la estructura GK1 incluyendo el valor medio de arqueointensidad ($83.7 \pm 12.4 \mu\text{T}$) de los especímenes procedentes de dos fragmentos cerámicos junto con los datos direccionales obtenidos en la estructura (Figura 12.3a) y otra datación arqueomagnética solo con los datos direccionales (Figura 12.3b). Para realizar estas dos dataciones se ha utilizado el modelo geomagnético SHA.DIF.4k (Pavón-Carrasco et al., 2021) en las coordenadas del sitio mediante el software *archaeo_dating* (Pavón-Carrasco et al., 2011). Se obtuvieron dos rangos de edad distintos en cada una de ambas dataciones, de los cuales el más plausible con el contexto arqueológico es el intervalo más antiguo [1176 – 1064 a.C. (datos direccionales y de arqueointensidad) / 1177 – 1060 a.C. (datos direccionales)], ambos al 95% de probabilidad (Fig. 12.3 a-b). Este intervalo es además coherente con la datación radiocarbónica de un fragmento de carbón procedente del propio horno GK1 (1197 – 933 cal. a.C.; 2σ). El resultado entre ambas dataciones arqueomagnéticas apenas varía (figura 12.3a) y la incorporación de los resultados de intensidad en este caso no aporta una mayor precisión a la datación. En el caso de la inclinación, el valor medio obtenido de la estructura no intersecta con la curva generada por el modelo, ni siquiera dentro de sus márgenes de incertidumbre. Esto se debe a que la inclinación obtenida de la estructura GK1 es menor que las inclinaciones recogidas en la base de datos. Es decir, la datación arqueomagnética en este caso, se está obteniendo

principalmente a partir de la declinación obtenida de la estructura (línea azul del gráfico de la primera columna en la figura 12.3a y b). Por ello, y teniendo también en cuenta el carácter *ex situ* de los fragmentos cerámicos y la posibilidad de que puedan haberse movido de su posición original, se ha tomado también la decisión de no vincular directamente los valores obtenidos en estos dos fragmentos cerámicos con la propia estructura. Además, y como ocurre en las estructuras GK7 y GK9, la datación radiocarbónica está exclusivamente asociada a la estructura (GK1).

En el caso de la estructura GK7, la decisión de no vincular los valores medios de intensidad de los fragmentos cerámicos a la estructura se debe a que la datación radiocarbónica asociada a la estructura de combustión (s. IX-X a.C.) difiere, aunque no demasiado, de la datación relativa asociada al fragmento cerámico (s. XI a.C.). Es por ello que se ha preferido tomar este dato con prudencia y presentarlo, de momento, de manera independiente.

En cuanto a la estructura GK9, la decisión se debe a que los valores de intensidad obtenidos en la estructura de combustión ($65.0 \pm 5.4 \mu\text{T}$) difieren de forma significativa de los obtenidos en la cerámica supuestamente asociada ($53.7 \pm 1.4 \mu\text{T}$; Tabla 12.1). Este fragmento cerámico se encontraba supuestamente vinculado a la estructura, pero dado su carácter *ex situ* y que no es improbable que se haya desplazado estratigráficamente, podemos suponer, porque los valores de intensidad que obtenemos son distintos, que el último calentamiento de la estructura no es el mismo que el del fragmento cerámico. Además, las muestras datadas por radiocarbono proceden específicamente de las propias estructuras u hornos y no es posible garantizar su vinculación directa con el fragmento cerámico.

A)



B)

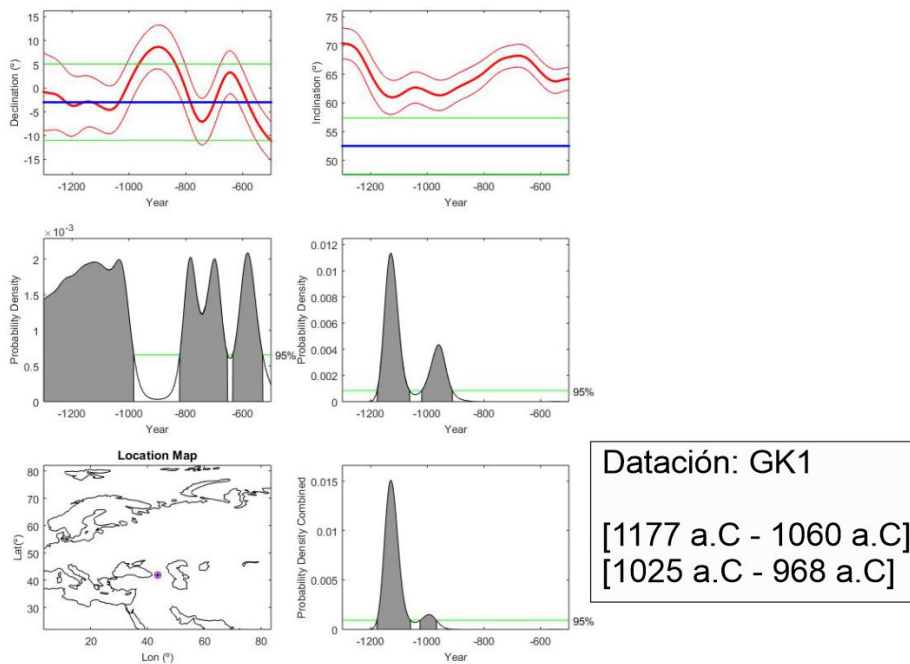


Figura 12.3. Datación arqueomagnética de la estructura GK1 incluyendo el valor medio de arqueointensidad de los especímenes de los fragmentos cerámicos (a) y solo con los datos direccionales del horno (b). Para realizar estas dos dataciones se ha utilizado el modelo geomagnético SHA.DIF.4k (Pavón-Carrasco et al., 2021) en las coordenadas del sitio mediante el software *archaeo_dating* (Pavón-Carrasco et al., 2011). En rojo se representa el modelo geomagnético, en azul, los valores medios de cada parámetro de la estructura estudiada (declinación, inclinación e intensidad) y, en verde, sus respectivas franjas de error.

En las figuras 12.4 (a-b) se ilustran los datos direccionales de las nueve estructuras analizadas en esta tesis (en rojo) junto con los datos arqueomagnéticos que existen actualmente para Georgia desde el 4000 a.C. al 2000 d.C. (en negro). La incertidumbre temporal de los datos direccionales de las estructuras GK1, GK5, GK7 y GK9 está basada en sus respectivas dataciones radiocarbónicas, y en la figura 12.4(a-b) se han destacado con un rectángulo rojo. Para el resto de los datos direccionales de Grakliani (GK2, GK3, GK4, GK6 y GK10) que tienen un control temporal relativo, se ha utilizado, como se acostumbra a hacer en los trabajos de modelado geomagnético (ej.: Panovska et al., 2018; Pavón-Carrasco et al., 2021), una incertidumbre temporal basada en todo su intervalo temporal, es decir, utilizando todo el rango temporal que abarca la datación relativa. Si bien las bases de datos disponibles contienen numerosos datos direccionales y de intensidad de la región del Cáucaso (Brown et al., 2015), la gran mayoría no cumplen con los criterios de calidad requeridos actualmente. Por este motivo, la incorporación de los nuevos datos de Grakliani aquí presentados supone una aportación muy valiosa no sólo para reconstruir las variaciones del campo magnético terrestre en el pasado sino también para implementar la técnica de datación arqueomagnética.

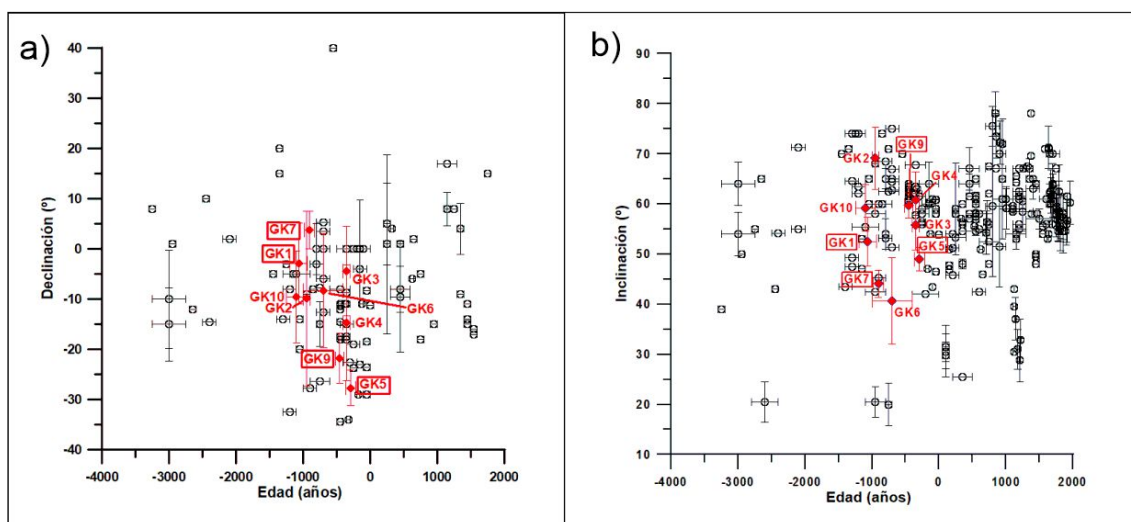


Figura 12.4 (a-b). En negro, las direcciones (declinación e inclinación) arqueomagnéticas de Georgia desde el 4000 a.C. al 2000 d.C. publicadas en la base de datos de GEOMAGIA50 (Brown et al., 2015). En rojo, las direcciones (declinación e inclinación) obtenidas de las estructuras de Grakliani. Se ha destacado con un rectángulo rojo aquellos datos que llevan asociada una datación absoluta.

La figura 12.5 (a-b) recoge los datos de arqueointensidad de seis estructuras de combustión (en rojo) (GK2, GK3, GK4, GK5, GK7 y GK9) y seis fragmentos cerámicos (en azul) (GKP1, GKP2, GKP3, GKC1, GKC7 y GKC9) de Grakliani, junto con los datos de arqueointensidad que existen para Georgia en el intervalo cronológico comprendido entre el 4000 a.C. y el 2000 d.C. Al igual que con la figura 12.4, el error temporal de los datos de arqueointensidad de las estructuras GK5, GK7 y GK9 está

basado en sus respectivas dataciones radiocarbónicas (destacados en la figura 12.5a-b con un rectángulo rojo). En el resto de las estructuras y fragmentos cerámicos se ha utilizado como incertidumbre temporal todo el intervalo cronológico que abarca su datación relativa. En el caso de los dos fragmentos cerámicos (GKC1_1 y GKC1_2; ver Tabla 12.1) presumiblemente vinculados a la estructura GK1, se decidió unir ambos datos de arqueointensidad para representarlos en la Fig. 12.5, denominándolo GKC1. El motivo de unir ambos fragmentos ya ha sido expuesto anteriormente al explicar la casuística de estos fragmentos cerámicos. Además, dada la gran cantidad de datos representados en la figura 12.5a y la coincidencia temporal y cronológica de GKC1_1 y GKC1_2, estos apenas eran distinguibles dentro de la propia figura. En la figura 12.18b se muestra la representación individualizada de ambos fragmentos. De la estructura GK1 no se pudo obtener ningún dato de arqueointensidad ya que los experimentos de paleomagnetismo y de magnetismo de las rocas determinaron que el material no era idóneo para tales experimentos. Además, como se ha explicado anteriormente, se decidió tomar con prudencia el dato de arqueointensidad de los fragmentos cerámicos y no asociar a la estructura GK1 los datos de intensidad obtenidos de los fragmentos cerámicos aparentemente vinculados a ella. Esta misma decisión se tomó, como ya se ha comentado, en el caso de las estructuras GK7 y GK9 y sus respectivos fragmentos cerámicos. En la figura 12.5a se comparan estos nuevos datos con todos aquellos obtenidos con experimentos de tipo Thellier. Por su parte, en la figura 12.5b se comparan los nuevos datos con aquellos que, además, han pasado un filtro de *pTRM checks* y cuentan con corrección de la anisotropía de la TRM. Como se puede observar (Fig. 12.5), los datos que existen actualmente para Georgia son muchos pero de escasa calidad, gran incertidumbre y no cumplen con los requisitos metodológicos actuales para considerarlos datos fiables y robustos. De ahí la importancia de este estudio.

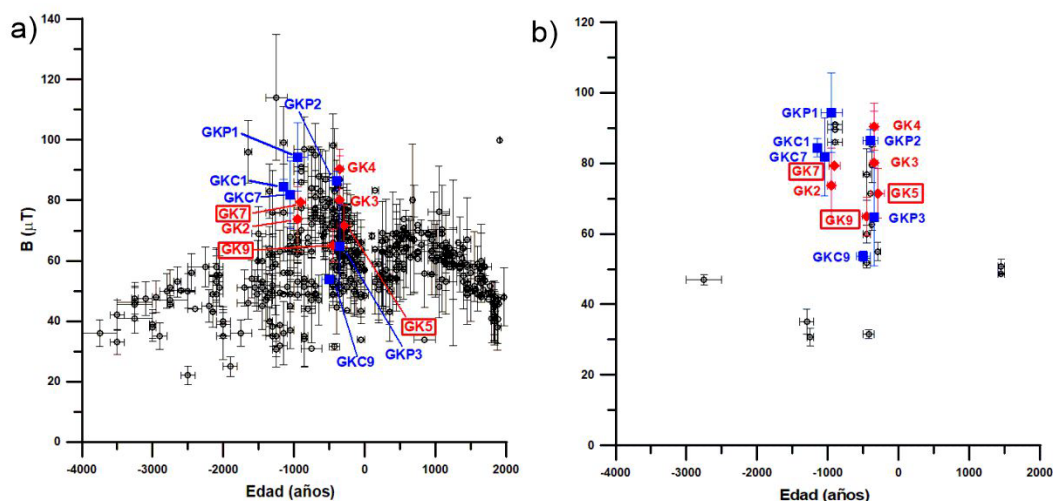


Figura 12.5. Datos de arqueointensidad de Georgia desde el 4000 a.C. al 2000 d.C. publicados en la base de datos de GEOMAGIA50 (en negro) (Brown et al., 2015) y los datos de arqueointensidad obtenidos de las estructuras (rojo) y cerámicas (azul) de Grakliani. Se ha destacado con un rectángulo rojo aquellos datos que llevan asociada una datación absoluta. A) Datos obtenidos mediante métodos de tipo Thellier. B) Datos obtenidos mediante métodos de tipo Thellier, con *pTRM checks* y experimentos de corrección de la anisotropía de la ATRM.

Las dataciones radiocarbónicas que se han obtenido en las cuatro estructuras (GK1, GK5, GK7 y GK9) son totalmente coherentes tanto con la edad estimada por criterios arqueológicos/estratigráficos (cronología relativa), como con una hipotética datación arqueomagnética, como se verá en el siguiente apartado. Actualmente las bases de datos (Brown et al., 2015) contienen bastantes datos del Cáucaso, pero la calidad de la mayor parte de estos datos es muy baja y su dispersión muy alta (Figuras 12.4, 12.5 y 12.6) debido a que muchos de los resultados fueron obtenidos con metodologías que podemos considerar obsoletas e incluso no presentan siquiera experimentos de control de alteraciones (pTRM-checks) o de corrección de la anisotropía de la termorremanencia (ATRM). En el caso concreto de Georgia, si se tiene en cuenta la distribución global de los datos arqueomagnéticos, estos representan el 5% a nivel mundial (Brown et al., 2021). Teniendo en cuenta la superficie del país, este porcentaje de datos es elevado, pero como se ha mencionado, la calidad de la gran mayoría es ciertamente baja. Solo los últimos datos arqueomagnéticos publicados han sido obtenidos con una metodología y unos criterios rigurosos que han derivado en datos de calidad (ej.: Shaar et al., 2017).

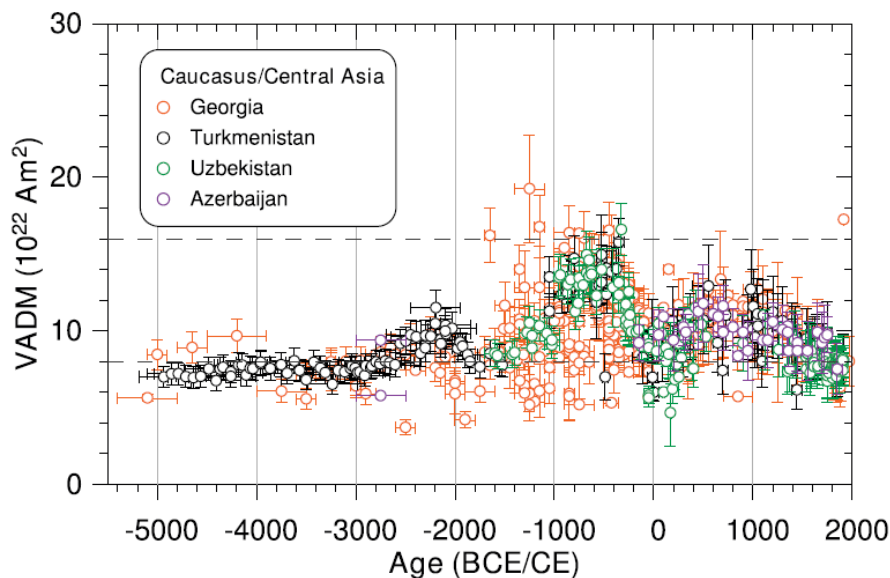


Figura 12.6. Momento axial dipolar virtual para la región del Cáucaso y de Asia Central. Fuente: (Brown et al., 2021).

-Dataciones arqueomagnéticas de las estructuras de Grakliani:

Se ha realizado una tentativa de datación arqueomagnética de las estructuras de combustión utilizando el modelo geomagnético SHA.DIF.4k (Pavón-Carrasco et al., 2021) y el software *archaeo_dating* (Pavón-Carrasco et al., 2011) en las coordenadas del sitio. Conviene recordar que todas las estructuras estudiadas cuentan con un control cronológico relativo más o menos preciso, además de dataciones radiocarbónicas en cuatro de ellas. Un ejercicio interesante es comprobar si las dataciones

arqueomagnéticas reproducen bien o no las edades independientes (relativas y/o absolutas) conocidas. A continuación, se exponen los resultados obtenidos para cada una de las estructuras.

La datación arqueomagnética obtenida para GK1 y basada exclusivamente en la dirección, arroja un resultado de 1177 – 1060 a.C. o 1025 – 968 a.C., ambos al 95% de probabilidad (Fig. 12.3b). Ambos intervalos coinciden con la datación radiocarbónica: 1197 – 933 cal. a.C.; 2σ . El intervalo que ofrece mayor probabilidad estadística según la datación arqueomagnética y que además es arqueológicamente coherente, es el primero, 1177 – 1060 a.C. (95%).

Para la estructura GK2 no se dispone de dataciones radiocarbónicas, por lo que el control cronológico es relativo y está basado en una inscripción grabada que representaría un tipo de escritura muy antiguo, preliminarmente fechado en torno al s. XI-X a.C. (Maisuradze, 2019). La datación arqueomagnética de GK2 basada en el vector completo, expresada al 95% de probabilidad, ofrece dos intervalos de edad (1300 – 1209 a.C. y 809-500 a.C.) (véase figura 2 en el Anexo A4). El que más probabilidad estadística ofrece es 809 – 500 a.C. Este intervalo no coincide con la edad relativa. Esta discrepancia podría deberse a tres razones: que los datos arqueomagnéticos obtenidos en este estudio sean malos (esta posibilidad se ha descartado ya que está claramente justificada la calidad de los datos arqueomagnéticos obtenidos), que la curva utilizada para la datación arqueomagnética no sea adecuada debido a la calidad de los datos, o que la datación relativa sea incorrecta.

En cuanto a la estructura GK3, los intervalos de edad obtenidos con la datación arqueomagnética del vector completo son: 1000 – 965 a.C., 434 – 335 a.C. y 321 – 100 a.C., todos al 95% de probabilidad (véase figura 3 en el Anexo A4). La edad relativa que se tiene para esta estructura es el siglo IV a.C., lo que coincidiría con los dos últimos intervalos obtenidos en la datación arqueomagnética. De ellos, el último intervalo en la datación arqueomagnética, es el que aporta mayor probabilidad. La coincidencia entre la datación arqueomagnética y la edad relativa permite destacar de manera positiva el potencial de los datos arqueomagnéticos.

La estructura de combustión GK4 tiene la misma edad relativa que la anterior, el siglo IV a.C. Se han obtenido dos intervalos de edad con la datación arqueomagnética basada en el vector completo, ambas al 95 % de probabilidad: 565 – 408 a.C. y 385 – 269 a.C. (véase figura 4 en el Anexo A4). Como se puede observar, ambos intervalos no son incoherentes con la edad relativa estimada para GK4 (S. IV a.C.), pero el que concuerda mejor es el de 385 – 269 a.C. Al igual que en la estructura GK3, la coincidencia entre la datación arqueomagnética y la edad relativa resalta el valor del estudio arqueomagnético.

La estructura GK5 e interpretada por el director de la excavación como un “altar zoroastriano quemado”, fue datada mediante radiocarbono, aportando un intervalo de 378 – 197 cal. a.C. (2σ). La datación arqueomagnética basada en el vector completo

ofrece dos intervalos: 292 – 217 a.C. y 71 – 20 a.C., ambos al 95 % de probabilidad (véase figura 5 en el Anexo A4). El primer intervalo concuerda perfectamente con la datación radiocarbónica y, además, es el que tiene mayor probabilidad estadística según la datación arqueomagnética. En todo caso, conviene tener en cuenta que el arqueomagnetismo data el último uso (calentamiento – enfriamiento) de la estructura mientras que el radiocarbono, fecha material orgánico de la estructura, pero no necesariamente asociado a la última quema. La existencia de ciertas discrepancias cronológicas entre ambos métodos es, en cierto sentido, esperable.

Por el contrario, no existe un riguroso control cronológico para la estructura GK6, cuya edad relativa se sitúa genéricamente entre los siglos X – V a.C. Mediante la datación arqueomagnética (solo basada en la dirección) se ha obtenido únicamente un intervalo: 110 a.C. – 0 d.C. (95% de probabilidad) (véase figura 6 en el Anexo A4), que no coincide en absoluto con la información cronológica del contexto arqueológico. Hay que señalar que el número de especímenes para calcular la dirección media de esta estructura es muy pequeño (solo 4) y el error asociado es amplio ($\alpha_{95} = 8.6^\circ$). Además de ser un dato estadísticamente pobre e incompatible con la edad relativa asignada por criterios arqueo-estratigráficos, su conservación era bastante deficiente. Tampoco fue posible obtener un dato de intensidad ni remuestrearlo. Por todo ello, aunque este dato se represente en las figuras 12.4 y 12.7 de esta tesis, este no se tendrá en cuenta para su inclusión en bases de datos arqueomagnéticas.

La estructura GK7 fue datada mediante radiocarbono sobre un fragmento de carbón, aportando la siguiente datación: 980 - 831 cal. a.C. (2σ). La datación arqueomagnética basada en el vector completo ha ofrecido un único intervalo (949 – 914 a.C., 95% de probabilidad) (véase figura 7 en el Anexo A4) que concuerda perfectamente con la datación absoluta asociada.

La estructura GK9 fue también datada mediante radiocarbono ofreciendo un intervalo de: 516 – 391 cal. a.C. (2σ) (véase figura 8 en el Anexo A4). Al realizar la datación arqueomagnética usando el vector completo, se obtienen dos intervalos al 95% de probabilidad: 431 – 397 a.C. y 342 – 191 a.C. El primer intervalo es el único que concuerda con la datación radiocarbónica, construyendo significativamente la edad del último uso de esta estructura (3 décadas).

La última estructura, GK10, no cuenta con dataciones absolutas, pero tiene un control cronológico relativo entre los siglos XII – XI a.C. La datación arqueomagnética basada en la dirección ofrece un único intervalo al 95% de probabilidad entre el 1189 – 1015 a.C. (véase figura 9 en el Anexo A4). Este intervalo coincide perfectamente con la estimación cronológica relativa.

-Comparativa entre los datos direccionales y de arqueointensidad obtenidos en Grakliani y los publicados por otros estudios:

A lo largo del siguiente apartado se va a realizar una comparación entre los datos arqueomagnéticos obtenidos del estudio de los materiales arqueológicos de Grakliani y los datos arqueomagnéticos ya publicados en la bibliografía científica para esta región. Para desarrollar esta parte de la discusión se va a utilizar la compilación de datos de intensidad recogida en el trabajo de Shaar et al., (2017), donde utilizan datos del Cáucaso procedentes de la base de datos de Geomagia (Brown et al., 2015) así como datos obtenidos por ellos mismos de analizar material arqueológico de la región. También se empleará el trabajo de Shaar et al., (2018) que fundamentalmente recopila datos de Israel, tanto direccionales como de intensidad. Estos son de buena calidad, cumplen con los requerimientos metodológicos actuales (*pTRM checks*, corrección de ATRM, etc.), y abarcan el periodo analizado. Todos los datos direccionales de Grakliani han sido comparados con los datos direccionales de Israel (Shaar et al., 2018) debido a que no existe ninguna publicación reciente sobre datos direccionales para Georgia. Aunque se trata de regiones distintas, tanto el Cáucaso como Israel se hallan en el límite oriental del Mediterráneo y, la distancia entre ambas no es muy grande, lo cual puede permitir extraer conclusiones de la comparación de los resultados de Grakliani con la curva de Israel. Para los resultados de arqueointensidad se utilizará también el trabajo de Brown et al., (2021), en el que se presenta una descripción global y actualizada de los datos arqueomagnéticos disponibles en la base de datos de GEOMAGIA50. La comparación de los datos de intensidad obtenidos en Grakliani y expresados como VADM con los existentes para los últimos 5 milenios, se ilustra en la Fig. 12.7a y los datos direccionales en la Fig. 17b.

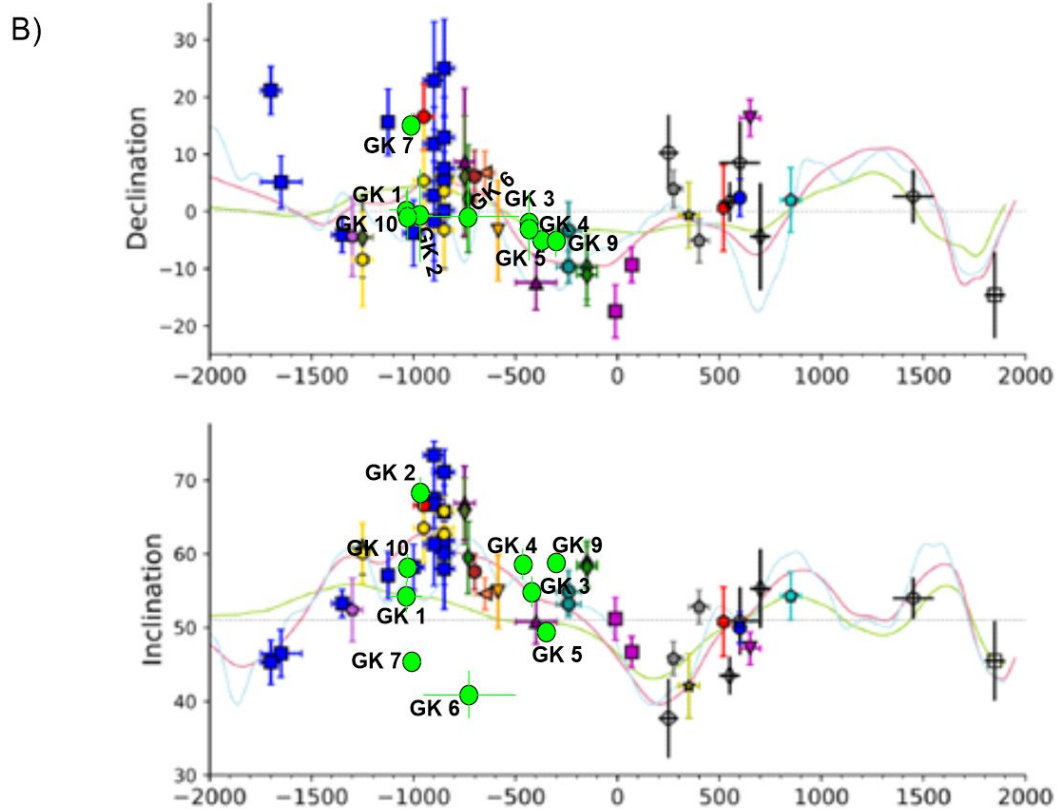
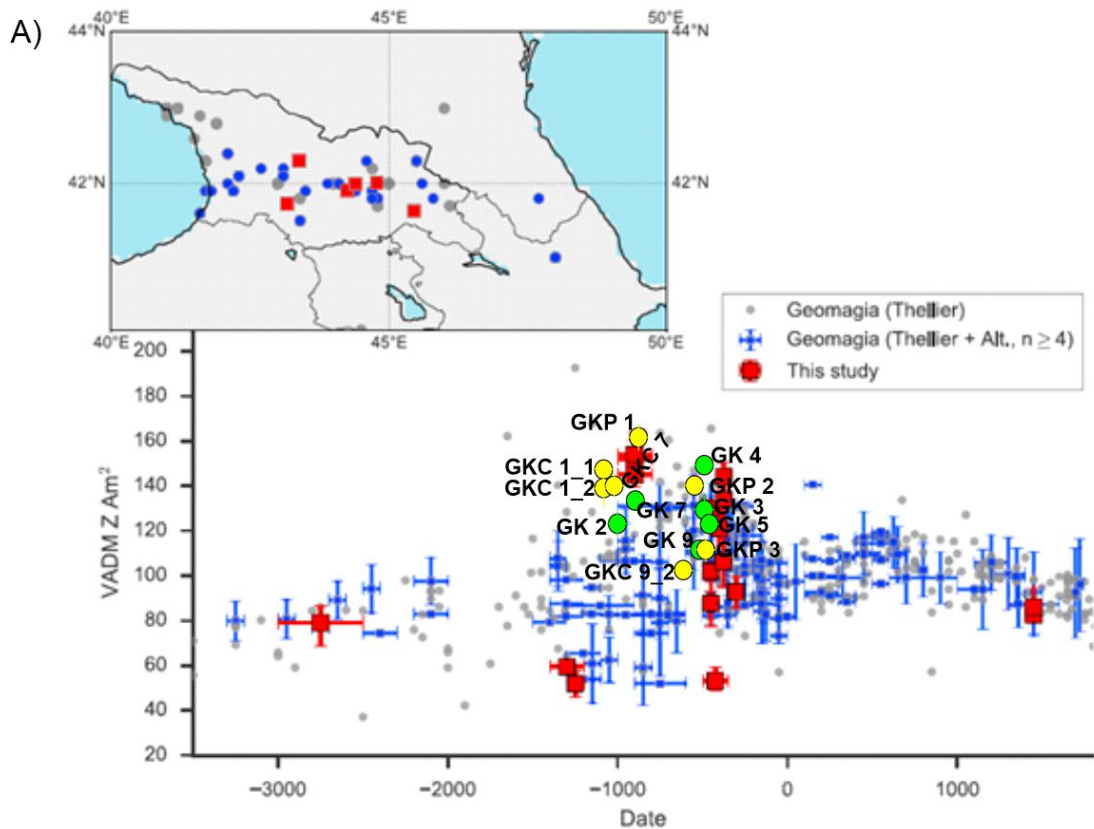


Figura 12.7. a) Paleointensidad en los últimos 5000 años en el Cáucaso. En rojo: Shaar et al. (2017). En gris: Datos obtenidos con el método Thellier. En azul: Datos obtenidos con el método Thellier con controles de alteración. En verde los datos de arqueointensidad obtenidos

en el presente trabajo de las estructuras de Grakliani y en amarillo los obtenidos de los fragmentos cerámicos. Los errores temporales o magnéticos son a veces tan pequeños que se solapan con el dato representado y no son visibles. Modificado de Shaar et al., (2017). B) Direcciones arqueomagnéticas (declinación e inclinación) obtenidas en diferentes yacimientos arqueológicos de Israel y relocalizadas a Jerusalén. Las líneas continuas muestran las predicciones de diversos modelos geomagnéticos globales (Nilsson et al. 2014; Pavón-Carrasco et al. 2014; Constable et al. 2016). Las líneas de puntos indican los valores actuales de campo. En verde los datos direccionales obtenidos en el presente trabajo de las estructuras de Grakliani. Los errores temporales o magnéticos son a veces tan pequeños que se solapan con el dato representado y no son visibles. Modificado de Shaar et al., (2018).

Los resultados direccionales (Fig. 12.7b) obtenidos para la estructura GK1 coinciden con los resultados descritos para el siglo XII a.C. en el trabajo de Shaar et al., (2018). No se obtuvo ningún dato de intensidad procedente de la propia estructura debido a que las muestras no resultaban adecuadas para obtener datos de arqueointensidad. Por otro lado, el control cronológico relativo de la estructura coincide con su datación por radiocarbono (1197 – 933 cal. a.C; 2σ).

Esto mismo ocurre con la estructura GK2, en la que tanto la dirección (Fig. 12.7b) como la intensidad (Fig. 12.7a) coinciden con los resultados reportados para el siglo X a.C. en los trabajos de Shaar et al., (2017; 2018). En el caso de la estructura GK3, la dirección (Fig. 12.7b) coincide con las predicciones de los modelos y la intensidad (Fig. 12.7a) coincide también con los datos reportados para el siglo IV a.C. tanto en Israel como en el Cáucaso (Brown et al., 2021; Shaar et al., 2018). Para la estructura GK4, tanto el resultado direccional (Fig. 12.7b) como el de intensidad (Fig. 12.7a), coinciden con los datos geomagnéticos que existen para el siglo IV a.C. en las predicciones de los modelos de las bases de datos de Israel y el Cáucaso, respectivamente (Brown et al., 2021; Shaar et al., 2018). Además, el valor medio de arqueointensidad obtenido en esta estructura ($\sim 90 \mu\text{T}$) parece reproducir el segundo pico de intensidad alta registrado entre el 550 – 250 a.C., intervalo en el que la intensidad del campo llega incluso a los $140 - 160 \text{ ZAm}^2$ (Shaar et al., 2017) (Fig. 12.7a).

Mientras que la compilación de datos arqueomagnéticos publicada de Georgia (Shaar et al., 2017) no permite comparar de manera fiable los valores tanto direccionales como de intensidad de la estructura GK5 por su amplia variabilidad e incertidumbre (Fig. 12.7a y b), los resultados direccionales coinciden mejor con los valores reportados para Israel y las predicciones de los modelos globales para los siglos II – IV a.C., publicados por Shaar et al. (2018) e ilustrados en la figura 12.7b. Además, para esta estructura se ha obtenido una datación radiocarbónica (378 – 197 cal. a.C.; 2σ) que confirma el control cronológico que había basado en datos arqueo-estratigráficos (s. II – IV a.C.).

En la estructura GK6, la declinación (Fig. 12.7b) concuerda con los datos publicados para los siglos X – V a.C., pero no la inclinación (Fig. 12.7b) (Shaar et al., 2018). Además, estadísticamente no es un buen dato y el rango de incertidumbre cronológica

es muy amplio. No se pudo obtener dato de arqueointensidad de esta estructura ya que los experimentos de paleomagnetismo y de magnetismo de las rocas determinaron que las muestras no eran adecuadas para los experimentos de arqueointensidad. Por lo tanto, aunque este dato se represente gráficamente en esta tesis, no será considerado para ser incluido en bases de datos dada su poca fiabilidad y su incertidumbre.

El dato direccional (Fig. 12.7b) de la declinación procedente de GK7 coincide con los publicados (Shaar et al., 2018) para el rango obtenido en la datación radiocarbónica 980 – 831 cal. a.C. (2σ). La inclinación (Fig. 12.7b) obtenida en Grakliani es de alrededor de 8° más baja que las recogidas en Shaar et al., (2018). Es cierto que el estudio de Shaar et al., (2018) se centra en Israel y que las comparaciones directas tienen sus limitaciones. Sin embargo, el dato obtenido en esta tesis para GK7 es de gran calidad, ya que tiene un α_{95} de 2.7° y un parámetro de precisión k de 235, mientras que los datos publicados por Shaar et al., (2018) cuentan con un rango de error magnético bastante amplio. La intensidad obtenida ($\sim 79 \mu\text{T}$) (Fig. 12.7a) sí que coincide con los datos coetáneos recogidos en las publicaciones (Brown et al., 2021; Shaar et al., 2017; 2018). Este valor medio de intensidad coincide con el inicio del *Levantine Iron Age Anomaly* (LIAA, en inglés) en torno al siglo XI a.C. (Shaar et al., 2018).

En la estructura GK9, el resultado direccional (Fig. 12.7b) obtenido coincide con el dato coetáneo publicado en Shaar et al., (2018) para Israel. Sin embargo, hay que tener en cuenta que el trabajo de Shaar et al., (2018) solo aporta un dato para el rango cronológico de la estructura GK9. La estructura GK9 cuenta con una datación radiocarbónica (516 – 391 cal. a.C.; 2σ), por lo que el control cronológico que manejamos a la hora de hacer la comparativa es fiable. El dato de intensidad ($\sim 65 \mu\text{T}$) (Fig. 12.7a) sí que coincide con los datos publicados tanto para el Cáucaso (Shaar et al., 2017; Brown et al., 2021) como para la curva de Israel (Shaar et al., 2018). Además, este dato de intensidad coincidiría con el final del fenómeno geomagnético LIAA (Brown et al., 2021; Shaar et al., 2018) o con el segundo pico de intensidad registrado en el Cáucaso (Shaar et al., 2017) que supondría el paulatino descenso de la intensidad y la finalización del fenómeno geomagnético LIAA en esta región (Brown et al., 2021; Shaar et al., 2017). En la estructura GK10, tanto la declinación como la inclinación (Fig. 12.7b) coinciden con los resultados aportados por Shaar et al., (2018) para los siglos XII – XI a.C. en Israel y con la tendencia de los distintos modelos. Debido a que el material de GK10 no era idóneo para obtener determinaciones de arqueointensidad, estos experimentos no se realizaron.

Las cerámicas también han sido objeto de análisis en este yacimiento. Dado que fueron recogidas *ex situ* (no preservan su posición primaria tal cual fueron calentadas por última vez), únicamente se ha podido obtener el dato de intensidad (Fig. 12.5b). La intensidad de los fragmentos GKP2 (entre s. V y IV a.C.) ($86.4 \pm 3.1 \mu\text{T}$) y GKP3 (s. IV a.C.) ($64.8 \pm 13.8 \mu\text{T}$), coincide con los datos de intensidad publicados en el estudio de Shaar et al., (2017) para el Cáucaso (Fig. 12.7a). Además, el dato de intensidad obtenido del fragmento GKP1 (s. XI – IX a.C.) y que alcanza valores de $\sim 95 \mu\text{T}$, coincide con más datos registrados para este intervalo y con similares intensidades (Fig.

12.7a) (Brown et al., 2021; Shaar et al., 2017; 2018). Los valores de intensidad obtenidos en los fragmentos GKC1_1 y GKC1_2 (Fig. 12.7a), ambos por encima de 80 μT , coinciden con los datos ya publicados para Georgia en esta cronología (s. XII a.C.) (Shaar et al., 2017; 2018); estos han sido representados en la figura de manera independiente, pudiéndose apreciar prácticamente una coincidencia entre sus valores medios de intensidad. No obstante, hay que tener en cuenta la amplia incertidumbre que presenta el valor medio de intensidad de GKC1_2 ($82.5 \pm 17.3 \mu\text{T}$). El valor medio de intensidad del fragmento cerámico GKC7 ($\sim 82 \mu\text{T}$) coincide con el inicio del LIAA en torno al siglo XI a.C. (Shaar et al., 2018) (Fig. 12.7a). La edad relativa del fragmento cerámico GKC9_2 es s. V – VI a.C. Para estas cronologías existen datos con valores de intensidad similares en las regiones estudiadas (Brown et al., 2021; Shaar et al., 2017) (Fig. 12.7a).

En definitiva, se han podido datar mediante radiocarbono cuatro estructuras. Estas dataciones ^{14}C corresponden a estructuras de las cuales se han podido obtener datos arqueomagnéticos de gran calidad (direccionales y/o de intensidad, salvo GK1 que no proporciona un resultado de intensidad), por lo que podrán ser incorporados a una futura curva de Georgia o a modelos geomagnéticos. Además, las dataciones radiocarbónicas (edades absolutas), coinciden con las cronologías planteadas a partir de la información arqueológica y estratigráfica (edades relativas), lo cual es un refuerzo evidente del control de edad. Por otro lado, se han obtenido dataciones arqueomagnéticas en algunas estructuras que, en general, confirman las edades relativas y/o absolutas disponibles para Grakliani. Es importante comentar que aunque se hayan datado por arqueomagnetismo varias de estas estructuras, el hecho de que todas ellas estuviesen de antemano independientemente datadas por métodos relativos, no impide, como ya se ha mencionado anteriormente, incluir las determinaciones arqueomagnéticas obtenidas en ellas en curvas y/o modelos geomagnéticos. En esos casos se ha asignado todo el rango de error temporal conocido al dato magnético obtenido, como se acostumbra a hacer en los trabajos de modelado geomagnético (ej.: Panovska et al., 2018; Pavón-Carrasco et al., 2021). Las dataciones arqueomagnéticas confirman en la mayoría de los casos que la información cronológica relativa previamente disponible era correcta. Además, el control cronológico basado en datación relativa puede llegar a ser más preciso en ciertos casos que cualquier datación absoluta. Prueba de ello es el estudio del horno de Casa del Mitreo presentado en el capítulo 9. En todo caso, son determinaciones arqueomagnéticas fiables, estadísticamente robustas y filtradas bajo estrictos criterios de selección de calidad.

Teniendo en cuenta la información cronológica relativa y/o absoluta, los datos arqueomagnéticos obtenidos coinciden en su mayoría, con los datos paleomagnéticos y de intensidad disponibles en las bases de datos para esas edades (Brown et al., 2021). Los datos obtenidos en esta tesis permiten así reforzar la veracidad de los datos previamente publicados, al menos los más recientes y obtenidos con procedimientos metodológicos detallados y rigurosos. La incertidumbre que presentan muchos de los datos publicados, como ya se ha mencionado anteriormente, pone de manifiesto la

necesidad de seguir estudiando materiales arqueológicos quemados mediante métodos arqueomagnéticos rigurosos en la zona del Cáucaso. Esto permitirá un mejor conocimiento de cómo era el CMT del pasado. Con el estudio realizado en esta tesis aportamos nuevos datos direccionales y de intensidad de calidad para desarrollar una curva de variación secular del Cáucaso que un futuro cercano pueda ser utilizada también como método de datación.

12.3. La variación de la intensidad del CMT en Iberia entre el 5200 a.C. y el 300 a.C.

El campo magnético de la Tierra (CMT) varía tanto a escala global como a escala regional y en un amplio espectro de frecuencias. Como ya se ha comentado anteriormente, uno de los fenómenos que experimenta el CMT es la variación secular (VS), la cual está íntimamente ligada a la datación arqueomagnética. Las curvas de variación secular aportan información sobre cómo ha variado el CMT a escala regional durante determinados periodos de tiempo. Cuando se habla de variación secular, se acepta la idea de “regional” al referirnos a áreas que abarcan unos 500-600 km de radio (Lanos, 2004). La datación arqueomagnética necesita de la existencia de curvas de variación secular regional o modelos geomagnéticos que cubran un lapso de tiempo que incluya el material arqueológico quemado a datar (ej.: Pavón-Carrasco et al., 2014, 2021). En Europa, la región con mayor tradición arqueomagnética, los registros de variación secular regionales mayoritariamente abarcan los últimos 2-3 milenios incluyendo datos direccionales y de intensidad (e.j.: Batt et al., 2017; Genevey et al., 2019; Gómez-Paccard et al. 2006, Kovacheva et al., 2014; Molina-Cardín et al., 2018; Schnepf et al., 2020; Tema y Lanos, 2021; Tema and Kondopoulou, 2011). Otras regiones con un rico patrimonio donde también se han desarrollado investigaciones arqueomagnéticas que han permitido la elaboración de curvas patrón de VS para los últimos milenios son Oriente Medio (ej.: Ertepinar et al. 2012; Gallet et al., 2015; Stillinger et al., 2015; Shaar et al., 2018, 2020; Livermore et al., 2021), los Estados Unidos (Bowles et al., 2002; Jones et al., 2020), China (Cai et al., 2017), México (Soler Arechalde et al., 2019; Mahgoub et al., 2019) o Sudamérica (Goguitchaichvili et al., 2019), por citar algunas. La península ibérica no ha sido una excepción a estos avances en la disciplina arqueomagnética. En los últimos años se han realizado importantes esfuerzos para recopilar nuevos datos direccionales y de intensidad de la prehistoria reciente peninsular (ej.: Carrancho et al., 2013; Gómez-Paccard et al., 2019; Molina-Cardín et al., 2018; Osete et al., 2016, 2020; Palencia et al., 2017; Rivero et al. 2021). La realidad, sin embargo, es que los datos existentes son aún bastante escasos muy especialmente con anterioridad al 1000 a.C. Por eso, uno de los objetivos de esta tesis era aportar datos arqueomagnéticos de calidad para la prehistoria reciente peninsular.

La península ibérica cuenta tanto con una curva de datos direccionales como con una curva de datos de intensidad. Sin embargo, como ya se ha mencionado, los datos existentes son, según cronologías, escasos. A continuación, se presenta una curva (fig.

12.8) que permite observar cómo ha variado la intensidad del CMT en la península ibérica desde el 5200 a.C. hasta el 300 a.C., aproximadamente. Esta tesis contribuye con 24 datos, el doble de los que actualmente hay de calidad constatada (Brown et al., 2015). Todos ellos han sido obtenidos con métodos de tipo Thellier, se han realizado *pTRM checks* durante los experimentos de arqueointensidad y, tras estos, experimentos para la corrección de la anisotropía de la termorremanencia. De estos 24 datos de calidad, 22 se han considerado de calidad óptima. En los dos datos restantes, que también incluyen *pTRM checks* y corrección de la ATRM, el dato de intensidad ha sido obtenido a partir de un único espécimen. Ello permite incluirlas en la curva de VS bajo las condiciones mencionadas, pero con un nivel de calidad menor que los otros 22 datos.

Los datos (Tabla 12.2) de esta tesis utilizados para elaborar la curva ilustrada en la figura 12.8, a excepción de dos, proceden de los fragmentos cerámicos y de los materiales arcillosos quemados sin orientar. Los dos restantes proceden del hogar y de las escorias del Cerro de San Vicente (Salamanca), descritos en el apartado 4.2.19 del capítulo de “Materiales” y en el capítulo 7 de “Resultados”. La unidad estratigráfica de la que proceden todos los fragmentos cerámicos, tiene asociada, al menos, una datación radiocarbónica que permite tener un buen control de la edad de cara a su inclusión en una curva de variación secular. En el caso de los materiales arcillosos quemados, todos, a excepción de tres (dos muestras de Carricastro y una de El Cementerio; ver Tabla 12.2), tienen también asociada una datación radiocarbónica. El control cronológico de los tres restantes está basado en criterios arqueostratigráficos y por lo tanto, solo se tiene la edad relativa. Los dos datos procedentes del Cerro de San Vicente (ver Tabla 12.2) también cuentan con una datación relativa basada en criterios arqueológicos y estratigráficos. Por otro lado, recordamos que aquellos fragmentos cerámicos cuyos diagramas de Arai presentaban dos pendientes descritas anteriormente (apartado 12.1) no han sido considerados para la elaboración de la curva.

Para realizar esta curva se ha hecho una selección de datos obtenidos de la base de datos de GEOMAGIA50 (Brown et al., 2015). Esta selección se ha hecho eligiendo aquellos datos que fueron obtenidos con experimentos de tipo Thellier o microondas. En total se seleccionaron 105 datos. Se trata de una gran cantidad de datos, pero, sin embargo, muchos de ellos no pueden ser considerados datos fiables o de calidad debido a que no se aplicaron *pTRM checks* durante el experimento de arqueointensidad o no se realizó posteriormente un experimento para corregir la anisotropía de la termorremanencia (ATRM). De esta forma, solo 12 de los 105 datos obtenidos de la base de datos (el 11%) han podido ser considerados de calidad. Se puede observar, por tanto, que el número de datos con calidad para estas cronologías en la península ibérica es muy escaso. Es por ello que la inclusión de los 24 datos aportados por esta tesis supondrá un gran enriquecimiento para la curva.

Para realizar esta curva (Fig. 12.8) se van a seleccionar todos los 105 datos recopilados de las bases de datos junto con los 24 aportados por esta tesis. No obstante, cada dato tendrá su correspondiente peso de calidad en base a las consideraciones mencionadas en

los párrafos anteriores. Estos 24 datos permiten que la curva quede mejor definida, aunque aún existen tramos en los que sigue habiendo una baja resolución debido tanto a la escasez de datos como a la incertidumbre asociada que estos tienen. No obstante, las aportaciones que se están haciendo actualmente con datos de calidad suponen un paso hacia adelante para el conocimiento del CMT del pasado, así como para el desarrollo y la mejora de los modelos geomagnéticos.

A continuación, se va a describir más en detalle cómo ha variado la intensidad del campo magnético de la Tierra en la península ibérica entre el 5200 a.C. y el 300 a.C., ya que se observan algunas características que son de gran interés. Para ello se va a utilizar la curva generada con los 105 datos obtenidos de la base de datos de GEOMAGIA50 (Brown et al., 2015) y los 24 aportados por esta tesis (Figura 12.8a).

Alrededor del 5000 a.C. se observa una gran incertidumbre debido a la ausencia de datos (únicamente existen tres datos para esta cronología). La tendencia que tiene la intensidad del campo magnético es ligeramente descendente entre el *ca.* 5200 y el 4600 a.C. El periodo del 5000 a.C. al 4000 a.C. se encuentra mejor definido, aunque algún dato presenta una incertidumbre en la intensidad bastante notable. La tendencia que tiene la intensidad a partir del *ca.* 4500 a.C. es a aumentar progresivamente hasta el *ca.* 4000 a.C., donde se aprecia un cambio de tendencia. A partir del 4000 a.C. y hasta el 2050 a.C., la incertidumbre aumenta considerablemente tanto por la escasez de datos como por su error asociado (tanto en la edad como en la intensidad). La intensidad durante estos aproximadamente 1950 años sigue aumentando de manera progresiva, aunque con un leve descenso en torno al 3500 a.C. Con independencia de las variaciones descritas, en este largo intervalo el campo no supera en ningún momento los 40 μT . Desde el 2000 a.C. hasta el 1100 a.C. aproximadamente, la incertidumbre de la intensidad disminuye drásticamente debido a la gran cantidad de datos que hay para este periodo. Sin embargo, se puede observar una doble nube de puntos (en gris) que atiende a diferencias entre los valores de intensidad, aportando así dos posibilidades de intensidad del campo para una misma edad (Fig. 12.8a). Los datos que registran estas dos posibilidades han sido obtenidos de la base de datos de GEOMAGIA50 (Brown et al., 2015) y se han considerado en esta tesis como de no calidad debido a que no tienen realizados *pTRM checks* o corrección de ATRM. Es posible que una corrección de ATRM de estos datos hubiese generado uniformidad entre ambos grupos, pero hemos considerado conveniente no excluirlos de la curva. Del 1100 a.C. al 800 a.C., aproximadamente, la intensidad del campo magnético ya no aumenta de forma paulatina como lo venía haciendo sino que lo hace bruscamente (Fig. 12.8a). La incertidumbre de la intensidad vuelve a aumentar tanto por la ausencia de datos como por el error asociado que tienen en edad e intensidad los escasos datos que hay entre estos años. En torno al 800-750 a.C., se observa un pico de intensidad de unos 70 μT del que hablaremos más adelante. A partir de aquí la intensidad del CMT experimenta un breve pero marcado descenso para volver a aumentar de nuevo bruscamente, incluso por encima de la intensidad que había entre el 1100 a.C. y el 800 a.C. El número de datos disponibles a partir del 800 a.C., aumenta considerablemente. En esta cronología

conviven datos con calidad y datos sin calidad, coincidiendo sus valores en algunos casos.

La tendencia general observada a partir de la curva es un aumento progresivo de la intensidad hasta llegar a dos picos máximos en torno al 800 a.C. y el 500-600 a.C., donde la intensidad del campo llega incluso a los 100 μT (Fig. 12.8a). Estos valores tan altos de intensidad están relacionados con el fenómeno geomagnético descrito como LIAA (*Levantine Iron Age Anomaly*). Los estudios más recientes señalan que la LIAA es un fenómeno geomagnético documentado por toda la Europa mediterránea (Shaar et al., 2017, Osete et al., 2020, Rivero-Montero et al., 2021, García-Redondo et al., 2021, Tema et al., 2021) y definido por dos variaciones de intensidad de corta duración, en el 950 a.C. y el 700 a.C. aproximadamente, pero con picos de intensidad muy altos, de hasta 100 μT (Pavón-Carrasco et al., 2021). Para la península ibérica, estas intensidades tan altas se dan alrededor del 600 a.C. (Fig. 12.8a), y están asociadas a un desplazamiento de la declinación hacia el este de unos 20° (Molina-Cardín et al., 2018). Esta evolución muestra variaciones muy rápidas de la intensidad del campo de hasta 16 μT por siglo (Osete et al., 2020). Los datos de intensidad obtenidos en esta tesis y que han sido utilizados para la elaboración de esta curva aparecen recogidos en la Tabla 12.2. El valor máximo de intensidad obtenido ($72.4 \pm 2.0 \mu\text{T}$) corresponde a un hogar datado arqueomagnéticamente en el yacimiento de El Cerro de San Vicente (Salamanca) pero que contaba previamente con un control de edad relativo, y que registra el LIAA en torno al 600 a.C. (García-Redondo et al., 2021).

En la figura 12.8b se representa la curva que se ha ido describiendo frente a otros cinco modelos geomagnéticos publicados: SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014), ARCH10k.1 (Constable et al., 2016), CALS10k.2 (Constable et al., 2016), pfm9k.1a, (Nilsson et al., 2014) y HFMOL1 (Constable et al., 2016 y Panovska et al, 2015). Es importante comentar que alguno de los modelos con los que se compara en la Fig. 12.8b no está elaborado exclusivamente con datos arqueomagnéticos (portadores de TRM). Es conocido que la incorporación de datos sedimentarios puede generar suavizados en las fluctuaciones de intensidad. Si bien es cierto que el principal problema es que todavía hay una notable escasez de datos, nuestra curva en general coincide relativamente bien con el resto de modelos y, dentro de sus variaciones, tiene una tendencia a mostrar un aumento de intensidad en el intervalo de tiempo analizado (*ca.* 5200 – 300 a.C.). Además, no hay que olvidar que la curva aquí presentada compila exclusivamente datos de intensidad de la península ibérica, no de todo el continente e incluso, datos globales, como alguno de los registros con los que se comparan en la Fig. 12.8b.

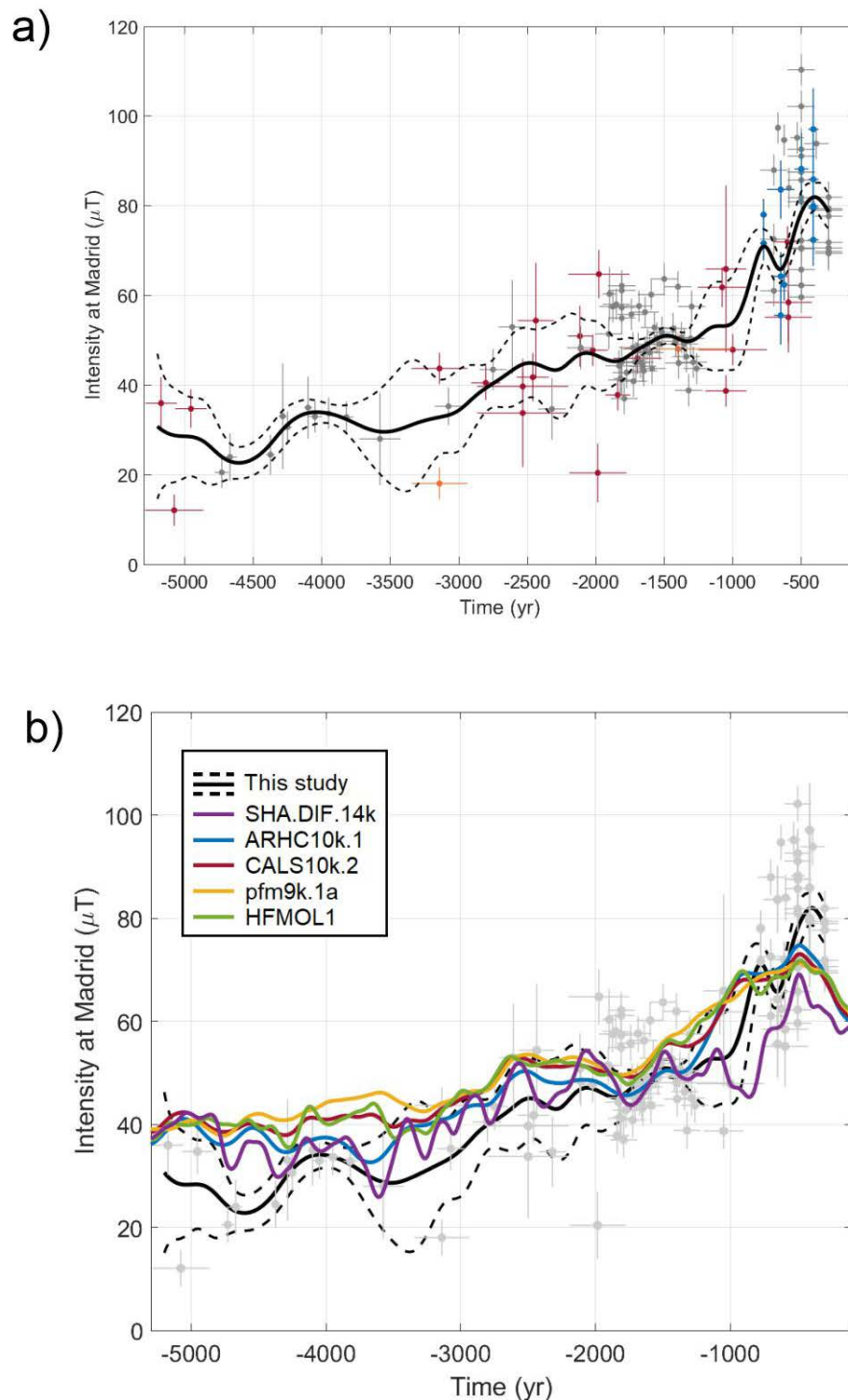


Figura 12.8. a) Curva de intensidad para la península ibérica elaborada con 105 datos obtenidos de GEOMAGIA50 (Brown et al., 2015) y 24 datos aportados por esta tesis [en rojo, los datos de alta calidad aportados por la tesis; en naranja, los dos datos de calidad menor aportados por la tesis; en gris oscuro, los datos de GEOMAGIA50 sin control de alteración ni corrección por anisotropía; en azul, los datos de GEOMAGIA50 con calidad]. Las barras horizontales representan el error temporal y las verticales el error del dato magnético expresado a 1σ . b) Curva de intensidad relocada a Madrid y comparada con otros modelos geomagnéticos. Figura cortesía de F.J. Pavón-Carrasco (UCM, Madrid). Los datos de tiempo del eje de abscisas están expresados respecto al cambio de era (año 0).

En la figura 12.9 se ilustra cómo ha variado la dirección (declinación e inclinación) en el mismo intervalo cronológico en la península ibérica (5200 a.C. - 300 a.C.). Esa compilación de datos ha sido generada a partir de direcciones arqueomagnéticas obtenidas de la base de datos GEOMAGIA50 (Brown et al., 2015). Se puede observar como hay una importante escasez de datos y como muchos de ellos tienen grandes incertidumbres temporales. Hay que destacar que, además, los datos paleomagnéticos también cuentan con rangos de incertidumbre importantes en sus componentes magnéticas. Uno de los picos de intensidad observados en la península ibérica se da alrededor del 600 a.C., momento en el que la declinación señala hacia el este con valores entre 17 y 21° (Figura 12.9a). Este comportamiento ya fue observado por Molina-Cardín et al., (2018) y Osete et al., (2020). Si se tienen en cuenta todas las declinaciones representadas, hay un dato de declinación con valores muy similares a los del 600 a.C., pero alrededor del 1300 o 1400 a.C. Anteriormente, solo dos datos tienen declinaciones cercanas a 20° y es alrededor del 4700 a.C. Desde el 5200 a.C hasta el 300 a.C la declinación oscila entre 21 y 335° (-24°). Teniendo en cuenta que son 5 milenios, esta oscilación tan amplia es esperable. Llama más la atención, en particular, el intervalo comprendido entre el *ca.* 4700 – 4000 a.C., donde la variación en declinación es de hasta $\pm 20^\circ$. Es una variación muy marcada que tendrá que ser verificada a medida que se obtengan nuevos datos de calidad (Herrejón-Lagunilla, 2020). En cuanto a la inclinación, su oscilación es entre 42° y 69° para el mismo intervalo de tiempo analizado (Fig. 12.9b). En todo caso, se aprecia un mínimo en la inclinación en el V milenio a.C., que parece reproducir la tendencia definida por el CMT en el este de Europa (Carrancho et al., 2013). Sólo se dispone de tres datos de intensidad de calidad en la península ibérica para este V milenio (y todos inferiores a 40 μT) (Brown et al., 2015; Fig. 12.8a). Realmente son aún muy escasos y no permiten inferir ninguna posible correlación fiable entre las variaciones de intensidad y las direcciones.

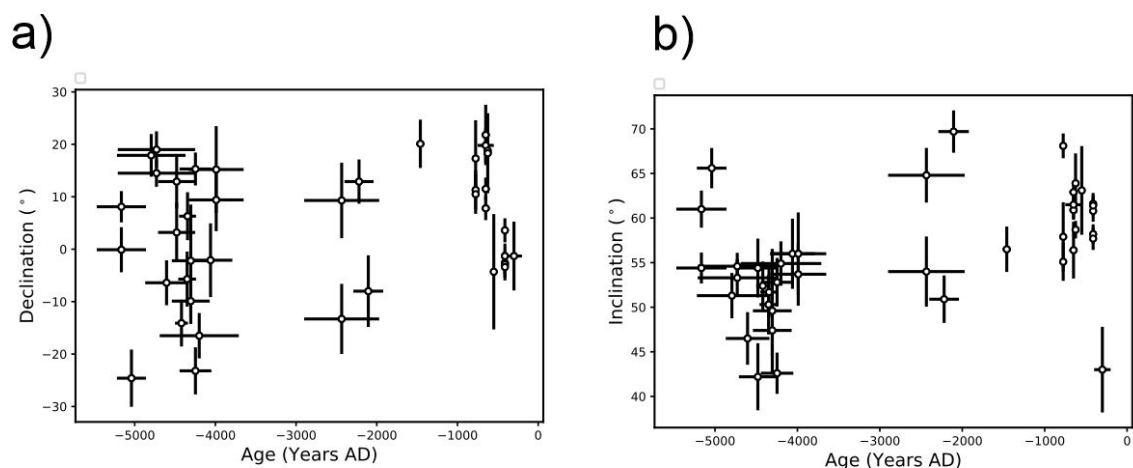


Figura 12.9. (a-b) Representación de las direcciones disponibles para la península ibérica entre 5200 a.C. y el 300 a.C. (a) declinación y (b) inclinación. Las barras horizontales representan el error temporal y las verticales el error del dato magnético. Datos obtenidos de GEOMAGIA50 (Brown et al., 2015).

YACIMIENTO	DATACIÓN cal. a.C.	RANGO DE INCERTIDUMBRE	INTENSIDAD B (μ T)	Δ B (μ T)
El Portalón	1931-1749	2-sigma 95.4%	38.6	2.7
El Portalón	3345-2937	2-sigma 95.4%	44.6	2.4
El Portalón	2910-2697	2-sigma 95.4%	41.3	3.8
El Portalón	5288-5058	2-sigma 95.4%	36.7	5.8
El Portalón	3345-2937	2-sigma 95.4%	18.4	0.7
Los Cascajos	2194-1777	2-sigma 95.4%	20.9	6.5
Los Cascajos	5291-4864	2-sigma 95.4%	12.3	2.4
Peñalosa	2131-1913	2-sigma 95.4%	46.5	2.9
Els Trocs	5070-4840	2-sigma 95.4%	35.5	4.3
Casetón de la Era	2569-2306	2-sigma 95.4%	55.2	12.8
Casetón de la Era	2577-2342	2-sigma 95.4%	42.4	5.3
Carricastro	1200-900	Datación relativa (*)	39.1	3.4
Carricastro	1200-900	Datación relativa (*)	66.7	18.6
Los Torojones	2201-1754	2-sigma 95.4%	65.7	5.3
El Parpantique	2204-2027	2-sigma 95.4%	51.5	6.7
Los Tolmos	1872-1520	2-sigma 95.4%	46.4	3.1
Teso del Cuerno	1256-899	2-sigma 95.4%	62.3	4.4
El Cementerio	1800-1000	Datación relativa (*)	48.7	1.3
Viña de Esteban García	2866-2200	2-sigma 95.4%	33.8	12.0
Viña de Esteban García	2866-2200	2-sigma 95.4%	39.7	2.5
El Castillar	766-422	2-sigma 95.4%	56.4	5.5
El Castillar	766-422	2-sigma 95.4%	59.8	11.2
Cerro de San Vicente	700-500	Datación relativa (*)	72.4	2.0
Cerro de San Vicente	1250-750	Datación relativa (*)	48.1	1.9

Tabla 12.2. Datos de intensidad (con corrección por anisotropía) obtenidos en esta tesis con sus respectivas edades absolutas calibradas (a.C.), utilizados para la elaboración de la curva de intensidad de la figura 12.8a. Se indica también el rango de incertidumbre cronológico, el valor medio de intensidad (μ T) y su respectivo error (Δ B), también en μ T. (*) “Datación relativa” se refiere a que la edad del material está estimada en base a criterios arqueológicos (tipología o decoración del material arqueológico asociado) y/o estratigráficos.

Los datos aportados en esta tesis utilizados para elaborar la curva representada en la Fig. 12.8, son de alta calidad y están en consonancia con las tendencias generales que registran los modelos geomagnéticos para el intervalo entre el *ca.* 5200 y el 300 a.C. Además, constituyen una aportación muy valiosa porque proporcionan información de la intensidad en algunos tramos cronológicos para los que no existían datos, máxime si se tiene en cuenta la dificultad que conlleva la obtención de determinaciones fiables y de calidad de intensidad. Sin embargo, los resultados aún son escasos y sigue siendo necesario aportar más datos de intensidad para algunos periodos. Si seguimos trabajando de manera progresiva en la obtención de datos de intensidad para estas cronologías podremos ir mejorando nuestro conocimiento acerca del CMT del pasado y, con ello, los modelos geomagnéticos. Además, esto será de gran utilidad para la técnica

de datación arqueomagnética, caracterizada por ser un método que data el último uso del material (al contrario que la datación radiocarbónica) y que, además, puede ser mucho más preciso para ciertas cronologías como la que abarca el efecto del “Hallstadian Plateau” (ca. 800 – 400 a.C.; Hamilton et al. 2015; Hervè y Lanos, 2017).

12.4. Variación de la intensidad del CMT en la prehistoria reciente en la península ibérica y el Cáucaso.

-Estado de la cuestión. Datos arqueomagnéticos y de arqueointensidad en la península ibérica y el Cáucaso.

Ya se ha comentado que los patrones de la variación secular son más o menos reproducibles a escala regional. Sin embargo, difieren entre regiones subcontinentales. La datación arqueomagnética requiere de la existencia previa de curvas patrón regionales de variación secular o modelos del campo magnético terrestre. En este apartado se va a proceder a comparar datos direccionales y de intensidad de dos regiones situadas a una latitud similar, pero con una diferencia en la longitud de alrededor de 40°, con el objetivo de buscar rasgos comunes o particulares en cada zona de estudio. Este análisis se centrará en los territorios de la península ibérica y el Cáucaso (Georgia).

Con anterioridad a los nuevos datos que se presentan en esta tesis, la base de datos GEOMAGIA50 (Brown et al., 2015) registraba para España 276 datos de intensidad obtenidos de materiales arqueológicos (Fig. 12.10a) con cronologías de entre el 4000 a.C. y el 2000 d.C. Todos estos datos han sido obtenidos mediante el método clásico de Thellier o bien mediante Thellier-Coe y Thellier-IZZI, incluyendo datos obtenidos con el método de microondas. 264 de estos 276 datos cumplen con unos criterios mínimos de calidad, como son la realización de algún experimento que sirva para comprobar que no hayan ocurrido alteraciones mineralógicas durante el proceso, y la realización de algún experimento que permita corregir la anisotropía de la TRM (Fig. 12.10b). Si somos más estrictos y se tienen en cuenta exclusivamente los métodos de tipo Thellier y cualquier experimento que sirva para corregir la anisotropía, pero solo se tiene en cuenta la realización de *pTRM checks* como método para detectar alteraciones mineralógicas, solo 60 datos cumplen los criterios (Fig. 12.10c). En cuanto a las direcciones, la base de datos recoge únicamente 147 datos direccionales para el periodo que va ente el 6000 a.C. y el 2000 d.C., algunos de ellos con grandes barras de error en ambos ejes y con importantes vacíos según de qué centuria se trate (Fig. 12.11). El número de datos direccionales disponibles es notablemente menor que el de los datos de intensidad. Este hecho puede deberse a la dificultad que tiene encontrar muestras arqueológicas quemadas *in situ*, sobre todo de época prehistórica. En todo caso, es evidente que haciendo una selección de los datos de intensidad por criterios de calidad (*pTRM checks*, corrección de ATRM, etc.), el número se reduce significativamente. Es decir, la calidad de los datos es un factor fundamental tanto para el modelado geomagnético como para fines geocronológicos.

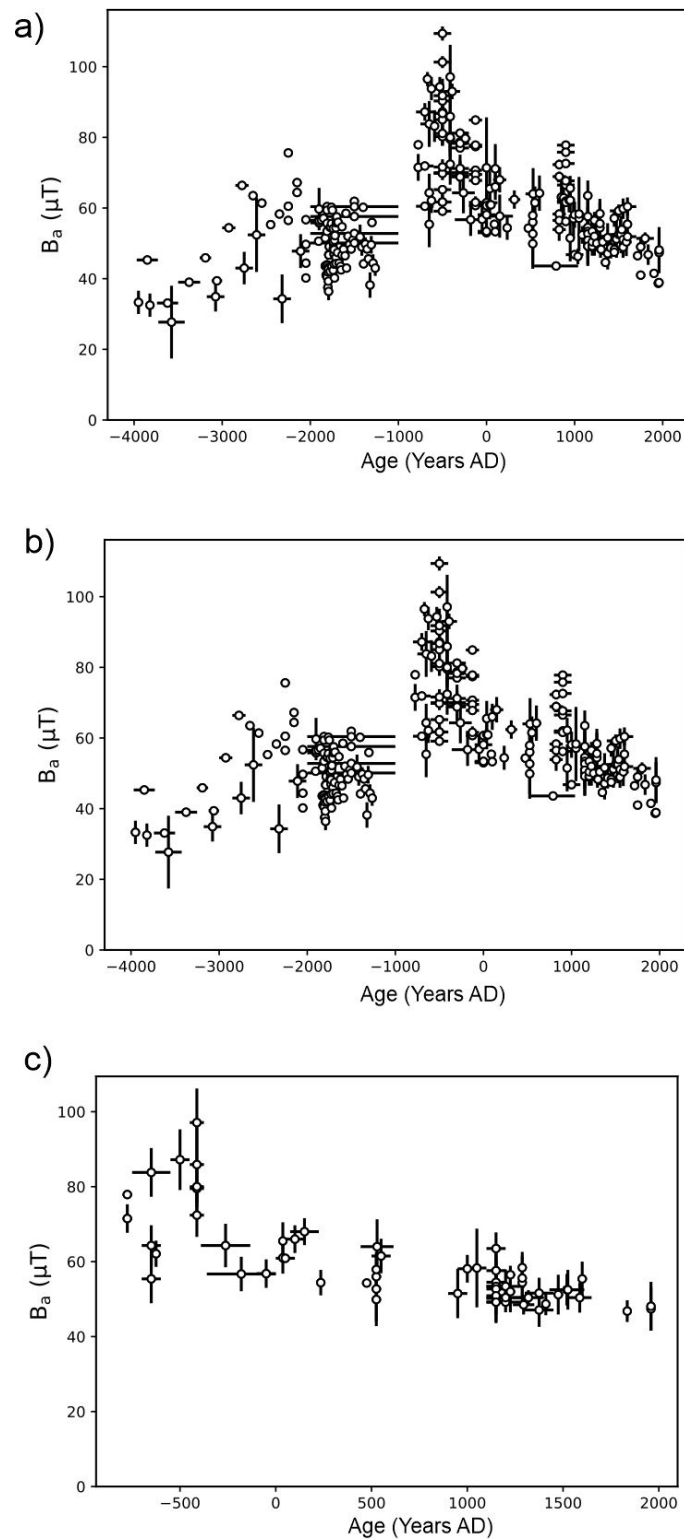


Figura 12.10. a) Datos de arqueointensidad procedentes de materiales arqueológicos de España; (b) Datos sobre los que se han realizado experimentos para detectar alteraciones mineralógicas y para corregir la anisotropía; (c) Igual que (b), pero considerando únicamente *pTRM checks* como experimentos válidos para detectar alteraciones mineralógicas. Nótese que el intervalo temporal del panel c) es distinto. Datos obtenidos de la base de datos GEOMAGIA50 (Brown et al., 2015). Consultada por última vez en julio de 2022.

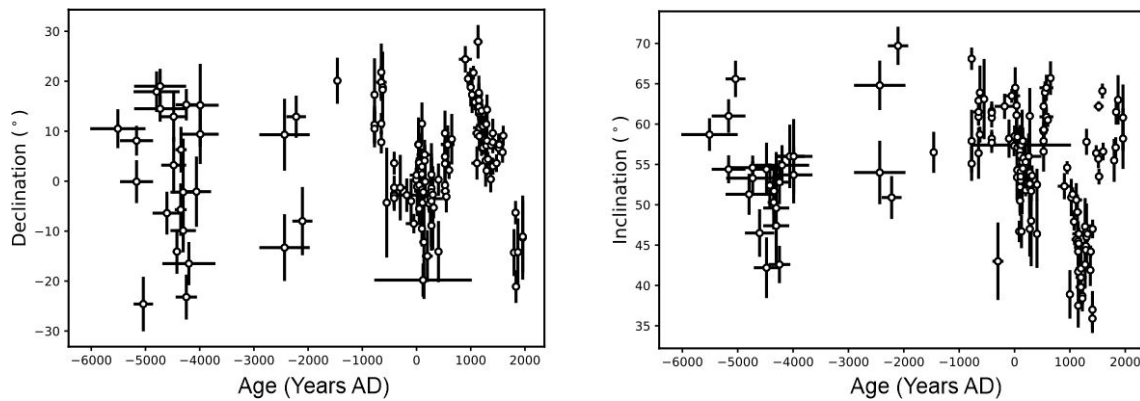


Figura 12.11. Datos direccionales registrados en la base de datos GEOMAGIA (Brown et al., 2015) procedentes de materiales arqueológicos quemados de España de entre el 6000 a.C. y el 2000 d.C. Consultada por última vez en julio de 2022.

Es durante las últimas décadas cuando la información disponible sobre la variación secular del campo magnético terrestre en la península ibérica ha experimentado importantes progresos. En el año 2006 se publicó la primera curva de variación secular (Gómez-Paccard et al., 2006) para esta región a partir de 63 datos direccionales (incluyendo también datos procedentes del sur de Francia y norte de Marruecos), que cubría el periodo 775 a.C. – 1959 d.C. Durante los últimos años se ha ampliado la base de datos cubriendo los tres últimos milenios (ej.: Carrancho et al., 2017; Casas et al., 2014; Catanzariti et al., 2008; 2012; García-Redondo et al., 2020; 2021; Gómez-Paccard et al., 2006; 2008; 2012; 2013; 2016; Hartman et al., 2009; Molina-Cardín et al., 2018; Osete et al., 2016; Palencia-Ortas et al., 2017; Prevosti et al., 2013; Ruiz-Martínez et al., 2008). Por ejemplo, Gómez-Paccard et al. (2016), obtuvieron nuevos datos de arqueointensidad para los siglos del IX d.C. al XII d.C. en 79 fragmentos de cerámica del sudeste de España. Palencia-Ortas et al. (2017), publicaron nuevos datos direccionales de 33 estructuras de combustión arqueológicas del nordeste de Portugal, correspondientes al intervalo 1200 a.C. - 200 d.C., proponiendo una nueva curva de variación secular direccional para los 12 siglos anteriores al cambio de la era (a.C.). Cronológicamente más antiguas son las aportaciones direccionales de Carrancho et al. (2013) y Herrejón-Lagunilla (2020) en secuencias de *fumiers* de varias cuevas peninsulares, cuyas edades están comprendidas entre el *ca.* 5500 y el 1000 a.C. Cabe destacar también la aportación de Gómez-Paccard et al. (2019) de 4 datos direccionales de los siglos VII a VI a.C.

La publicación de datos de intensidad tiene su origen en el trabajo de Kovacheva et al. (1995), en un horno romano. A partir de aquí se han ido sucediendo distintas aportaciones. Nachasova et al. (2002) y Burakov et al. (2005), aportaron 50 datos de intensidad de entre los años 5000 – 1000 a.C. Gómez-Paccard et al. (2006; 2008), incrementaron la base de datos con 24 datos de intensidad para los últimos 2000 años. Más recientemente, Nachasova et al. (2007) y Nachasova y Burakov (2009), estudiaron fragmentos cerámicos de los que obtuvieron 72 datos de intensidad desde el Neolítico

hasta la época prerromana, aunque sorprende que en estas publicaciones no se muestre ni un diagrama de Arai. No en vano, el principal problema que tienen estos estudios de arqueointensidad es que se trata de determinaciones poco fiables debido a la ausencia de criterios de selección rigurosos, de experimentos de corrección de la anisotropía de la termorremanencia, determinaciones realizadas en un solo espécimen o a la falta de explicaciones acerca de la metodología que se siguió en los estudios. Más recientemente, Osete et al. (2016), aportaron nuevos datos de arqueointensidad obtenidos en dos yacimientos arqueológicos de los siglos III a I a.C. Molina-Cardín et al. (2018), presentaron 16 nuevos datos direccionales y 27 de intensidad de la península ibérica, desarrollando, además, una nueva curva de variación secular para la península ibérica para los últimos 3000 años. Más recientemente, Osete et al. (2020) publicaron 14 datos direccionales nuevos y 10 de intensidad procedentes de seis yacimientos arqueológicos del este de España datados mediante radiocarbono entre los siglos VIII – V a.C.

En la figura 12.12 se recoge la última curva de variación secular (izquierda) publicada por Molina-Cardín et al., (2018) para la península ibérica comparada con otras curvas y modelos regionales y globales (derecha). En este trabajo (Molina-Cardín et al., 2018) presentan nuevos valores direccionales y de intensidad de alta calidad para la península ibérica, se actualiza la base de datos arqueomagnética y se desarrolla la curva de variación secular mencionada (Figura 12.12) desde el 1000 a.C. hasta el 1900 d.C. Los autores también discuten la presencia de un máximo de intensidad de unos 80 μT alrededor del 600 a.C. y la evolución del campo magnético terrestre en Europa durante los últimos 3000 años.

Es interesante conocer las variaciones en dirección e intensidad observadas en esta curva ibérica para los últimos 3 milenios (Molina-Cardín et al. 2018) pues pueden proporcionar información sobre qué tipo de cambios suceden, cuándo tienen lugar y en qué rango de variación acontecen. A partir de estos datos se puede observar cómo los valores de declinación más desviados hacia el este con respecto al norte magnético los encontramos en torno al 800 a.C., con 25° (Fig. 12.12a). En el caso de la inclinación los valores más altos están alrededor del 600 – 500 a.C., con 65° (Fig. 12.12c). En torno al 1600 d.C., se inicia una deriva significativa de la declinación hacia el oeste, alcanzando los -20° en torno al 1870 d.C. (Fig. 12.12a). Por su parte, las inclinaciones presentan tres máximos, alcanzando los $60-65^\circ$ en torno al 500 a.C., 600 d.C. y el 1700 d.C. (Fig. 12.12c). Éstos máximos están intercalados por dos mínimos, uno en torno al 200 d.C. ($\sim 53^\circ$) y otro en torno al 1400 d.C., con un valor cercano a los 45° (Fig. 12.12c; Molina-Cardín et al. 2018). Se puede observar, por tanto, que las variaciones de la inclinación desde el año 1000 a.C. hasta el 1900 d.C. son más notorias que las que ha experimentado la declinación. La variación de la declinación es más suave y paulatina. Las únicas variaciones realmente marcadas en la declinación son las derivas al oeste entre el 800 y 400 a.C. y la del 1600 al 1850 d.C., así como la deriva hacia el este entre el 600 y 800 d.C (Fig. 12.12a). Entre los años *ca.* 400 a.C. y *ca.* 400 d.C., la declinación presenta una especie de meseta donde sus valores apenas varían (Fig. 12.12a-b).

En el caso de la intensidad se observan dos picos, uno máximo en torno al año 600 a.C. con intensidades de hasta 85 μT (relacionado con el LIAA) y un segundo pico en torno al año 800 d.C., con intensidades de 70 μT (Fig. 12.12e-f). A partir del primer pico de intensidad, esta disminuye hasta el año 300 a.C. aproximadamente, momento en el que se mantiene entre 55 y 65 μT hasta el año 500 d.C. A partir de aquí comienza a ascender hasta llegar al segundo pico de 70 μT en torno al año 800 d.C. (Fig. 12.12e). A partir del 800 d.C. aproximadamente y hasta 1900 d.C., la intensidad experimenta un descenso muy paulatino hasta alcanzar los valores actuales de unos 45 μT . A excepción de los picos de intensidad mencionados, bruscos y cortos en el tiempo, la intensidad ha disminuido de forma gradual desde el *ca.* 1000 a.C. hasta el 1900 d.C.

En la figura 12.12 (a, c y e) se han representado también los datos arqueomagnéticos obtenidos en esta tesis y que abarcan el intervalo temporal de la curva (6 datos de dirección y 6 datos de intensidad). Estos datos son fruto del estudio de las seis estructuras de combustión ya descritas anteriormente: Cerro de San Vicente (un hogar), Casa del Mitreo (un horno), La Pudia (dos hogares) y Cevico Navero (dos hornos).

En general, los datos obtenidos coinciden muy bien con la tendencia que define la curva tanto para la dirección como para la intensidad. Algunos de estos datos, como el horno romano de Casa del Mitreo (círculo verde) y los hornos medievales de Cevico Navero (círculo moradas), refuerzan la tendencia marcada por la curva de variación secular en cronologías donde hay una cierta densidad de datos (Fig. 12.12a, c y e). Otros, como los datos del yacimiento prehistórico de El Cerro de San Vicente (círculo roja) y los del yacimiento medieval de La Pudia (círculo amarillas), contribuyen también a un mejor del conocimiento del CMT en sus respectivos periodos, para los cuales la disponibilidad de datos es más escasa que en los casos anteriores. Todas las declinaciones, inclinaciones e intensidades aportadas por estas seis estructuras de combustión reproducen los valores recogidos por la curva ibérica, lo cual demuestra la calidad y fiabilidad de los datos obtenidos en esta tesis. El único dato algo discrepante es la inclinación del hogar de El Cerro de San Vicente, ligeramente más bajo que los definidos por la curva para ese periodo (Fig. 12.12c). No obstante, no hay que olvidar la escasez de datos para esas cronologías, lo cual no permite establecer conclusiones definitivas.

Las seis estructuras aquí estudiadas cuentan con un control cronológico relativo independiente basado en criterios arqueológicos y/o tipológicos. En algunos casos, como el horno romano de casa Mitreo (Mérida), la precisión que alcanza la tipología cerámica es altísima (± 15 años), algo muy excepcional, por otro lado. Este control cronológico relativo concuerda bien con las dataciones arqueomagnéticas obtenidas en esta tesis. Por lo tanto, dada la calidad que tienen estos 6 datos así como el hecho de tener un control cronológico relativo de cada uno de ellos, permite que puedan ser introducidos en la curva de variación secular de la península ibérica. Esto permitirá mejorar el conocimiento del CMT tanto en periodos para los que los datos son aún muy escasos (ej.: Cerro de San Vicente y La Pudia), como en periodos para los que la

Si centramos la observación tanto en la dirección como en la intensidad de manera conjunta observamos que el primer pico de intensidad (*ca.* 600 a.C.) coincide temporalmente con el de la inclinación, pero no en la declinación, que tiene lugar unos 100-150 años antes aproximadamente (Fig. 12.12 a, c y e). El segundo pico marcado por la intensidad (*ca.* 800 d.C.) coincide temporalmente con el segundo valor máximo de la declinación, pero no con el de la inclinación (definido anteriormente en torno al 600 d.C.), encontrándose ésta ya en descenso. Aunque estas observaciones no necesariamente tienen por qué responder a ningún patrón geomagnético específico, conviene tenerlas en cuenta.

A pesar de la cantidad de datos de calidad acumulados, la curva de variación secular de la península ibérica aún presenta ciertos vacíos, especialmente con anterioridad al s. IV a.C., y en la Edad Media (concretamente entre los siglos V – IX d.C.). Para la Edad Media se han recopilado recientemente nuevos datos (ej.: Catanzariti et al., 2012; Rivero-Montero et al., 2021). Sin embargo, para la prehistoria reciente, si bien los datos direccionales son más abundantes, los datos de intensidad (de calidad contrastada) son muy escasos. Esta tesis contribuye con datos de intensidad de calidad para la época prehistórica en la península ibérica, concretamente desde el Neolítico hasta la Edad del Hierro (~ 5291 – 422 cal. a.C.). Estos datos, dada su alta calidad, aumentarán la información que tenemos hasta ahora acerca de la variación de la intensidad del CMT en estas cronologías y, a su vez, supondrán una mejora para la técnica de datación arqueomagnética. Además, la información arqueomagnética procedente de la cabaña 1 del yacimiento arqueológico del “Cerro de San Vicente” (Salamanca), cuya cronología relativa oscila entre los años *ca.* 700 - 500 a.C (Tabla 12.2), aporta información sobre la LIAA, reafirmando así la presencia de este fenómeno geomagnético en la península ibérica.

El otro ámbito geográfico que se compara y discute en esta tesis es la región del Cáucaso. Entre los años 1960 y 1980 se realizaron en el Cáucaso numerosos estudios arqueomagnéticos que incluían determinaciones direccionales y de intensidad (ej.: Nachasova et al., 1986; 1987). Sin embargo, a menudo solamente aparecen publicados los resultados finales en catálogos y no se dispone de los datos originales. Además, la metodología que se utilizaba impide, en muchos casos, que los resultados obtenidos reúnan los mínimos criterios de calidad y fiabilidad requeridos en la actualidad. Actualmente los resultados de estos estudios se pueden consultar en las bases de datos GEOMAGIA50 (Brown et al., 2015; Korhonen et al., 2008) y MagIC (<https://earthref.org/>). La base de datos GEOMAGIA50 (Brown et al., 2015) registra para Georgia 439 datos de intensidad obtenidos de materiales arqueológicos (Fig. 12.13a) con cronologías entre el 4000 a.C. y el 2000 d.C. Todos estos datos han sido obtenidos mediante el método clásico de Thellier o bien mediante Thellier-Coe o Thellier-IZZl. Sin embargo, solo 75 de estos 439 datos (el 17%) cumplen con unos criterios mínimos de calidad, como son la realización de algún experimento para comprobar que no hayan ocurrido alteraciones mineralógicas durante los análisis, y la realización de algún experimento que permita corregir la anisotropía (Fig. 12.13b). Si

somos más estrictos y se tienen en cuenta los mismos métodos y cualquier experimento que sirva para corregir la anisotropía, pero solo se tienen en cuenta los “*pTRM checks*” como método para detectar alteraciones mineralógicas, solo los 17 datos publicados por Shaar et al., (2017) cumplen los criterios (Fig. 12.13c). Es decir, realmente hay muy pocos datos de calidad y, por lo tanto, verdaderamente fiables. En cuanto a las direcciones, la base de datos GEOMAGIA50 (Brown et al., 2015) recoge 234 datos direccionales para las mismas cronologías, algunos de ellos con grandes barras de error en ambos ejes y con importantes vacíos según de qué centuria se trate (Fig. 12.14).

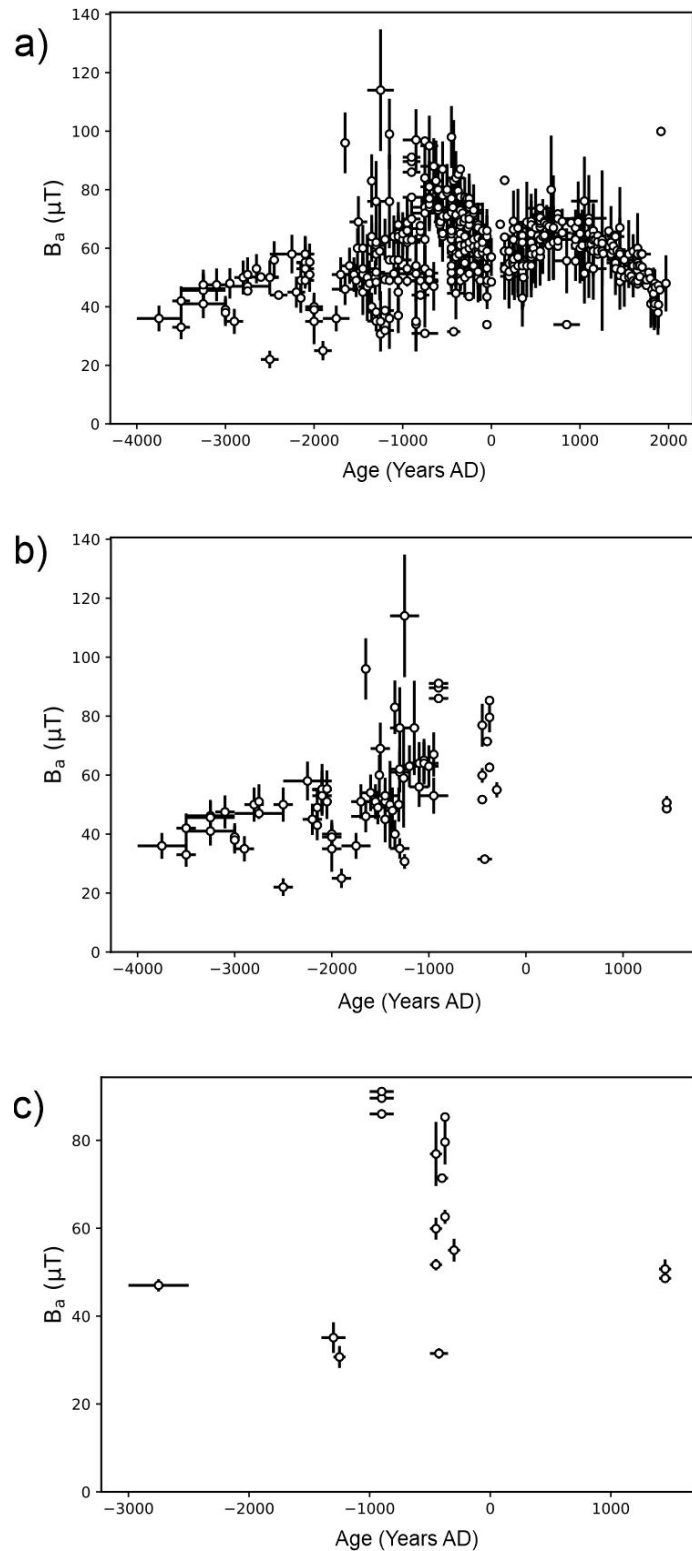


Figura 12.13. a) Datos de arqueointensidad procedentes de materiales arqueológicos de Georgia entre el 4000 a.C. y el 2000 d.C. (b) Datos sobre los que se han realizado experimentos para detectar alteraciones mineralógicas y para corregir la anisotropía; (c) Igual que (b), pero considerando únicamente *pTRM checks* como experimentos válidos para detectar alteraciones mineralógicas. Nótese que el intervalo temporal del panel c es distinto. Datos obtenidos de la base de datos GEOMAGIA50 (Brown et al., 2015). Consultada por última vez en julio de 2022.

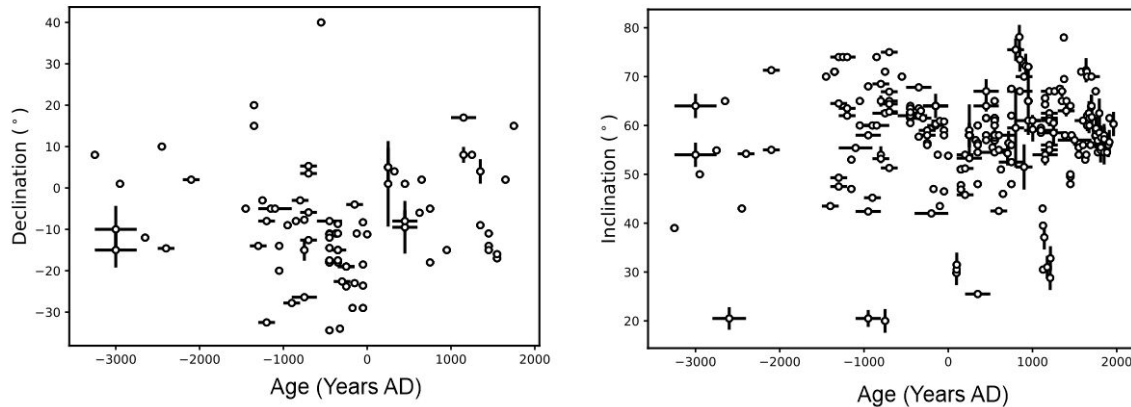


Figura 12.14. Datos direccionales registrados en la base de datos GEOMAGIA (Brown et al., 2015) procedentes de materiales arqueológicos quemados de Georgia entre el 4000 a.C. y el 2000 d.C. Consultada por última vez en julio de 2022.

Los datos paleomagnéticos y arqueomagnéticos procedentes de Georgia representan el 5% a nivel global (Brown et al., 2021). Sin embargo, como ya se ha explicado, es más que evidente la baja calidad de la gran mayoría de estos datos. La publicación más reciente que incluye datos arqueomagnéticos referidos a esta región es la de Shaar et al., (2017), la cual se centra en datos de intensidad para Georgia obtenidos a partir de fragmentos cerámicos (Fig. 12.15). Si observamos la figura 12.15 se aprecia un aumento paulatino de la intensidad desde el año 2500 a.C. aproximadamente, hasta que llegó a su pico máximo en torno al año 1000 a.C. A partir de aquí la intensidad disminuye, pero debido a la variabilidad de los datos y sus errores asociados es difícil definir un comportamiento geomagnético inequívoco. Si observamos la figura 12.13c, la cual ha sido creada exclusivamente con los datos de calidad, este pico máximo de intensidad ($\sim 80\text{-}85 \mu\text{T}$) también aparece reflejado, pero algo rejuvenecido, ya que se muestra posterior al año 1000 a.C. Por otro lado, esta figura (Fig. 12.13c) confirma también la dificultad de definir un comportamiento paleomagnético detallado debido a la falta de datos de alta calidad.

Teniendo en cuenta la información recopilada de GEOMAGIA para ambas zonas (Georgia y España) en cronologías entre el 4000 a.C. – 2000 d.C., se puede observar que pese a que el número de datos de arqueointensidad es mayor en Georgia (439 frente a los 276 de España), estos son de peor calidad debido a la ausencia de experimentos para detectar alteraciones mineralógicas y/o corregir la anisotropía de la TRM. Es decir, si consideramos solo datos de calidad, estos son más abundantes en España que en Georgia.

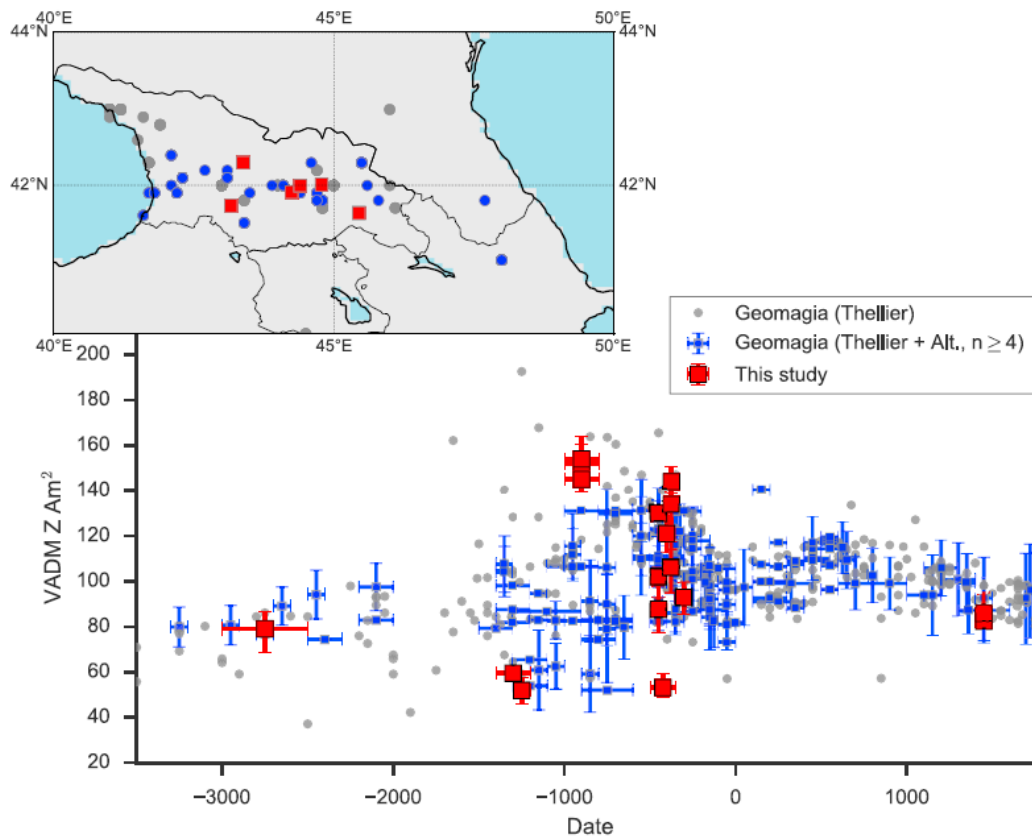


Figura 12.15. Paleointensidad en los últimos 5000 años en el Cáucaso. En rojo: Shaar et al. (2017). En gris: Datos obtenidos con el método Thellier. En azul: Datos obtenidos con el método Thellier con controles de alteración. Fuente: Shaar et al., (2017).

Teniendo en cuenta que no existe ninguna publicación reciente sobre datos direccionales para el Cáucaso, se ha considerado que, a efectos comparativos con nuestros datos, puede ser útil recurrir al análisis de los datos reportados por Shaar et al. (2018) para la zona de Israel (Fig. 12.16). Se trata de una región que, al igual que el Cáucaso (44.5 a 48.5° de longitud este), se halla en el extremo oriental del Mediterráneo. Está ligeramente más al oeste (34.6 a 35.6° de longitud este) y algo más al sur, pero presenta una compilación de datos de variación secular para los últimos 4 mil años, razonablemente detallada y bien datada (Shaar et al. 2018). Este catálogo resulta muy interesante para comparar ambas regiones debido a su calidad y a su cercanía razonable. No obstante, las conclusiones que se puedan extraer de dicha comparación hay que tratarlas con cuidado. Shaar et al., (2018) recogen 76 datos direccionales de Israel para los últimos 4000 años, de los cuales 47 cumplen con los criterios de selección definidos por los autores (parámetro de precisión de Fisher (k) ≥ 60 ; semiángulo de confianza expresado al 95% (α_{95}) < 6 ; y número de especímenes por sitio (n) ≥ 8). Tal y como ilustra la figura 12.16(a-b), la declinación experimenta una desviación hacia el este y la inclinación experimentó un valor máximo en torno al año 900 a.C, lo que en opinión de Shaar et al. (2018) constituye el rasgo geomagnético más distintivo de este catálogo de datos. A pesar de la buena calidad de la serie, el rango de

error y la variabilidad que muestran los datos es aún grande. A partir de este máximo, la declinación tiene una desviación máxima hacia el oeste en torno al año 0 y la inclinación tiene un valor mínimo en torno al 250 d.C.

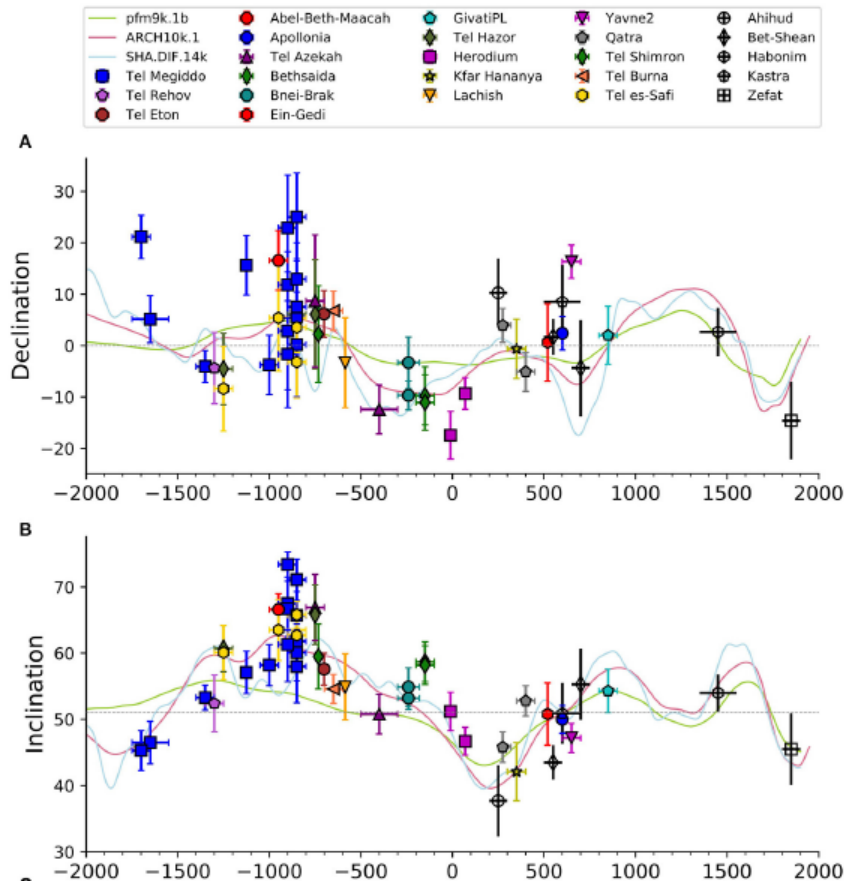


Figura 12.16. Direcciones arqueomagnéticas (a, declinación; b, inclinación) obtenidas en diferentes yacimientos arqueológicos de Israel y relocalizadas a Jerusalén. Fuente: Shaar et al., (2018). Las líneas continuas muestran las predicciones de diversos modelos geomagnéticos globales (Nilsson et al. 2014; Pavón-Carrasco et al. 2014; Constable et al. 2016). Las líneas de puntos indican los valores actuales de campo.

En este mismo trabajo (Shaar et al., 2018), se recoge una compilación de datos de intensidad (Fig. 12.17a) para los últimos 6000 años procedentes de Israel, Jordania y Chipre (en negro) y Siria (en gris). Esta figura refleja el fenómeno conocido como *Levantine Iron Age Anomaly (LIAA)*, caracterizado por un incremento muy significativo de la intensidad del CMT entre el 1050 a.C. y el 750 a.C. Entre los datos obtenidos en esta tesis para el Cáucaso (Tabla 12.3), se encuentran cuatro datos de intensidad (94.3, 81.8, 73.7 y 79.3 μT) que han registrado dicho fenómeno para las mismas cronologías (entre los siglos XI y IX a.C.). Incluso hay dos valores de intensidad algo anteriores, del S.XII a.C., con valores de intensidad significativamente altos (GKC1_1 y GKC_2, con $86,2 \pm 4,2$ y $82,5 \pm 17,3$ μT , respectivamente; Tabla 12.3 y Fig. 12.18). Por otro lado, Shaar et al. (2018) también observan que, al igual que la intensidad, tanto la inclinación como la desviación de la declinación hacia el este experimentan un aumento entre

mediados del siglo XI y el siglo VIII a.C., momento en el que tiene lugar este fenómeno en Oriente Medio (Fig. 12.16a y Fig. 12.17b). En realidad, para este mismo intervalo temporal, la declinación también exhibe valores muy al este (Fig. 12.16a). Como mínimo, resulta llamativa esa coincidencia temporal entre la LIAA y las variaciones direccionales en Oriente Medio.

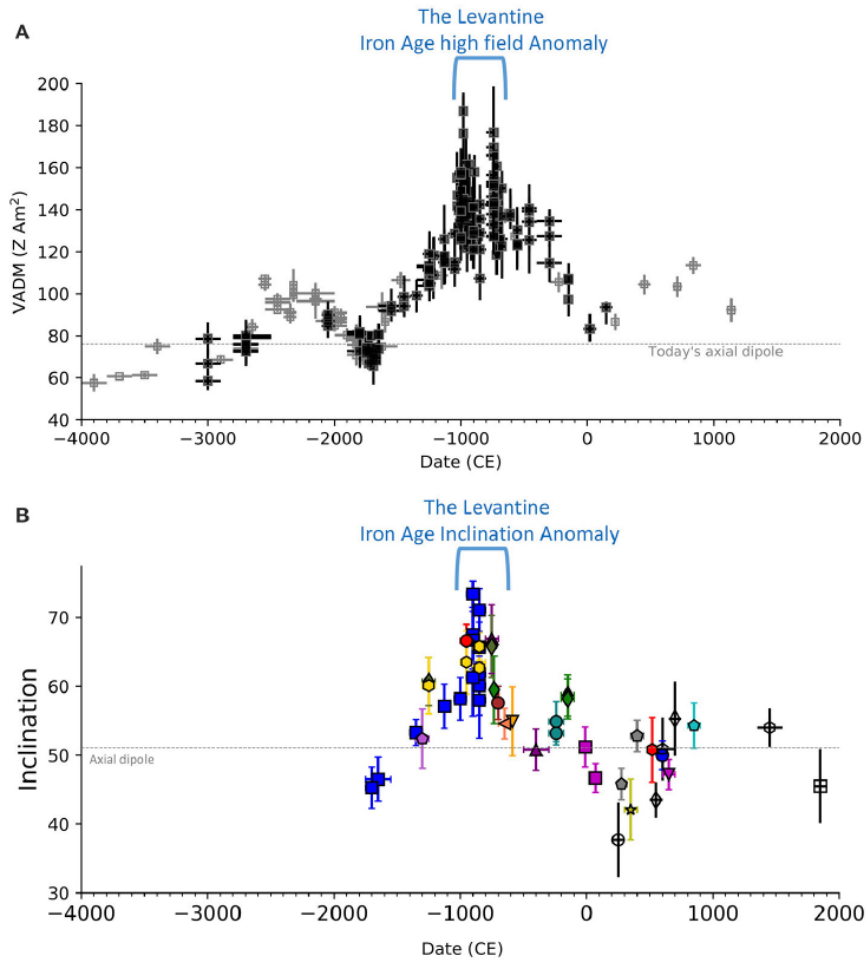


Figura 12.17. a) Datos de arqueointensidad procedentes de Israel, Jordania, Chipre (negro) y Siria (gris). b) Valores de inclinación procedentes del estudio de Shaar et al. (2018) durante la LIAA. Fuente: Shaar et al., (2018).

Para la zona de Georgia, esta tesis contribuye con 8 datos direccionales y 12 datos de intensidad procedentes del yacimiento de Grakliani. Aunque en la Fig. 12.8b se ilustran 13, a efectos de cómputo final se decidió unir los datos obtenidos de las cerámicas GKC1_1 y 2 por las razones anteriormente dadas. Cronológicamente, estos datos oscilan desde el s. XII a.C. hasta el s. II a.C. Todos los datos tienen un control relativo basado en información arqueológica/estratigráfica pero, además, cuatro de ellos tienen también un control cronológico basado en dataciones absolutas (GK1, GK5, GK7 y GK9). Por otro lado hay que destacar también que entre estos datos se han conseguido obtener seis vectores arqueomagnéticos completos (GK2, GK3, GK4, GK5, GK7 y

GK9). Estos datos cumplen con unos estrictos criterios de selección ya mencionados a lo largo de esta tesis. Dada su calidad y control cronológico a partir de dataciones relativas y/o absolutas, estos datos arqueomagnéticos podrán ser incluidos en bases de datos geomagnéticas y considerados datos de alta fiabilidad. Esto mejorará la información que tenemos hasta ahora acerca de la variación de la intensidad del CMT en estas cronologías en esta región y, a su vez, supondrán una mejora para la técnica de datación arqueomagnética.

-Comparación de las variaciones de la intensidad del CMT en la península ibérica y el Cáucaso.

Un aspecto que se pretende explorar en esta Tesis es analizar las coincidencias y/o discrepancias geomagnéticas observadas entre la península ibérica y el Cáucaso para los últimos 2-3 milenios a.C. Más específicamente, el intervalo temporal entre el 2600 a.C. y el 200 a.C. La elección de este rango cronológico está determinado por las dataciones asociadas (bien sean relativas o absolutas) que tienen las muestras, ya que es para estas cronologías para las que se han obtenido datos de intensidad tanto de la península ibérica como de Georgia. Ese intervalo cronológico tan específico está culturalmente asociado con el Calcolítico final (en realidad una sola datación del yacimiento del Casetón de la Era en Valladolid) y fundamentalmente, con la Edad del Bronce y Edad del Hierro. La Tabla 12.3 recoge cuáles son las muestras que se han seleccionado para esta discusión, así como sus valores de intensidad, error asociado y su edad absoluta (si la tuviese) o relativa. En la figura 12.18 se han representado los valores de intensidad con su edad absoluta (si la tuviese) o relativa tanto de las muestras de la península ibérica (Fig. 12.18a) como de las muestras de Georgia (Fig. 12.18b). En esta ocasión los valores de intensidad de los fragmentos cerámicos GKC1_1 y GKC1_2 de Grakliani han sido representados de manera independiente (Fig. 12.18b).

Comparando los datos de intensidad en su conjunto obtenidos para ambas regiones en el intervalo temporal mencionado previamente, se puede observar que las intensidades de Georgia (Fig. 12.18b) son más altas que las de la península ibérica (Fig. 12.18a). Las intensidades obtenidas en las muestras de Georgia varían desde $53.7 \pm 1.4 \mu\text{T}$ hasta $94.3 \pm 11.3 \mu\text{T}$ (Tabla 12.3 y Fig. 12.18b). En cambio, las intensidades de la península ibérica varían desde $38.6 \pm 2.7 \mu\text{T}$ hasta $72.4 \pm 2.0 \mu\text{T}$ (Tabla 12.3 y Fig. 12.18a).

Si bien es cierto que algunas de las intensidades de la península ibérica se pueden considerar altas, son bastante más bajas que las intensidades registradas en Georgia (Tabla 12.3 y Fig. 12.18b). Si se observa con detalle la Fig. 12.18b, se aprecia cómo en la zona de Georgia se han registrado valores de intensidad altos (de hasta $90 \mu\text{T}$) en dos momentos temporalmente diferentes. El más antiguo estaría entre los S.XII al IX a.C. (desde $94.3 \pm 11.3 \mu\text{T}$ hasta $73.7 \pm 10.7 \mu\text{T}$). El siguiente exhibe una variabilidad de valores más amplia (entre $53.7 \pm 1.4 \mu\text{T}$ y $90.4 \pm 6.6 \mu\text{T}$) y se observa entre los S.VI al II a.C. (Tabla 12.3 y Fig. 12.18b).

El hecho de registrar intensidades altas en cronologías más antiguas en Georgia que en la península ibérica (al menos para ese primer “pico” en torno al S.XII – IX a.C.), parece indicar que la intensidad disminuye con el paso del tiempo a la vez que existe un desplazamiento hacia el oeste. Esto explicaría por qué en la península ibérica los valores más altos de intensidad registrados y correspondientes al Cerro de San Vicente ($72.4 \pm 2.0 \mu\text{T}$; Fig. 12.18a) y a otros reportados en la literatura (Molina-Cardín et al. 2018; Osete et al. 2020), se dan cronológicamente después que en Georgia. Este comportamiento está asociado a la LIAA, ese fenómeno geomagnético caracterizado por dos variaciones de intensidad de corta duración, pero con picos de intensidad muy altos entre los siglos X y VIII a.C., e identificado por todo el mediterráneo europeo (ej.: Osete et al. 2020; Rivero-Montero et al. 2021; Shaar et al. 2011, 2016; Tema et al. 2021).

El material estudiado en esta tesis procedente del Cerro de San Vicente (Salamanca), ha registrado valores elevados de intensidad ($72.4 \pm 2.0 \mu\text{T}$) en torno al S.VI a.C., y que han sido asociados al fenómeno LIAA en la península ibérica (García-Redondo et al. 2021). La LIAA ya había sido identificada con anterioridad en la península ibérica por Molina-Cardín et al. (2018) alrededor del año 600 a.C. (Fig. 12.12e) y por Osete et al. (2020) con dos máximos de intensidad (*ca.* 750 y 475 a.C.). Ese segundo pico máximo en torno al S.VI-V a.C. ha sido también observado en los resultados aquí obtenidos para el Cerro de San Vicente.

De la misma forma, los materiales procedentes de Georgia también han registrado valores de intensidad que alcanzan los $90 \mu\text{T}$ y en dos momentos diferentes (Tabla 12.3 y Fig. 12.18b). El siglo XI a.C., en Georgia se considera el inicio de la LIAA (Shaar et al., 2021). Entre los resultados de esta tesis existen datos de Grakliani con valores de intensidad significativamente altos. Por ejemplo, hay valores por encima de $80 \mu\text{T}$ fechados entre el S.XII y el XI a.C. (Tabla 12.3 y Fig. 12.18b). La estructura GK2 de Grakliani (*ca.* S.X a.C.) tiene valores de $73.7 \pm 10.7 \mu\text{T}$ y la estructura GK7, fechada por ^{14}C entre los S.X y IX a.C., presenta un valor de $79 \mu\text{T} \pm 0.3 \mu\text{T}$ (Tabla 12.3 y Fig. 12.18b).

Por otro lado, Shaar et al., (2017) documentan en Georgia un segundo pico unos siglos después del inicio de la LIAA (entre el 550 a.C. y el 250 a.C.) con valores de intensidad más bajos ($\sim 82 \mu\text{T}$) que los del primer pico ($\sim 88 \mu\text{T}$). Este resultado coincide perfectamente con el 2º pico registrado por los datos de esta tesis entre los S.VI-II a.C., y que alcanza valores de hasta $90 \mu\text{T}$ (Fig. 12.18b). Por lo tanto, parece ser un fenómeno que se manifiesta con dos picos de corta duración, que se ha desplazado hacia el oeste y llega a la península ibérica procedente del mediterráneo oriental a medida que avanza en el tiempo. La comparativa de los datos aquí obtenidos tanto para la península ibérica como para Georgia, así lo indica.

Los datos recopilados hasta la fecha procedentes desde Oriente Medio hasta la península ibérica sugieren, de igual modo, que el fenómeno LIAA sigue un patrón de migración occidental desde la región del Levante mediterráneo (Osete et al., 2020; Rivero-

Montero et al., 2021; Shaar et al., 2017; Tema et al., 2021). Estudios de arqueointensidad realizados en lugares intermedios entre Oriente Medio y la península ibérica, como por ejemplo Grecia o Italia (Rivero-Montero et al., 2021), muestran una migración de la LIAA hacia el oeste. De Groot et al., (2015) y Molina-Cardín et al., (2018), también apuntan un desplazamiento hacia el oeste de estos picos observados en el Levante. No obstante, Rivero-Montero et al., (2021) sugiere que el LIAA se extiende desde el Levante hacia el este y hacia el oeste a diferente velocidad. Basándonos en los datos obtenidos en esta tesis y en los disponibles hasta la fecha, la hipótesis del desplazamiento del LIAA de este a oeste es la que nos parece más plausible, ya que es coherente con los datos obtenidos del estudio de los yacimientos de Grakliani (Georgia) y del Cerro de San Vicente (Salamanca, España). Aunque siguen siendo necesarios más datos para reconstruir con detalle las variaciones del CMT en el pasado, los datos aportados en esta tesis sin duda son una contribución valiosa y de calidad a este fin.

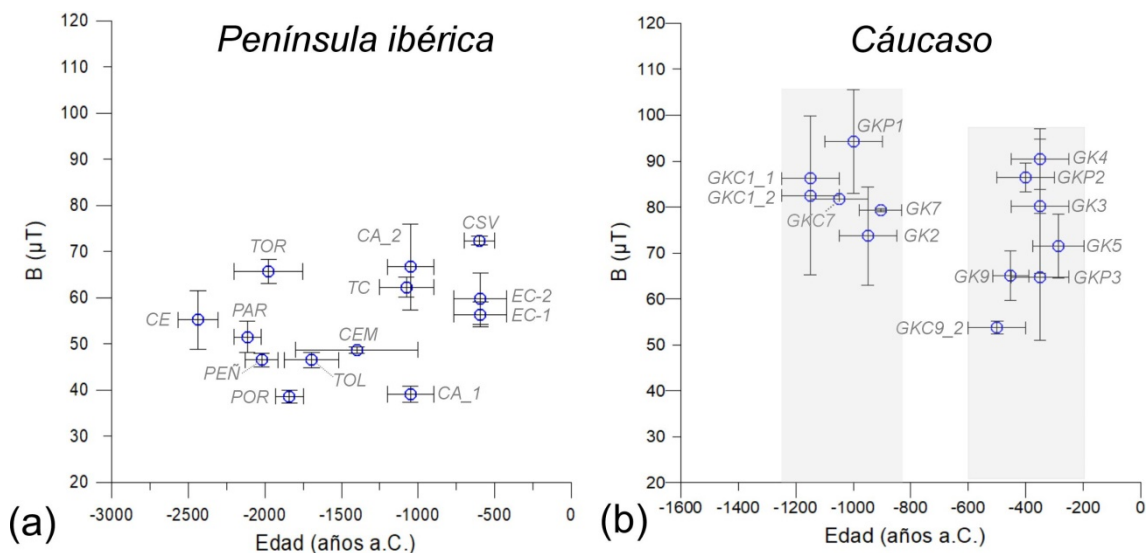


Figura 12.18. Variación de los valores de arqueointensidad obtenidos para (a) península ibérica y (b) Georgia. Los valores concretos con su error y edad correspondiente están compilados en la Tabla 12.3. Nótese la diferencia en la escala temporal de ambas figuras. Se incluye el error magnético y temporal. CE = Casetón de la Era; CA_1 y CA_2 = Carricastro 1 y 2; CEM = El Cementerio; TOR = Los Torojones; PAR = El Parpantique; TOL = Los Tolmos; TC = Teso del Cuerno; POR = El Portalón; PEÑ = Peñalosa; CSV = Cerro de San Vicente; EC-1 y EC-2 = El Castillar 1 y 2. Las franjas sombreadas del panel b ilustran las dos oscilaciones que describe el campo magnético en Georgia. Ver Tabla 12.3 y texto.

YACIMIENTO	EDAD ABSOLUTA/RELATIVA	FASE CULTURAL	$B_{An\ corr}$ [μT]	ΔB [μT]
Península Ibérica				
Casetón de la Era (CE)	2569-2306 cal. a.C. (2σ)	Calcolítico	55.2	12.8
Carricastro (CA_1)	1200-900 a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce	39.1	3.4
Carricastro (CA_2)	1200-900 a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce	66.7	18.6
El Cementerio (CEM)	1800-1000 a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce	48.7	1.3
Los Torojones (TOR)	2201 – 1754 cal. a.C. (2σ)	Edad del Bronce	65.7	5.3
El Parpantique (PAR)	2204 – 2027 cal. a.C. (2σ)	Edad del Bronce	51.5	6.8
Los Tolmos (TOL)	1872 – 1520 cal. a.C. (2σ)	Edad del Bronce	46.5	3.2
Teso del Cuerno (TC)	1256-899 cal. a.C. (2σ)	Edad del Bronce	62.3	4.4
El Portalón (POR)	1931-1749 cal. a.C. (2σ)	Edad del Bronce	38.6	2.7
Peñalosa (PEN)	2131-1913 cal. a.C. (2σ)	Edad del Bronce	46.5	2.9
Cerro San Vicente (CSV)	700-500 a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro	72.4	2.0
El Castillar (EC-1)	766-422 cal. a.C. (2σ)	Edad del Hierro	56.4	5.5
El Castillar (EC-2)	766-422 cal. a.C. (2σ)	Edad del Hierro	59.8	11.2
Georgia (Cáucaso)				
Grakliani (GKC1_1)	s. XII a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce	86.2	4.2
Grakliani (GKC1_2)	s. XII a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce	82.5	17.3
Grakliani (GKP1)	s. XI – IX a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce	94.3	11.3
Grakliani (GKC7)	s. XI a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce	81.8	11.1
Grakliani (GK2)	s. X a.C. (Edad relativa)	Edad del Bronce	73.7	10.7
Grakliani (GK7)	980 – 831 cal. a.C. (2σ)	Edad del Bronce	79.3	0.3
Grakliani (GK3)	s. IV a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro	80.1	14.6
Grakliani (GK4)	s. IV a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro	90.4	6.6
Grakliani (GK5)	378 – 197 cal. a.C. (2σ)	Edad del Hierro	71.5	6.9
Grakliani (GK9)	516 – 391 cal. a.C. (2σ)	Edad del Hierro	65.0	5.4
Grakliani (GKC9_2)	s. VI – V a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro	53.7	1.4
Grakliani (GKP2)	s. V – IV a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro	86.4	3.1
Grakliani (GKP3)	s. IV a.C. (Edad relativa)	Edad del Hierro	64.8	13.8

Tabla 12.3. Datos de arqueointensidad obtenidos a partir del estudio de distintas muestras procedentes tanto de la península ibérica como de Georgia (Cáucaso). Se indica su respectiva edad relativa o absoluta y su correspondiente fase cultural. “Edad relativa” se refiere a que la edad del material está estimada en base a criterios arqueológicos (tipología o decoración del material arqueológico asociado) y/o estratigráficos. $B_{An\ corr}$: valor de intensidad con correcciones de anisotropía. ΔB [μT]: desviación estándar asociada al valor de intensidad. Las abreviaturas son las mismas que las representadas en la Fig.12.18(a-b).

13. CONCLUSIONES GENERALES

13. CONCLUSIONES GENERALES

Se han realizado estudios arqueomagnéticos y/o de arqueointensidad en hornos, hogares, cerámicas, escorias, paredes, suelos y fragmentos de arcilla cocida procedentes de la península ibérica. Estos materiales abarcan cronológicamente la prehistoria reciente (desde el Neolítico hasta finales de la 1ª Edad del Hierro) y los primeros siglos históricos (Edad Antigua y Edad Media). Los mismos estudios se han llevado a cabo en cerámicas y estructuras de combustión arqueológicas de la región del Cáucaso, comprendidas entre los siglos XII a.C. y II a.C.

Los análisis de paleomagnetismo, de arqueointensidad absoluta y de magnetismo de las rocas realizados en todos los materiales descritos en el capítulo 4, han permitido llegar a las conclusiones que se presentan a continuación en tres bloques diferentes debido al carácter multidisciplinar del presente estudio: conclusiones arqueomagnéticas, conclusiones arqueológicas y conclusiones sobre las propiedades magnéticas del material estudiado.

A) Conclusiones arqueomagnéticas:

A1. Direcciones arqueomagnéticas

- En la península ibérica, se han obtenido 6 direcciones medias inéditas comprendidas entre los s. VII a.C. (1ª Edad del Hierro) y el s. XV d.C. (finales de la Edad Media). Estas direcciones, para los cuales se cuenta con controles de edad independientes, concuerdan bien con variaciones direccionales coetáneas descritas en la curva de variación secular de la península ibérica.
- Para el Cáucaso, del estudio de 9 hornos arqueológicos en el yacimiento de “Grakliani” (Georgia), se han obtenido 9 direcciones medias comprendidas entre los S. XII y II a.C. Son datos estadísticamente buenos y especialmente valiosos por la ausencia de registros de confianza en esta región.

A2. Arqueointensidad absoluta

- Se han obtenido 85 determinaciones inéditas de arqueointensidad absoluta (correspondientes a 23 muestras) en cerámicas y fragmentos de arcilla cocida (pellas) prehistóricas de la península ibérica, entre el Neolítico y 1ª Edad del Hierro. Esas 23 determinaciones medias representan el doble de datos de calidad contrastada (incluyendo *pTRM checks* y correcciones de ATRM) que las que hay actualmente para ese intervalo. El número de determinaciones medias obtenidas aumenta a 30 incluyendo los materiales históricos peninsulares. Aunque no constituyen un registro geomagnético temporalmente continuo, tienen un control de edad independiente, son datos metodológicamente fiables, filtrados bajo estrictos criterios de calidad y mejoran sustancialmente las bases de datos existentes.

- Los análisis de arqueointensidad tienen tasas de éxito del 66% en los materiales arcillosos quemados (pellas) y del 33% para las cerámicas prehistóricas de la península ibérica. Por primera vez, se demuestra que las pellas de barro cocido prehistóricas, tradicionalmente despreciadas en Arqueología por ser tipológicamente poco informativas, son materiales adecuados para obtener datos de arqueointensidad. En los materiales históricos la tasa de éxito es variable, aunque llega al 96% en el horno romano de “Casa de Mitreo”.
- Las cerámicas prehistóricas de la península ibérica exhiben con frecuencia diagramas de Arai con dos pendientes diferenciadas. Experimentos realizados indican que este comportamiento está fundamentalmente relacionado con características y transformaciones de la mineralogía ferromagnética. A excepción de los especímenes univectoriales portadores de una TRM estable, el resto de cerámicas no han sido consideradas para fines de modelado geomagnético.
- Las 24 determinaciones de arqueointensidad medias obtenidas (pellas, fragmentos cerámicos y escorias del Cerro de San Vicente) para la península ibérica entre el Neolítico y la 1ª Edad del Hierro (22 de calidad óptima), combinadas con los datos de intensidad prehistóricos disponibles en la base de datos GEOMAGIA, han permitido elaborar una curva de variación de intensidad del CMT peninsular comprendida entre el *ca.* 5.200 – 300 a.C.
- Esta curva de arqueointensidad peninsular exhibe una tendencia que coincide bastante bien con otros modelos geomagnéticos que ya existen para ese intervalo cronológico. Desde el ~ 5.200 a.C., la tendencia general es a un aumento de la intensidad del CMT de forma progresiva hasta llegar a dos picos máximos en torno al 800 y 500 a.C., con valores de intensidad de hasta 90 - 100 μ T. Estos picos parecen estar vinculados al fenómeno geomagnético *Levantine Iron Age Anomaly* (LIAA).
- En el Cáucaso, se han obtenido 6 valores de arqueointensidad media del estudio de los 9 hornos de “Grakliani” y otras 7 determinaciones de arqueointensidad media en cerámicas prehistóricas de ese yacimiento. Esto constituye un total de 13 determinaciones inéditas entre el S.XII y II a.C. Al igual que para los materiales de la península ibérica, todas las determinaciones de arqueointensidad incluyen diversos test de calidad (*pTRM checks*, corrección de la ATRM, etc.) y están filtradas bajo estrictos criterios de calidad. Todos estos datos podrán ser incorporados a bases de datos y modelos geomagnéticos existentes.
- Todas las estructuras de combustión de Grakliani tienen un control cronológico absoluto y/o relativo independiente, por lo que también han sido datadas arqueomagnéticamente. 6 de las estructuras han sido datadas mediante el vector completo y las otras 3, utilizando solo la dirección arqueomagnética. Las dataciones obtenidas son mayoritariamente coherentes con la edad independiente disponible.

- El estudio arqueomagnético del hogar del yacimiento del “Cerro de San Vicente” (Salamanca), ha registrado valores elevados de intensidad ($72.4 \pm 2.0 \mu\text{T}$) en torno al S.VI a.C., proporcionando nueva evidencia de la LIAA en la península ibérica.
- Los materiales estudiados de “Grakliani” (Georgia), también han registrado valores de intensidad elevados de hasta $90 - 100 \mu\text{T}$ y en dos intervalos cronológicos diferentes (S. XII-IX y S.VI-II a.C.). Ese doble pico, ya observado por otros autores, parece representar un comportamiento específico del CMT en esa región, la LIAA.
- La LIAA parece ser un fenómeno que se manifiesta con dos picos de corta duración, que ha ido migrando hacia el oeste y que llega a la península ibérica procedente del mediterráneo oriental a medida que avanza en el tiempo desde inicios del 1^{er} milenio a.C. Esta migración ha sido observada también en esta tesis al comparar los valores de intensidad obtenidos en los materiales de la península ibérica y el Cáucaso.
- Los datos de arqueointensidad obtenidos son de alta calidad. Estos datos suponen una importante mejora, en número y calidad, de los registros arqueomagnéticos existentes para la prehistoria reciente de la península ibérica y del Cáucaso. Esta información, además de mejorar el conocimiento para reconstruir las variaciones del CMT en el pasado, representa una mejora para la técnica de datación arqueomagnética para estas cronologías.

B) Conclusiones arqueológicas:

- Se ha datado mediante arqueomagnetismo el último uso y potencial abandono de estructuras de combustión de diversa edad y naturaleza. Éste era uno de los principales objetivos de la Tesis y también, la aplicación más conocida del método. Concretamente éstas son:
 - “Cerro de San Vicente” (Salamanca): Datación mediante el vector completo del último uso del hogar (654-575 a.C.; a 2σ). Esta es una de las fechas más precisas para mediados del 1^{er} milenio a.C., en Europa occidental (García-Redondo *et al.* 2021).
 - “Casa del Mitreo” (Mérida, Badajoz): Datación usando el vector completo de un horno romano en el S.I d.C. (García-Redondo *et al.* 2020a).
 - “La Pudia” (Caleruega, Burgos): Datación usando el vector completo de dos hogares, obteniendo fechas de abandono entre finales del S.IX y la 1^a mitad del S.XI d.C. (García-Redondo *et al.* 2020b).
 - “San Pelayo del Cerrato” (Cevico Navero, Palencia): Datación mediante el vector completo de dos hornos en el S.XIV d.C. (García-Redondo *et al.* 2019).
- El estudio del “Cerro de San Vicente” (Salamanca), demuestra la idoneidad del arqueomagnetismo para datar con gran precisión yacimientos de la 1^a Edad del Hierro (ca. S.IX – V a.C.) frente a otras técnicas radiométricas como el ^{14}C .

- La comparación del registro magnético (dirección y/o intensidad) de materiales aparentemente coetáneos desde el punto de vista arqueológico, puede ayudar a determinar su no contemporaneidad. Un ejemplo es la datación por arqueointensidad de las escorias del “Cerro de San Vicente”. Se ha demostrado que son cronológicamente anteriores (S. X-IX a.C.) al hogar central (S.VII-VI a.C.), al contrario de lo que asumían originalmente los arqueólogos.
- El estudio arqueomagnético del horno romano de “Casa Mitreo” (Mérida), ha demostrado que la datación relativa (ej.: decoración y/o tipología cerámica), puede ser mucho más precisa que cualquier datación absoluta. La datación arqueomagnética no refina la edad inferida por tipología cerámica (55 d.C. \pm 15 años), pero es coincidente con la edad esperada.
- Se han obtenido 4 dataciones radiocarbónicas en 4 de las 9 estructuras de combustión estudiadas del yacimiento georgiano de “Grakliani” (GK1, GK5, GK7 y GK9) y todas son coherentes con su respectiva cronología relativa.
- Las 9 estructuras de combustión estudiadas de “Grakliani” (Georgia), todas con información cronológica absoluta y/o relativa independiente (entre S.XII y II a.C.), han sido datadas arqueomagnéticamente (6 mediante el vector completo y 3 sólo con la dirección). Además del interés arqueomagnético ya mencionado, su interés arqueológico (cronométrico) es evidente.
- La desmagnetización progresiva térmica de la NRM ha permitido determinar la última temperatura de calentamiento en alguno de los materiales estudiados a partir de la máxima temperatura de desbloqueo (max. T_{UB}) en termorremanencias parciales. Ej.: suelo circundante al hogar en la cabaña 1 del Cerro de San Vicente (ca. 450 – 500 °C) o algunas cerámicas prehistóricas utilizadas en actividades culinarias (ca. 350 – 500 °C). La determinación de paleotemperaturas es otra de las aplicaciones arqueológicas del método y aquí se ha explorado satisfactoriamente.

C) Conclusiones de propiedades magnéticas:

- Las determinaciones de arqueointensidad de buena calidad se han caracterizado por materiales que portan una TRM con las siguientes características: (i) diagramas de desmagnetización de la NRM univectoriales y de alta intensidad; (ii) curvas termomagnéticas altamente reversibles (ambos ciclos reproducen la misma(s) fase(s) y la diferencia entre la magnetización inicial y final no es mayor del 10%) y (iii) valores valores de $Q_n > 1$ y usualmente mucho más altos.
- Antes de abordar análisis sistemáticos de arqueointensidad, es muy conveniente realizar experimentos paleomagnéticos y análisis de propiedades magnéticas previos, que permitan evaluar la idoneidad del material a analizar (desmagnetización térmica de la NRM y curvas termomagnéticas). Diagramas de Zijdeveld univectoriales y

curvas termomagnéticas con un alto grado de reversibilidad suelen ser buenos indicadores de muestras que pueden funcionar bien para obtener datos de arqueointensidad.

- Es necesario realizar análisis de la anisotropía de la TRM (ATRM) en este tipo de materiales quemados y especialmente en cerámicas, ya que valores de anisotropía elevados pueden afectar a los resultados arqueomagnéticos.

14. GENERAL CONCLUSIONS

14. GENERAL CONCLUSIONS

Archaeomagnetic and/or archaeointensity studies have been carried out on ovens, fireplaces, potteries, slags and burned clay material from the Iberia Peninsula. These materials belong chronologically to the recent prehistory (Neolithic to Iron Age) and to the first historic centuries (Roman period and Middle Ages). Similar studies have been also performed on burnt structures and potteries from Caucasus region, on archaeological material from the 12th to the 2nd centuries B.C.

Paleomagnetic analyses, absolute archaeointensity and rock magnetic experiments carried out in the materials described in section 4, allowed to reach the conclusions presented below in three different blocks because of the multidisciplinary character of the present study: archaeomagnetic conclusions, archaeological conclusions and conclusions about the magnetic properties of the studied materials.

A) Archaeomagnetic conclusions:

A.1. Archaeomagnetic directions

- 6 unpublished mean directions from the Iberian Peninsula between the 7th century B.C. (First Iron Age) and the 15th A.D. (end of the Middle Age) have been obtained. All these directions have an independent age controls and agree well with contemporary directional variations described in the secular variation curve of the Iberia Peninsula.
- 9 archaeological ovens from “Grakliani” archaeological site in Georgia yield 9 mean directions constrained between the 12th and 2nd century B.C. These data are of good statistically quality and especially valuable due to the absence of reliable records in the Caucasus region.

A.2. Absolute archaeointensity

- 85 new archaeointensity absolute determinations (corresponding to 23 samples) have been obtained from prehistoric potteries and burned clay from the Iberian Peninsula between the Neolithic and the First Iron Age. These 23 new mean determinations double the amount of previously available good quality data (results including pTRM checks and ATRM corrections) for the same period. If we also consider the historical Iberian materials analysed in the present study, the number of successful mean determinations obtained increases to 30. Although these data do not provide a temporally continuous geomagnetic record, all have an independent age control, are methodologically reliable and are selected under strict quality controls so that they substantially improve the existing databases.

- Archaeointensity analyses have a success rate of 66% on burned clay materials and of 33% on prehistoric pottery from the Iberian Peninsula. It is the first time that it is shown that burned prehistoric clay, traditionally overlooked in archaeology for being typologically uninformative, are suitable materials to obtain archaeointensity data. On historical materials the success rate is variable, although it reaches 96% in the “Casa del Mitreo” Roman oven.
- Prehistoric potteries from the Iberian Peninsula frequently show Arai diagrams with two differentiated slopes. Specific experiments carried out indicate that this behaviour is related to ferromagnetic mineral characteristics and transformations. Except for single-vector specimens with a stable TRM, the remaining potteries have not been considered for geomagnetic model purposes.
- The 24 mean archaeointensity determinations obtained (burned clay materials, potteries and slags from Cerro de San Vicente site) for the Iberian Peninsula between the Neolithic and the First Iron Age (22 of optimal quality), combined with the prehistoric intensity data available in the GEOMAGIA database, have allowed the development of an Earth’s magnetic field (EMF) intensity variation curve for the Iberian Peninsula between *ca.* 5.200 and 300 yr B.C.
- This Iberian Peninsula archaeointensity curve shows a tendency that agrees rather well with the tendency described by other geomagnetic records for the same chronological interval. Since ~ 5.200 B.C., the general tendency of the curve is a progressively increase of the intensity of the EMF until two peaks are reached between 800 and 500 B.C., yielding intensity values up to 90 – 100 μ T. These spikes seem to be related to the *Levantine Iron Age Anomaly* (LIAA).
- In the Caucasus region, 6 mean archaeointensity values have been obtained from the 9 studied ovens from “Grakliani” archaeological site and another 7 mean archaeointensity values from prehistoric potteries from the same site. This yields a total of 13 new archaeointensity determinations ranging between the 12th and 2nd centuries B.C. As with the Iberian Peninsula materials, all archaeointensity determinations include quality tests (pTRM checks, ATRM corrections...) and are selected under strict quality criteria. All these data can be added to databases and geomagnetic models.
- All combustion structures from the Grakliani site have an independent absolute and/or relative chronological control, and they have also been dated archaeomagnetically. 6 of these structures have been dated with a full archaeomagnetic vector and the other 3, using only the archaeomagnetic direction. The dates obtained are mostly coherent with the independent available age.

- The archaeomagnetic study of the hearth from the “Cerro de San Vicente” archaeological site (Salamanca), yielded high intensity values ($72.4 \pm 2.0 \mu\text{T}$) for the 6th century B.C., providing new evidence of the LIAA in the Iberian Peninsula.
- The studied materials from the “Grakliani” site (Georgia) have also registered high intensity values up to 90 – 100 μT in two different chronological intervals (12th-9th century and 6th-2nd B.C.). This double peak, observed by other authors, seems to represent a specific behaviour of the EMF in this region, the LIAA.
- The LIAA seems to be a geomagnetic feature characterised by two peaks of short duration. It has migrated from the Eastern Mediterranean since the beginning of the 1st millennium B.C. to the West, reaching the Iberian Peninsula. This migration has been also observed in the results obtained in the present thesis in materials from the Iberia Peninsula and Caucasus.
- The archaeointensity data obtained in the present thesis are of high quality and improve, the amount of data and the quality, of the existing archaeomagnetic records for the recent prehistory from the Iberian Peninsula and the Caucasus region. This information increases our knowledge of the EMF variations in the past and improves the archaeomagnetic dating technique for the studied age range.

B) Archaeological conclusions:

- The last use and potential abandonment of combustion structures of different type and age has been dated by archaeomagnetism. Being the best-known application of the method, this was one of the main objectives of the present thesis. Specifically, archaeomagnetic dating has been performed in the following sites:
 - “Cerro de San Vicente” (Salamanca): a dating performed with a full archaeomagnetic vector of the last use of the hearth (654-575 BC; at 2σ). This is one of the most precise dates for the middle of the 1st millennia B.C. in Western Europe (García-Redondo et al., 2021).
 - “Casa del Mitreo” (Mérida, Badajoz): a dating performed with the full archaeomagnetic vector on a Roman oven from the 1st century A.D. (García-Redondo et al., 2020a).
 - “La Pudía” (Caleruega, Burgos): a dating carried out using the full archaeomagnetic vector of two hearths, allowed obtaining abandonment dates between the end of the 9th century and the first half of the 11th century A.D. (García-Redondo et al., 2020b).
 - “San Pelayo del Cerrato” (Cevico Navero, Palencia): a dating performed with a full archaeomagnetic vector on two ovens of the 14th century A.D. (García-Redondo et al., 2019).

- The study of the "Cerro de San Vicente" archaeological site (Salamanca) shows the suitability of archaeomagnetism to date archaeological sites from the 1st Iron Age (*ca.* 9th – 5th B.C.) with high precision as opposed to other radiometric techniques such as ¹⁴C.
- The comparison of the magnetic record (direction and/or intensity) in materials apparently contemporary from an archaeological point of view can help to determine their non-contemporaneity. The archaeomagnetic dating by archaeointensity of slags from the "Cerro de San Vicente" archaeological site is a good example. It has been shown that the slags are older (10th – 9th B.C.) than the central hearth (7th – 6th B.C.), in opposition to what archaeologists originally assumed.
- The archaeomagnetic study of the Roman oven from the "Casa Mitreo" (Mérida) archaeological site has shown that relative dating (e.g.: decoration and/or pottery typology) can be much more precise than any absolute dating. The archaeomagnetic dating does not refine the age obtained by pottery typology (55 A.D. ± 15 years), but it agrees well with the expected age.
- 4 radiocarbon dates have been obtained in 4 of the 9 studied combustion structures from the "Grakliani" Georgian archaeological site (GK1, GK5, GK7 and GK9) and all are consistent with their respective relative chronology.
- Independent absolute and/or relative chronological information is available for all 9 studied combustion structures from "Grakliani" (Georgia) (12th to 2nd centuries B.C.). All have also been archaeomagnetically dated (6 using the full archaeomagnetic vector and 3 only with the archaeomagnetic direction). In addition to the already mentioned archaeomagnetic interest of these archaeomagnetic dates, they also have an obvious archaeological (chronometric) interest.
- The progressive thermal demagnetization of the NRM has allowed to determine the last heating temperature in some of the studied materials using the maximum unblocking temperatures (*max.* T_{UB}) of partial thermoremanences. Example: the soil surrounding the central hearth in Home 1 of Cerro de San Vicente (*ca.* 450 – 500 °C) or some prehistoric potteries used for cooking activities (*ca.* 350 – 500 °C). The determination of paleotemperatures is another archaeological application of this method and it has been successfully explored in the present thesis.

C) Conclusions about magnetic properties:

- Good quality archaeointensity determinations are characterized by materials carrying a TRM with the following characteristics: (i) high-intensity and single-vector NRM demagnetization diagrams; (ii) highly reversible thermomagnetic curves (both cycles reproduce the same phase(s) and the difference between the initial and the final

magnetization is not higher than 10%) and (iii) Q_n ratio values > 1 and usually much higher.

- Before carrying out systematic archaeointensity analyses, it is very useful to perform previous paleomagnetic and rock-magnetic experiments, which allow to evaluate the suitability of the material to be analysed (mainly thermal demagnetization of the NRM and thermomagnetic curves). Zijderveld diagrams with a single vector and thermomagnetic curves with a high degree of reversibility are often good indicators of samples that may work well to obtain archaeointensity data.
- It is necessary to carry out TRM anisotropy (ATRM) analysis in this type of burned materials and especially in potteries, because a high anisotropy can significantly affect archaeomagnetic results.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aitken, M., Alcock, P., Bussell, G., y Shaw, C. (1981). Archaeomagnetic determination of the past geomagnetic intensity using ancient ceramics: allowance for anisotropy. *Archaeometry*, 23, 53-64.

Aitken, M.J., Allsop, A.L., Bussell, G.D., Winter, M.B. (1988). Determination of the intensity of the Earth's magnetic field during archaeological times: reliability of the Thellier technique. *Rev. Geophys.* 26, 3-12.

Alday, A., Pérez-Romero, A., Iriarte, E., Francés-Negro, M., Arsuaga, J.L., Carretero, J.M. (2019). Pottery with ramiform anthropomorphic decoration from El Portalón de Cueva Mayor site (Sierra de Atapuerca, Burgos) and the globalized symbolic world of the first Neolithic. *Quaternary International*, 515. pp. 125-137.

Alken, P., Thébaud, E., Beggan, C. D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., Bondar, T. N., Brown, W. J., Califf, S., Chambodut, A., Chulliat, A., Cox, G. A., Finlay, C. C., Fournier, A., Gillet N., Grayver A., Hammer M. D., Holschneider M., Huder L., Hulot, G., Jager, T., Kloss, C., Korte, M., Kuang, W., Kuvshinov, A., Langlais, B., Léger, J.M., Lesur, V., Livermore, P. W., Lowes, F. J., Macmillan, S., Magnes, W., Manda, M., Marsal, S., Matzka, J., Metman, M. C., Minami, T., Morschhauser, A., Mound, J. E., Nair, M., Nakano, S., Olsen, N., Pavón-Carrasco, F. J., Petrov, V. G., Ropp, G., Rother, M., Sabaka, T. J., Sanchez, S., Saturnino, D., Schnepf, N. R., Shen, X., Stolle, C., Tangborn, A., Tøffner-Clausen, L., Toh, H., Torta, J. M., Varner, J., Vervelidou, F., Vigneron, P., Wardinski, I., Wicht, J., Woods, A., Yang, Y., Zeren, Z. Zhou, B. (2021). International geomagnetic reference field: the thirteenth generation. *Earth, Planets and Space*, 73(1), 1-25.

Allington, M.L., Batt, C.M., Hill, M.J., Nilsson, A., Biggin, A.J., Card, N. (2021). Obtaining archaeointensity data from British Neolithic pottery: A feasibility study. *Journal of Archaeological Science: Reports* 37,102895.

Alt, K.W., Tejedor Rodríguez, C., Nicklisch, N., Roth D., Szécsényi Nagy, A., Knipper C., Lindauer, S., Held, P., de Lagrán, Í.G.M., Schulz, G., Schuerch, T., Thieringer, F., Brantner, P. Brandt, G., Israel, N., Arcusa Magallón, H., Meyer, C., Mende, B. G., Enzmann, F., Dresely, V., Ramsthaler, F., Guillén, J.I.R., Scheurer, E., López Montalvo, E., Garrido Pena, R., Pichler, S.L., Guerra Rojo, M.A. (2020). A massacre of early Neolithic farmers in the high Pyrenees at Els Trocs, Spain. *Scientific Reports* 10(1), 2131. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-58483-9>

Alva-Valdivia, L.M., Rodríguez-Trejo, A., Cruz-Antillón, R., Hervé, G., Perrin, M., Salgado-Saito, M.M., Mahgoub, A.N. (2021). Archaeomagnetic dating and magnetic characterization of ceramics from the Paquimé, Casas Grandes region, Chihuahua, Mexico. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 37, 103040.

Aratikos Arqueólogos, S.L. (2013). Intervención arqueológica previa al desarrollo del Proyecto de Puesta en Valor de los recursos del Patrimonio Arqueológico de Caleruega (Burgos). Excavación en el yacimiento de “La Pudia I”. Informe Técnico. 212 pp.

Arróniz Pamplona, L., Fonseca de la Torre, H. J., Pérez Legido, D., Calvo Hernández, C., Bayer Rodríguez, X. (2020). Intervención arqueológica y de restauración en el poblado de El Castillar de Mendavia. Campañas de 2017-2020. *Trabajos de Arqueología Navarra (TAN)*, 31-32, 323-328.

Batt, C. M., Brown, M. C., Clelland, S., Korte, M., Linford, P., and Outram, Z. (2017). Advances in archaeomagnetic dating in Britain: New data, new approaches and a new calibration curve. *J. Arch. Sci.*, 85, 66–82.

Bellido Blanco, Á. (1996). Los campos de hoyos. Inicio de la economía agrícola en la Submeseta Norte. *Studia Archaeologica* 85, Universidad de Valladolid, Valladolid.

Ben-Yosef, E., Millman, M., Shaar, R., Tauxe, L., Lipschits, O. (2017). Six centuries of geomagnetic intensity variations recorded by royal Judean stamped jar handles. *PNAS* (9), 114.

Biggin, A., Perrin, M., and Dekkers, M.J. (2007). A reliable absolute palointensity determination obtained from a non-ideal recorder. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 257, 545-563.

Biggin, A., Poidras, T. (2006). First-order symmetry of weak-field partial thermoremanence in multidomain ferromagnetic grains. 1. Experimental evidence and physical implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 438-453, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.035>

Blanco-González, A., Alario García, C., & Macarro Alcalde, C. (2017a). The Earliest villages in Iron Age Iberia (800–400 BC): a view from Cerro de San Vicente (Salamanca, Spain). *Documenta Praehistorica*, 44, 386-401. <https://doi.org/10.4312/dp.44.24>

Blanco-González, A., Macarro Alcalde, C., Alario García, C. (2017b). The early Iron Age village of Cerro de San Vicente (Salamanca, Spain): Archaeological findings from the 1990-2006 excavations in view of some current debates. *Munibe Antropologia-Arkeologia* 68, pp. 217-236.

Bolshakov, A.S. y Shcherbakova, V.V. (1979). A thermomagnetic criterion for determining the domain structure of ferrimagnetics. *Izv. Akad. Nauk. SSSR*, 15, 111-117.

- Bowles, J., Gee, J., Hildebrand, J., Tauxe, L. (2002). Archaeomagnetic intensity results from California and Ecuador: evaluation of regional data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203 (3), 967–981.
- Brown, M. C., Donadini, F., Korte, M., Nilsson, A., Korhonen, K., Lodge, A., Lengyel, S. N., and Constable, C. G. (2015). GEOMAGIA50.v3: 1. General structure and modifications to the archeological and volcanic database, *Earth, Planets and Space*, 67–83.
- Brown, M.C., Hervé, G., Korte, M., Genevey, A. (2021). Global archaeomagnetic data: The state of the art and future challenges. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2021.106766>
- Bustamante-Álvarez, M., y Detry, C. (2019). Una oficina dedicada al tratamiento, manufactura y venta de objetos de hueso en Augusta Emerita. *Zephyrus*, LXXXIII, pp. 139-163.
- Butler R, Edition E, Butler BRF. (1998). *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes*. Electron Ed 319. <https://doi.org/10.1006/icar.2001.6754>
- Butler, R.F. (2004). *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes*. Electronic edition.
- Cai, S., Tauxe, L., Paterson, G. A., Deng, C., Pan, Y., Qin, H., Zhu, R. (2017). Recent advances in Chinese archeomagnetism. *Frontiers in Earth Science* 5, 92.
- Cai, S., Tauxe, L., Wang, W., Deng, C., Pan, Y., Yang, L., Qin, H. (2020). High-fidelity archeointensity results for the Late Neolithic Period from Central China. *Geophys. Res. Lett.* 47 (10), e2020GL087625.
- Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Sologashvili, D., Villalaín, J.J., Bógalo, M.F., Carrancho, Á. & Maissuradze, G. (2008). New paleomagnetic data from the hominin bearing Dmanisi paleo-anthropologic site (southern Georgia, Caucasus). *Quaternary Research* 69, 91–96.
- Calvo-Rathert, M., Morales-Contreras, J., Carrancho, Á., Goguitchaichvili, A. (2016). A comparison of Thellier-type and multispecimen paleointensity determinations on Pleistocene and historical lava flows from Lanzarote (Canary Islands, Spain). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 3638–3654. doi:10.1002/2016GC006396
- Calvo-Rathert, M., Morales, J., Carrancho, A., Camps, P., Goguitchaichvili, A., Hill, M.J., 2019. Reproducibility of archaeointensity determinations with a multimethod approach on archaeological material reproductions. *Geophys. J. Int.* 218, 1719–1738.
- Campuzano, S.A., Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L. (2014). Non-Dipole and Regional Effects on the Geomagnetic Dipole Moment Estimation. *Pure Appl. Geophys.* 172, 91–107. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0919-3>

- Carmona Ballesteros, E. (2014). Dataciones radiocarbónicas de contextos calcolíticos al aire libre en la cuenca media del Arlanzón (Burgos, España). *Spal* 23, 27-48. <http://dx.doi.org/10.12795/spal.2014.i23.02>
- Carmona, E., Arnáiz, M.A., Alameda, M.C. (2012). El dolmen de Arroyal I usos y modificaciones durante el III milenio cal AC. *Investigaciones Arqueológicas en el valle del Duero*. Vol. 2 (Neolítico y Calcolítico en el valle del Duero), 41-54.
- Carmona, E y Arnáiz, M. A. (2013). Estudio del dolmen de Arroyal I (Burgos): Marco cronológico de alta resolución. Dirección General de Patrimonio Cultural de la Junta de Castilla y León, Informe inédito.
- Carrancho, Á. (2010). Arqueomagnetismo y magnetismo de las rocas en registros de fuegos arqueológicos holocenos. Aplicación a sedimentos kársticos (yacimientos de la Sierra de Atapuerca y Cueva de El Mirón) y recreaciones experimentales. Universidad de Burgos.
- Carrancho, A., Villalaín, J., Pavón-Carrasco, F., Osete, M., Straus, L., Vergès, J., Carretero, J., Angelucci, D., González Morales, M., Arsuaga, J., Bermúdez de Castro, J., Carbonell, E. (2013). First directional European palaeosecular variation curve for the Neolithic based on archaeomagnetic data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 380, 124–137
- Carretero, J.M., Ortega, A.I., Juez, Ñ., Pérez-González, A., Arsuaga, J.L., Pérez-Martínez, R., Ortega, M.C. (2008). A Late Pleistocene-Early Holocene archaeological sequence of Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Munibe (Antropología-Arkeología)*, 967-80.
- Castiella, A. (1985). El Castillar de Mendavia. Poblado Protohistórico. *Trabajos de arqueología Navarra*, Nº 4, 1985. 65-143.
- Catanzariti, G., Gómez-Paccard, M., McIntosh, G., Pavón-Carrasco, F.J., Chauvin, A., Osete, M.L. (2012). New archaeomagnetic data recovered from the study of Roman and Visigothic remains from Central Spain (3rd-7th centuries). *Geophys. J. Int.* 188, 979–993.
- Chadima, M. y Hroudá, F. (2006). Remasoft 3.0 a user-friendly palaeomagnetic databrowser and analyzer. *Trav. Geophys.* XXVII, 20–21.
- Channell, J. E. T. (2017), Mid-Brunhes magnetic excursions in marine isotope stages 9, 13, 14, and 15 (286, 495, 540, and 590 ka) at North Atlantic IODP Sites U1302/3, U1305, and U1306, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 18, 473– 487, <https://doi.org/10.1002/2016GC006626>
- Coe, R. S. (1967). Paleointensities of the earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks, *J. Geophys. Res.*, 72 (12), 3247-3262, <https://doi.org/10.1029/JZ072i012p03247>.

Coe, R.S., Grommé, S., Mankinen, E.A.A., Gromme, S., Mankinen, E.A.A. (1978). Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. *J. Geophys. Res.* 83, 1740–1756. <https://doi.org/10.1029/JB083iB04p01740>

Coe, R. S., Riisager, J., Plenier, G., Leonhardt, R., & Krása, D. (2004). Multidomain behavior during Thellier paleointensity experiments: Results from the 1915 Mt. Lassen flow. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147, 141–153. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.01.010>

Crespo Díez, M. (2002). Trabajos de documentación, seguimiento y excavación arqueológica de las obras de restauración de la cerca del Monasterio de Santa María de Matallana (Villalba de los Alcores, Valladolid). Informe inédito. Junta de Castilla y León, Valladolid.

Crespo Díez, M., Herrán Martínez, J. I. y Puente Aparicio, M. J. (2006). El monasterio cisterciense de Santa María de Matallana (Villalba de los Alcores, Valladolid), Diputación de Valladolid, Valladolid.

Crespo Díez, M. y Herrán Martínez, J. I. (2012). “Primera intervención arqueológica en el yacimiento de la Edad del Bronce de Carricastro (Tordesillas, Valladolid)”. En: J. A. Rodríguez Marcos y J. Fernández Manzano (Eds.): *Cogotas I. Una cultura de la Edad del Bronce en la Península Ibérica*, pp. 377-395.

Crespo Díez, M., Rodríguez-Marcos, J.A. (en prensa): “La ocupación del Bronce Antiguo en el Monasterio de Santa María de Matallana (Villalba de los alcores, Valladolid)”, *Investigaciones arqueológicas en el valle del Duero del Paleolítico a la Edad Media: Actas de las VII Jornadas de Jóvenes Investigadores del valle del Duero. Del Paleolítico a la Edad Media*.

Damon, K. (2017). A houseful of pots: applying ethnoarchaeological data to estimate annual ceramic vessel consumption rates of classic maya households. *Ancient Mesoamerica*, 28, 95-117.

Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A. (1977). Hysteresis properties titanomagnetites: grain size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, 260 - 267.

de Groot, L. V., Biggin, A. J., Dekkers, M. J., Langereis, C. G., & Herrero-Bervera, E. (2013). Rapid regional perturbations to the recent global geomagnetic decay revealed by a new Hawaiian record. *Nature Communications*, 4, 1–7. <https://doi.org/10.1038/ncomms3727>

de Groot, L. V., Biggin, A. Kusters, M.E., van Rijsingen E.M., L.M. Struijk, E., Biggin, A.J., Hurst, E., Langereis, C.G. Dekkers, M.J. (2015). High paleointensities for the Canary Islands constrain the Levant geomagnetic high. *Earth and Planetary Science*

De Groot, L.V., Pimentel, A., Di Chiara, A. (2016). The multimethod palaeointensity approach applied to volcanics from Terceira: full-vector geomagnetic data for the past 50 kyr. *Geophysical Journal International*. 206, 590 – 604.

Dekkers, M.J., Böhnell, H.N. (2006). Reliable absolute palaeointensities independent of magnetic domain state. *Earth and Planetary Science Letters* 248, 508– 517.

Delibes de Castro, G., Benet Jordana, N., Pérez Martín, R. y Zapatero Magdaleno, P. (1997). “De la tumba dolménica como referente territorial, al poblado estable notas sobre el hábitat y las formas de vida de las comunidades megalíticas de la Submeseta norte”, O Neolítico atlántico e as orixes do megalitismo: actas do Coloquio Internacional. (Santiago de Compostela, 1-6 de abril de 1996), págs. 779-808.

Dunlop, D.J. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.* 107, EPM4-1-EPM4-22, <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>

Dunlop, D. (2011). Physical basis of the Thellier-Thellier and related paleointensity methods. *Phys. Earth Planet. Inter.* 187 (3), 118–138. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.03.006>

Dunlop, D.J., Xu, S., (1994). Theory of partial thermoremanent magnetization in multidomain grains: 1. Repeated identical barriers to wall motion (single microcoercivity). *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99, 9005–9023. <https://doi.org/10.1029/93JB02566>

Dunlop, D.J., y Argyle, K.S. (1997). Thermoremanence, anhysteretic remanence and susceptibility of submicron magnetites: Nonlinear field dependence and variation with grain size. *J. Geophys. Res.* 102:20199–20210.

Dunlop, D. J. y Özdemir, Ö. (1997). *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge Univ. Press, New York, 573 pp.

Ertepinar, P., Hammond, m.L., Hill, M.J., Biggin, A.J., Langereis, C.G., Herries, A.I.R., Yener, K.A., Akar, M., Gates, A.H., Harrison, T., Greaves, A.M., Frankel, D., Webb, J.M., Özgen, I., Yazicioglu, G.B. (2020). Extreme geomagnetic field variability indicated by Eastern Mediterranean full-vector archaeomagnetic records. *Earth and Planetary Science Letter*, 531.

Ertepinar, P., Langereis, C., Frangipane, M., Matney, T., Ökse, A.T., Engin's, A. (2012). Archaeomagnetic Study of Five Mounds from Upper Mesopotamia between 2500 and 700 BCE: Further Evidence for an Extremely Strong Geomagnetic Field Ca. 3000 Years Ago. *Earth and Planetary Science Letters* 357–358: 84–98

Evans, M.E. y Heller, F. (2003). *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Environmagnetics*, Academic Press, San Diego, CA. 299 pp.

Fabian, K. (2003). Some additional parameters to estimate domain state from isothermal magnetization measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.* 213, 337-345, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00329-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00329-7)

Fabian, K., Leonhardt, R. (2010). Multiple-specimen absolute paleointensity determination: An optimal protocol including pTRM normalization, domain-state correction, and alteration test. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 84–94.

Fanjat, G., Aidona, E., Kondopoulou, D., Camps, P., Rathossi, C. & Poidras, T. (2013). Archaeointensities in Greece during the Neolithic period: new insights into material selection and secular variation curve, *Phys. Earth planet. Inter.*, 215, 29–42.

Ferk, A., R. Leonhardt, K.-U. Hess, S. Koch, R. Egli, D. Krása, and D. B. Dingwell (2014), Influence of cooling rate on thermoremanence of magnetite grains: Identifying the role of different magnetic domain states, *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 119, 1599–1606, <https://doi.org/10.1002/2013JB010845>.

Fernández Moreno, J. J. (2010). *El bronce antiguo en el oriente de la Submeseta Norte*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

Fernández Moreno, J. J. (2013). *El bronce antiguo en el Alto Duero: los poblados del Parpantique de Balluncar y los Torojones de Morcuera (Soria)*. *Studia archaeologica*, 98. Universidad de Valladolid, Valladolid.

Fernández, J.J. y Almeida, J.R. (2011). *Arquitectura de barro. Reconstrucción gráfica del hábitat del inicio de la Edad del Bronce en el interior peninsular*. VAR. Volumen 2 Número 3.

Fisher, R. (1953). Dispersion on a Sphere. *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 217, 295–305, <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>

Fonseca de la Torre, H., Crespo, M., Rodríguez, J.A., Martín, P., Cubas, M., Sánchez, M.A. (2017). Aproximación a la arquitectura del barro en el yacimiento de El Casetón de la Era (Villalba de Los Alcores, Valladolid). *Arqueología en el valle del Duero: Del Paleolítico a la Edad Media*. 5, pp: 107-124.

Fonseca de la Torre, H. et al. (aceptado). Decoración mural en dos yacimientos calcolíticos del Occidente de la Meseta Norte Española. Estudio tipológico y análisis instrumental del material constructivo. *Trabajos de Prehistoria*, 29 pp.

Francés Negro, M., Carrancho, Á., Pérez Romero, A., Arsuaga, J. L., Carretero, J. M., Iriarte, E. (2019). Storage or cooking pots? Inferring pottery use through archaeomagnetic assessment of palaeotemperatures. *Journal of Archaeological Science*, 110, 104992.

Francisco, J., Crespo, M., Delibes, G., Herrán, J.I., Palomo, A., Rodríguez, J.A. (2012). El uso de trillos durante la Edad del Cobre en la Meseta española. Análisis traceológico de una colección de denticulados de sílex procedentes del recinto de fosos de El Casetón de la Era (Villalba de los Alcores, Valladolid). *Trabajos de Prehistoria*, Vol. 69, Nº 1, págs. 133-148.

Galindo-Pellicena, M.A., Arsuaga, J.L., Pérez-Romero, Am., Iriarte, E., De Gaspar, I., Carretero, J.M. (2020). Metrical analysis of bovine bone remains from the Neolithic to the Bronze Age at the El Portalón site (Atapuerca, Burgos) in the Iberian context. *Quaternary International*. 566–567, 211-223. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.06.001>

Gallet, Y., Genevey, A. & Le Goff, M. (2002). Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in Western Europe as revealed by archeological artefacts. *Phys. Earth Planet. Int.* 131, 81–89.

Gallet, Y., Montaña, M. M., Genevey, A., García, X. C., Thébault, E., Bach, A. G., Goff, M. L., Robert, B., Nachasova, I. (2015). 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. Inter.* 238, 89–103.

García-Gazólaz, J., y Sesma-Sesma, J. (2001). Los Cascajos (Los Arcos, Navarra). *Intervenciones 1996-1999. Trabajos de arqueología Navarra*, Nº 15, págs. 299-306.

García-Redondo, N., Carrancho, Á., Goguichaichvili, A., Morales, J., Palomino, Á. (2019). A Comprehensive Magnetic Survey of Bell and Tile Fabrication Kilns in Castile Region (Spain). *Journal of Archaeological Science: Reports* (23): 426-436. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.11.003>

García-Redondo, N.; Carrancho, A.; Goguichaishvili, A.; Morales, J.; Calvo-Rathert, M.; Palomino, A. (2020). New constraints on the medieval repopulation process in the northern Iberian plateau from the full vector archaeomagnetic dating of two hearths at La Pudia site (Caleruega, Burgos, Spain). *Archaeological and Anthropological Sciences*, 12: 91. <https://doi.org/10.1007/s12520-020-01041-1>

García-Redondo, N.; Calvo-Rathert, M.; Carrancho, A.; Bustamante-Álvarez, M. (2020). New high precision full-vector archaeomagnetic data from a roman kiln in Mérida (Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 309, 106591. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106591>

García-Redondo, N., Calvo-Rathert, M., Carrancho, Á., Goguitchaichvili, A., Iriarte, E., Blanco-González, A., et al., (2021). Further evidence of high intensity during the Levantine Iron Age Anomaly in southwestern Europe: Full vector archeomagnetic dating of an Early Iron Age dwelling from Western Spain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2021JB022614. <https://doi.org/10.1029/2021JB022614>

Garrido, R., Sánchez, A., Tejedor, C., García, I., Rojo, M.A. (2021). La Edad del Bronce en el sureste de la cuenca del Duero: el valle de Ambrona (Soria) durante el II milenio a.C. Universidad de Valladolid, *Studia archaeologica* 103; 306 p. ISBN: 978-84-1320-165-8.

Genevey, A., Principe, C., Gallet, Y., Clemente, G., Le Goff, M., Fournier, A., Pallecchi, P. (2019). Refining the high-fidelity archaeointensity curve for Western Europe over the pastmillennium: analysis of Tuscan architectural bricks (Italy). *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.* 497 (1), 73–88.

Glatzmaier, G. A., Olson, P. (2005). Probing the Geodynamo. *Scientific American*, 292 (4). 50-57 <https://doi.org/10.1038/scientificamerican0405-50>

Gogichaishvili, A., García, R., Echeverría, S., Morales, J., Ortiz, S., Urrutia, J. (2019). Last two millenia Earth's Magnetic Field strength: New archaeointensity determinations from Ichkaantijo, Early to Late Maya Classic period. *Journal of Archaeological Science: Reports* (18), 292-299.

Goguitchaichvili, A., Greco, C., Garcia Ruiz, R., Pereyra Domingorena, L., Cejudo, R., Morales, J., Gogorza, C., Scattolin, C., Tarrag, M. (2019). First archaeointensity reference paleosecular variation curve for South America and its implications for geomagnetism and archaeology. *Quaternary Research* 92 (1), 8197.

Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, P., McIntosh, G., Osete, M.L., Catanzariti, G., Ruiz-Martínez, V.C., Núñez, J.I. (2006). First archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula: Comparison with other data from western Europe and with global geomagnetic field models. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q12001, <https://doi.org/10.1029/2006GC001476>.

Gómez-Paccard, M., Rivero-Montero, M., Chauvin, A., García i Rubert, D., Palencia-Ortas, A. (2019). Revisiting the chronology of the Early Iron Age in the north-eastern Iberian Peninsula. *Archaeological and Anthropological Sciences*, 11, 4755–4767. <https://doi.org/10.1007/s12520-019-00812-9>

Grommé, C.S., Wright, T.L., Peck, D.L. (1969). Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae y Makaopuhi lava lakes, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 74, 5277–5293 <https://doi.org/10.1029/JB074i022p05277>

Gubbins, D. (1999). The distinction between geomagnetic excursions and reversals. *Geophysical Journal International*. 137. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00810.x>

Gubbins, D. y Herrero-Bervera, E. (2007). *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer Netherlands, Dordrecht.

- Hagstrum, J. T., Blinman, E. (2010). Archeomagnetic dating in western North America: An updated reference curve based on paleomagnetic and archeomagnetic data sets. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11, Q06009.
- Hamilton, W. D., Haselgrove, C., Gosden, C. (2015). The impact of Bayesian chronologies on the British Iron Age. *World Archaeology*, 47(4), 642–660. <https://doi.org/10.1080/00438243.2015.1053976>
- Herrejón-Lagunilla, Á. (2020). Estudios arqueomagnéticos en materiales quemados prehistóricos de la Península Ibérica. Aplicaciones geocronológicas y geoarqueológicas. Tesis doctoral. Universidad de Burgos.
- Herrejón-Lagunilla, Á., Carrancho, Á., & Villalaín, J.J. (2022). On the suitability of prehistoric anthropogenic burnt sediments (fumiers) for archaeomagnetic studies at El Mirador cave (Burgos, Spain). In: E. Allué, P. Martín, & J.M^a. Vergès (Eds.), *Prehistoric herders and farmers A transdisciplinary overview of the archaeological record from El Mirador Cave (Interdisciplinary contributions to archaeology)*. Springer. 111-128 pp.
- Hervé, G., Chauvin, A., y Lanos, P. (2013). Geomagnetic field variations in Western Europe from 1500 BC to 200 AD, Part II: New intensity secular variation curve. *Phys. Earth Planet. Int.*, 218, 51–65.
- Hervé, G., Fabinder, J., Gilder, S., Metzner-Nebelsick, C., Gallet, Y., Genevey, A., Schnepf, E., Geiswed, L., Püzet, A., Simeone, R., Wittenborn, F., Flontas, A., Linke, R., Riedel, G., Walter, F., Weshausen, I. (2017). Fast geomagnetic field intensity variations between 1400 and 400 BCE: New archaeointensity data from Germany, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 270, 143–56.
- Hervé, G. y Lanos, P. (2018). Improvements in archaeomagnetic dating in Western Europe from the Late Bronze to the Late Iron ages: an alternative to the problem of the Hallstattian radiocarbon plateau. *Archaeometry* 60, 870–883. <https://doi.org/10.1111/arcm.12344>
- Hildebrand, J.A., and Hagstrum, M.B. (1999). New Approaches to Ceramic Use and Discard: Cooking Pottery from the Peruvian Andes in Ethnoarchaeological Perspective. *Latin American Antiquity* 10:25–46.
- Hill, M. y Shaw, J. (2000). Magnetic field intensity study of the 1960 Kilauea lava flow, Hawaii, using the microwave palaeointensity technique. *Geophys. J. Int.*, 142, 487–504.
- Hill, M., Gratton, M. & Shaw, J. (2002). A comparison of thermal and microwave paleomagnetic techniques using lava containing laboratory induced remanence, *Geophys. J. Int.*, 150, 1–7.

- Hoffman, K.A. (1989). Geomagnetic polarity reversals: Theory and models., in: James, D.E. (Ed.), *The Encyclopedial of Solid Earth Geophysics* v.16 Van Nostrand-Rheinhold, New York, pp. 547-555.
- Hoffman, K.A., Biggin, A.J. (2005). A rapid multiple-sample approach to the determination of absolute paleointensity. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 110(B12), <https://doi.org/10.1029/2005JB003646>
- Holland, R.A., Kirschvink, J.L., Doak, T.G., Wikelski, M. (2008) Bats Use Magnetite to Detect the Earth's Magnetic Field. *PLoS ONE* 3(2): e1676. doi:10.1371/journal.pone.0001676
- Iriarte, E., del Val, M., García-Martínez de Lagrán, I., Tejedor-Rodríguez, C., García-Gazólaz, J., Sesma-Sesma, J., Rojo-Guerra, M.A. (2019). Contexto paleoambiental del yacimiento Neolítico de Los Cascajos (Navarra, España): quimioestratigrafía de la secuencia sedimentaria holocena del río Odrón. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. VOL. 71 N°. 2. P. 261 – 273. <https://doi.org/10.18268/BSGM2019v71n2a3>
- Jackson, A., Jonkers, A.R.T. and Walker, M.R. (2000). Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 358, 957-990. <https://doi.org/10.1098/rsta.2000.0569>
- Jiménez, V. (2008). El ciclo formativo del registro arqueológico. Una alternativa a la dicotomía deposicional/posdeposicional. *Zephyrus*, LXII, 125-137.
- Jimeno, A. (1979). 334. Los Tolmos. *Arqueología*, 79. p. 211.
- Jimeno, A. (1981). 263. Los Tolmos. *Arqueología*, 81, p. 125.
- Jimeno, A., y Fernández Moreno, J. J., (1990). Los Tolmos de Caracena (Soria). Campañas 1981-1982. Aportación al Bronce Medio en la Meseta. Instituto de Conservación y Restauración de Bienes Culturales, Ministerio de Cultura, Madrid.
- Jones, J.R., Vega-Maeso, C., Carmona, E., Villanueva-Martín, L.; Delgado, M.E. Marin-Arroyo, A.B. (2019): Investigating prehistoric diet and lifeways of early farmers in Central northern Spain (3000-1500 cal bc) using stable isotope Techniques. *Archaeological and Anthropological Sciences*, 11 (1). <https://doi.org/10.1007/s12520-019-00841-4>
- Jones, S. A., Tauxe, L., Blinman, E., Genevey, A. (2020). Archeointensity of the Four Corners Region of the American Southwest. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 21 (3), e2018GC007509.
- Jonkers Art, Jackson A, Murray, A. (2003). Four centuries of geomagnetic data from historical records. *Rev Geophys* 41:1006.

Jordanova, N., Petrovsky, E., Kovacheva, M., Jordanova, D., 2001. Factors determining magnetic enhancement of burnt clay from Archaeological sites. *J. Archaeol. Sci.* 28, 1137–1148. doi: 10.1006/jasc.2000.0645

Jordanova, N., Kovacheva, M., Hedley, I. & Kostadinova, M. (2003). On the suitability of baked clay for archaeomagnetic studies as deduced from detailed rock-magnetic studies. *Geophys. J. Int.*, 153, 146–158.

Kapper, L., Donadini, F., Serneels, V., Tema, E., Goguitchaichvili, A., Morales, J. 2017. Reconstructing the Geomagnetic Field in West Africa: First Absolute Intensity Results from Burkina Faso. *Sci Rep* 7, 45225. <https://doi.org/10.1038/srep45225>

Kirschvink, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699–718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>

Kissel, C., Laj, C. (2004). Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: Application to Hawaiian basaltic long cores. *Phys. Earth Planet. Inter.* 147, 155–169. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.06.010>

Kondopoulou, D., Gómez-Paccard, M., Aidona, E., Rathossi, C., Carvallo, C., Tema, E., Efthimiadis, K.G., Polymeris, G.S. (2017). Investigating the archaeointensity determination success of prehistoric ceramics through a multidisciplinary approach: New and re-evaluated data from Greek collections. *Geophysical Journal International* 210(3), pp. 1450-1471

Kostadinova-Avramova, M. y Kovacheva, M. (2013). The magnetic properties of baked clays and their implications for past geomagnetic field intensity determinations. *Geophys. J. Int.* 1-17 pp. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt329>

Kostadinova-Avramova, M. y Kovacheva, M. (2015). Further studies on the problems of geomagnetic field intensity determination from archaeological baked clay materials. *Geophys. J. Int.* (2015) 203, 588–604

Kostadinova-Avramova, M., Kovacheva, M., Boyadzhiev, Y., Hervé, G. (2019). Archaeomagnetic knowledge of Neolithic in Bulgaria with emphasis on intensity changes. *Geological Society London Special Publications*, 497 (1). <https://doi.org/10.1144/SP497-2019-48>

Kovacheva, M., Chauvin, Jordanova, N., Lanos, P., y Karloukovski, V. (2009). Remanence anisotropy effect on the palaeointensity results obtained from various archaeological materials, excluding pottery. *Earth Planets Space*, 61, 711–732.

Kovacheva, M., Kostadinova-Avramova, M., Jordanova, N., Lanos, P., and Boyadzhiev, Y. (2014). Extended and revised archaeomagnetic database and secular

variation curves from Bulgaria for the last eight millennia, *Phys. Earth Planet. Int.*, 236, 79–94.

Kruiver, P.P., Kok, Y.S., Dekkers, M.J., Langereis, C.G. & Laj, C. (1999). A pseudo-Thellier relative palaeointensity record, and rock magnetic and geochemical parameters in relation to climate during the last 276 kyr in the Azores region, *Geophys. J. Int.*, 136, 757–770.

Laj, C. & Channell, J.E.T. (2007). Geomagnetic excursions. In: Kono, M. (Ed.), *Treatise in Geophysics. Geomagnetism, Encyclopedia of Geophysics*, vol. 5, pp. 373–416.

Lanci, L. & Kent, D.V. (2003). Introduction of thermal activation in forward modeling of SD hysteresis loops and implications for the interpretation of Day diagrams, *J. Geophys. Res.* 108 (B3), 2142, <https://doi.org/10.1029/2001JB000944>

Lanos, P. (2004). Bayesian Inference of Calibration Curves: Application to Archaeomagnetism, in: Buck, C.E., Millard, A.R. (Eds.), *Tools for Constructing Chronologies*. Springer.

Langereis, C.G. (1999). Excursions in geomagnetism. *Nature* 399, 207-208.

Lascu, I., Feinberg, J. M., Dorale, J. A., Cheng, H. & Edwards, R. L. (2016) Age of the laschamp excursion determined by u-th dating of a speleothem geomagnetic record from north america. *Geology* 44, 139. <https://doi.org/10.1130/G37490.1>

Le Goff, M., Gallet, Y., Warmé, N., Genevey, A. (2020). An updated archeomagnetic directional variation curve for France over the past two millennia, following 25 years of additional data acquisition. *Phys. Earth Planet. Inter.* 309, 106592.

Leonhardt, R., Heunemann, C., Krasa, D. (2004). Analyzing absolute paleointensity determinations: Acceptance criteria and the software ThellierTool4.0. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, 1–11. <https://doi.org/10.1029/2004GC000807>

Leonhardt R. (2006). Analyzing rock magnetic measurements: The RockMagAnalyzer 1.0 software. *Comput. Geosci.* 32: 1420–1431, <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.01.006>

Lepre, C.J., Kent, D. V. (2010). New magnetostratigraphy for the Olduvai Subchron in the Koobi Fora Formation, northwest Kenya, with implications for early Homo. *Earth Planet. Sci.Lett.* 290, 362–374. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.032>

Licheli, V. (2020). The second stage of the Grakliani Culture. *Wonders Lost and Found A celebration of the archaeological work of Professor Michael Vickers*. Archaeopress Archaeology, Oxford. 48 – 58.

Livermore, P. W., Gallet, Y., Fournier, A. (2021). Archeomagnetic intensity variations during the era of geomagnetic spikes in the Levant. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 312, 106657.

López, J.A., Rodríguez, J.A., López, P. (2005). Paisaje y economía durante el Bronce Antiguo en la Meseta Norte desde una perspectiva paleoambiental: algunos casos de estudio. *BSAA arqueología*, LXXI, 2005, pp. 65-88.

López, J.A., y Rodríguez, J.A. (2006). Interpretación del análisis paleopalinológico del yacimiento protocogotas de El Castillo (Rábano, Valladolid, España). *BSAA arqueología*, LXXII-LXXIII, pp. 67-91.

Lull, V., Rihuete-Herrada, C., Risch, R., Bonora, B., Celdrán-Beltrán, E., Fregeiro, M.I., Molero, C., Moreno, A., Oliart, C., Velasco-Felipe, C., Andúgar, L., Haak, W., Villalba-Mouco, V., Micó, R. (2021). Emblems and spaces of power during the Argaric Bronze Age at La Almoloya, Murcia. *Antiquity*, 20 pp. <https://doi.org/10.15184/aqy.2021.8>

Mahgoub, A. N., Juárez-Arriaga, E., Böhnell, H., Manzanilla, L. R., Cyphers, A. (2019). Refined 3600 years palaeointensity curve for Mexico. *Phys. Earth Planet. Inter.* 296, 106328.

Maisuradze, E. (2019). Inscription found on Grakliani Hill. *History, Archaeology, Ethnology*, [S.l.], n. II, p. 16-43, ISSN 2449-285X.

Martín Benito, J. I. y Jiménez González, M. C. (2003). El “Teso del Cuerno” de Forfoleda (Salamanca). Ayuntamiento de Forfoleda, Salamanca.

McElhinny, M. (2004). Geocentric axial dipole hypothesis: a least squares perspective. *Timescales Of The Paleomagnetic Field*, 145, 1-12. <https://doi.org/10.1029/145GM01>

Merrill R.T. McElhinny M.W. (1983). *The Earth's Magnetic Field (Its History, Origin and Planetary Perspective)*, Academic Press, San Diego.

Merrill, R. T., McElhinny, M. W. & McFadden, P. L. (1996). *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*, Academic Press. 531 pp,

Merrill, R.T., McElhinny, M.W., McFadden, P.L., Banerjee, S.K. (1997). The Magnetic Field of the Earth Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. *Physics Today* 50, 9, 70. <https://doi.org/10.1063/1.881919>

Michalk, D.M., Biggin, A.J., Knudsen, M.F., Böhnell, H.N., Nowaczyk, N.R., Ownby, S., López-Martínez, M. (2010). Application of the multispecimen palaeointensity method to Pleistocene lava flows from the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Phys. Earth Planet. Inter.* 179, 139–156. doi:10.1016/j.pepi.2010.01.005

Michalk, D.M., Muxworthy, A.R., Böhnell, H.N., Maclennan, J., Nowaczyk, N., Harald, N.B., Maclennan, J., Nowaczyk, N. (2008). Evaluation of the multispecimen parallel

differential pTRM method: A test on historical lavas from Iceland and Mexico. *Geophys. J. Int.* 173, 409–420. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03740.x

Molina-Cardín, A., Campuzano, S.A., Osete, M.L., Rivero-Montero, M., Pavón-Carrasco, F.J., Palencia-Ortas, A., Martín-Hernández, F., Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Guerrero-Suárez, S., Pérez-Fuentes, J.C., McIntosh, G., Catanzariti, G., Sastre Blanco, J.C., Larrazabal, J., Fernández Martínez, V.M., Álvarez Sanchís, J.R., Rodríguez-Hernández, J., Martín Viso, I., Garcia i Rubert, D. (2018). Updated Iberian Archeomagnetic Catalogue: New Full Vector Paleosecular Variation Curve for the Last Three Millennia. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 19, 3637–3656.

Moratinos, M., Palomino, A. (2010). *San Pelayo de Cerrato: de la fundación Monástica a la fundación Grupo Siro*. Fundación Grupo Siro. 98 pp.

Moreno, M.A., Alarcón, E., Contreras, F. (2012). La metalurgia y otras actividades de mantenimiento en una casa argárica. El complejo estructural xvía de Peñalosa (Baños de la Encina, Jaén). *Antiquitas*, N° 24, 95-116.

Mullender, T.A.T., Frederichs, T., Hilgenfeldt, C., de Groot, L. V., Fabian, K., Dekkers, M.J. (2016). Automated paleomagnetic and rock magnetic data acquisition with an in-line horizontal “2G” system. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 3546–3559. <https://doi.org/10.1002/2016GC006436>

Nachasova, I. E., Burakov, K.S., Kverikadze, M.V. (1986). Intensity of the geomagnetic field in the territory of Georgia to 1000 B. C. *Geomagn. Aeron.*, 26, 301– 302, Engl. Transl.

Nachasova, I. E., Burakov, K.S. (1987). Change in intensity of the geomagnetic field in the second millenium BC in the territory of Georgia, *Geomagn. Aeron.*, 27, 766– 768, Engl. Transl.

Nagata, T., NAGATA, T. (1963). Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years. *J. Geophys. Res.* 68, 5277–5281

Needham, J. (1962). *Science and Civilization in China*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Néel, L. (1949). Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites. *Annales de Géophysique*, 5: 99–136.

Néel, L. (1955). Some Theoretical Aspects of Rock-Magnetism. *Adv. Phys.* 4, 191–243.

Ogg, J. G. (2020). “Geomagnetic Polarity Time Scale,” in *Geologic Time Scale 2020* (Elsevier), 159–192. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-824360-2.00005-x>

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 ± 12AD). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 242, 24-35. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.03.003>

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 paleointensity database. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 260, 74-86.

Osete, M.L., Molina-Cardín, A., Campuzano, S.A., Aguilera-Arzo, G., Barrachina-Ibañez, A., Fallomir-Granell, F., Olver Foix, A., Gómez-Paccard, M., Martín-Hernández, F., Palencia-Ortas, A., Pavón-Carrasco, F.J., Rivero-Montero, M. (2020). Two archaeomagnetic intensity maxima and rapid directional variation rates during the Early Iron Age observed at Iberian coordinates. Implications on the evolution of the Levantine Iron Age Anomaly. *Earth Planet. Sci. Lett.* 533, 116047.

Palencia-Ortas, A., Osete, M.L., Campuzano, S.A., McIntosh, G., Larrazabal, J., Sastre, J., Rodríguez-Aranda, J. (2017). New archaeomagnetic directions from Portugal and evolution of the geomagnetic field in Iberia from Late Bronze Age to Roman Times. *Phys. Earth Planet. Inter.* 270, 183–194. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.07.004>

Palencia-Ortas, A., Molina-Cardín, A., Osete, M.L., Gómez-Paccard, M., Martín-Hernández, F., Chauvin, A., Roperch, P. (2021). Inclination flattening effect in highly anisotropic archaeological structures from Iberia. Influence on archaeomagnetic dating. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 318, 106762.

Palomino, A. y Rodríguez, J.A. (1997). Un asentamiento castreño del Bronce Antiguo en la Cuenca del Duero el Pico Romero en Santa Cruz de la Salceda (Burgos). : II Congreso de Arqueología Peninsular: Zamora Vol. 2, 1997, págs. 579-590.

Palomino, A., Crespo, M., Centeno, I.M. (2019). Arqueología de salvamento den Valladolid. El yacimiento de Carrecastro (Tordesillas-Velilla). Aportaciones de la arqueología comercial a la investigación del bronce final en el valle medio del Duero. XII Curso Conocer Valladolid, 61-85.

Panovska, S., Constable, C.G., Korte, M., 2018. Extending Global Continuous Geomagnetic Field Reconstructions on Timescales Beyond Human Civilization. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 19, 4757–4772. <https://doi.org/10.1029/2018GC007966>

Parés, J.M. y Pérez-González, A. (1995). Paleomagnetic age for hominid fossils at Atapuerca archaeological site, Spain. *Science* 269, 830–832.

Paterson, G.A. (2011). A simple test for the presence of multidomain behaviour during paleointensity experiments. *J. Geophys Res Solid Earth* 116:1-12, <https://doi.org/10.1029/2011JB008369>

- Paterson, G.A., Tauxe, L., Biggin, A.J., Shaar, R., and Jonestrask, L.C. (2014). On improving the selection of Thellier-type palaeointensity data. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 1180-1192, <https://doi.org/10.1002/2013GC005135>.
- Pavón-Carrasco, F.J., Rodríguez-González, J., Osete, M.L., Torta, J.M. (2011). A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *J. Archaeol. Sci.* 38, 408–419. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.09.021>.
- Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M.L., Torta, M.J., De Santis, A. (2014). 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., Campuzano, S. A., Rivero-Montero, M., Molina-Cardín, A., Gómez-Paccard, M., & Osete, M. L. (2021). SCHA.DIF.4k: 4000 years of paleomagnetic reconstruction for Europe and its application for dating. *JGR Solid Earth*, 126(3).
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., & Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62.
- Rivero-Montero, M., Gómez-Paccard, M., Kondopoulou, D., Tema, E., Pavón-Carrasco, F.J., Aidona, E., Campuzano, S.A., Molina-Cardín, A., Osete, M^a.L., Palencia-Ortas, A., Martín-Hernández, F., Rubat-Borel, F., Venturino, M. (2021). Geomagnetic field intensity changes in the Central Mediterranean between 1500 BCE and 150 CE: Implications for the Levantine Iron Age Anomaly evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 557, 116732.
- Roberts, A.P. (2008). Geomagnetic excursions: Knowns and unknowns. *Geophysical Research Letters*.35, 1-7. <https://doi.org/10.1029/2008GL034719>
- Roberts, A.P. y Turner, G.M. (2013). Geomagnetic excursions and secular variations. *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)*, 705-720, <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00053-4>
- Roberts, A. P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., & Jiang, Z. X. (2018). A critical appraisal of the “Day” diagram. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 2618–2644. <https://doi.org/10.1002/2017JB01524>
- Roberts, A. P., Hu, P., Harrison, R. J., Heslop, D., Muxworthy, A. R., Oda, H., et al. (2019). Domain state diagnosis in rock magnetism: Evaluation of potential alternatives

to the Day diagram. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124. doi: 10.1029/2018JB017049

Rodríguez, J. A. (1987). Informe previo de las excavaciones arqueológicas realizadas durante 1987 en el castro de El Castillo de Rábano (Valladolid). Informe inédito, Junta de Castilla y León, Valladolid.

Rodríguez, J. A. (2008). Estudio secuencial de la Edad del Bronce en la Ribera del Duero (Provincia de Valladolid). Monografías 7. Junta de Castilla y León, Valladolid.

Rodríguez, J.A. y Abarquero, F.J. (1994). Intervención arqueológica en el yacimiento de la Edad del Bronce de "El cementerio-El Prado", Quintanilla de Onésimo (Valladolid). *Numantia: Arqueología en Castilla y León*, Nº 5, pp. 33-58.

Rodríguez, J., Crespo, M., Delibes, G. (2020). Una ventana a los «recintos de fosos» calcolíticos del Valle del Duero. El Casetón de la Era (Villalba de los Alcores, Valladolid). *Actualidad de la investigación arqueológica en España I (2018-2019)*. Conferencias impartidas en el Museo Arqueológico Nacional, 101 – 119.

Rogers, J., J. Fox, M. W. y Aitken. N.J. (1979). Magnetic anisotropy in ancient pottery, *Nature*, 277(5698), 644–646.

Rojo, M.A., Peña, L., Royo, J.I., Tejedor, C., García, I., Arcusa, H., Garrido, R., Moreno, M., Mazzuco, N., Gibaja, J.F., Ortega, D., Kromer, B., Alt. K.W. (2013). Pastores trashumantes del Neolítico antiguo en un entorno de alta montaña secuencia crono-cultural de la Cova de Els Trocs (San Feliú de Veri, Huesca). *BSAA Arqueología*, Nº. 79, págs. 9-55.

Sagnotti, L., Scardia, G., Giaccio, B., Liddicoat, J.C., Nomade, S., Renne, P.R. & Sprain, C.J. (2014). Extremely rapid directional change during Matuyama–Brunhes geomagnetic polarity reversal, *Geophys. J. Int.*, 199(2), 1110–1124.

Sagnotti, L., Giaccio, B., Liddicoat, J.C., Nomade, S., Renne, P.R., Scardia, G. & Sprain, C.J., (2016). How fast was the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal? A new subcentennial record from the Sulmona Basin, central Italy, *Geophys. J. Int.*, 204(2), 798–812

Schiffer, M.B. (1972). Archaeological context and Systemic context. *American Antiquity*, 37 (2), 156-165.

Schnepp, E. & Lanos, P. (2005). Archaeomagnetic secular variation in Germany during the past 2500 years. *Geophysical Journal International*, 163, 479–90.

Schnepp, E., Thallner, D., Arneitz, P., Mauritsch, H., Scholger, R., Rolf, C., and Leonhardt, R. (2020). New archaeomagnetic secular variation data from Central Europe, I: directions. *Geophys. J. Int.*, 220, 1023–44

Selkin, P. y Tauxe, L. (2000). Long-term variations in palaeointensity. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 358, 1065-1088.

Shaar, R., Ben-Yosef, E., Ron, H., Tauxe, L., Agnon, A., Kessel, R., (2011). Geomagnetic field intensity: how high can it get? How fast can it change? Constraints from iron-age copper-slag. *Earth Planet. Sci. Lett.* 301, 297–306.

Shaar, R. and Tauxe, L. (2013). Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from Thellier-type experiments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 14, no. 3, pp. 677–692, 2013. doi:10.1002/ggge.20062.

Shaar, R., Tauxe, L., Ron, H., Ebert, Y., Zuckerman, S., Finkelstein, I., Agnon, A. (2016), Large geomagnetic field anomalies revealed in Bronze to Iron Age archeomagnetic data from Tel Megiddo and Tel Hazor, Israel, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 442, 173–185.

Shaar, R., Tauxe, L., Goguitchaichvili, A., Devidze, M., Licheli V. (2017). Further evidence of the Levantine Iron Age geomagnetic anomaly from Georgian pottery. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 2229–2236, <https://doi.org/10.1002/2016GL071494>.

Shaar, R., Hassul, E., Raphael, K., Ebert, Y., Segal, Y., Eden, I., Vaknin, Y., Marco, S., Nowaczyk, N., Chauvin, A., and Agnon, A. (2018), The first catalog of archaeomagnetic directions from Israel with 4000 years of geomagnetic secular variations, *Frontiers in Earth Sciences*, 6, 164, <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00164>

Shaar, R., Bechar, S., Finkelstein, I., Gallet, Y., Martin, M. A. S., Ebert, Y., Keinan, J., Gonen, L. (2020). Synchronizing geomagnetic field intensity records in the Levant between the 23rd and 15th Centuries BCE: Chronological and methodological implications. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 21 (12), e2020GC009251.

Soler Arechalde, A., Caballero Miranda, C., Osete, M. L., López Delgado, V., Goguitchaichvili, A., Barrera Huerta, A., Urrutia Fucugauchi, J. (2019). An updated catalog of pre-hispanic archaeomagnetic data for north and central Mesoamerica: Implications for the regional paleosecular variation reference curve. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 71 (2), 497–518.

Spassov, S. y Hus, J. (2006). Estimating baking temperatures in a Roman pottery kiln by rock magnetic properties: implications of thermochemical alteration on archaeointensity determinations. *Geophysical Journal International*. Volume 167, Issue 2, Pages 592–604, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03114.x>

Stacey, F.D. (1967). The Koenigsberger ratio and the nature of thermoremanence in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2, 67–68, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(67\)90174-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(67)90174-4)

- Stillinger, M. D., Feinberg, J.M. and Frahm, E.. (2015). Refining the Archaeomagnetic Dating Curve for the Near East: New Intensity Data from Bronze Age Ceramics at Tell Mozan, Syria. *Journal of Archaeological Science* 53: 345–55
- Strato (1992). Excavación arqueológica de urgencia en el yacimiento de la Edad del Cobre de Viña de Esteban García (Salvatierra de Tormes, Salamanca). Informe inédito, Salamanca: Junta de Castilla y León.
- Tarduno, J. A., Rory D. Cottrell, Richard K. Bono, Hirokuni Oda, William J. Davis, Mostafa Fayek, Olaf van 't Erve, Francis Nimmo, Wentao Huang, Eric R. Thern, Sebastian Fearn, Gautam Mitra, Aleksey V. Smirnov, and Eric G. Blackman. (2020). Paleomagnetism indicates that primary magnetite in zircon records a strong Hadean geodynamo. *PNAS* 117 (5) 2309-2318, <https://doi.org/10.1073/pnas.1916553117>
- Tauxe, L. (2005). Inclination flattening and the geocentric axial dipole hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters* 233(3-4):247-261. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.027>
- Tauxe, L. (2010). *Essentials of Rock and Paleomagnetism*. University of California Press (1st Edit.), 512 pp.
- Tauxe, L., Mullender, T. A. T. & Pick, T. (1996). Pot-bellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.*, 101, 571– 583.
- Tauxe, L., Banerjee, S.K., Butler, R.L., Voo, R. Van Der. (2010). *Essentials of Rock and Paleomagnetism*. University of California.
- Tauxe, L., Yamazaki, T. (2015). *Paleointensities, Treatise on Geophysics: Second Edition*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00107-X>
- Tauxe, L., Shaar, R., Jonestrask, L., Swanson-Hysell, N.L., Minnett, R., Koppers, A.A.P., Constable, C.G., Jarboe, N., Gaastra, K., Fairchild, L. (2016). PmagPy: Software package for paleomagnetic data analysis and a bridge to the Magnetism Information Consortium (MagIC) Database. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 2450–2463, <https://doi.org/10.1002/2016GC006307>
- Tejedor-Rodríguez, C., Moreno-García, M., Tornero, C., Hoffmann, A., de Lagrán, Í.G.-M., Arcusa-Magallón, H., Garrido-Pena, R., Royo-Guillén, J.I., Díaz-Navarro, S., Peña-Chocarro, L., Alt, K.W., Rojo-Guerra, M. Á. (2021). Investigating Neolithic caprine husbandry in the Central Pyrenees: Insights from a multi-proxy study at Els Trocs cave (Bisaurri, Spain). *PLoS ONE* e0244139
- Tema, E. (2009). Estimate of the magnetic anisotropy effect on the archaeomagnetic inclination of ancient bricks. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 176, 213-223.
- Tema, E., Hedley, I., Lanos, P. (2006). Archaeomagnetism in Italy: a compilation of data including new results and a preliminary Italian reference curve. *Geophys. J. Int.* 167, 1160–1171.

Tema, E., y Kondopoulou, D. (2011). Secular variation of the Earth's magnetic field in the Balkan region during the last eight millennia based on archaeomagnetic data, *Geophysical Journal International*, 186(2), 603–14.

Tema, E. y Lanos, P. (2021). New Italian directional and intensity archaeomagnetic reference curves for the past 3000 years: insights on secular variation and implications on dating. *Archaeometry* 63 (2), 428–445.

Tema, E., Hedley, I., Pavón-Carrasco, F. J., Ferrara, E., Gaber, P., Pilides, D., et al. (2021). The directional occurrence of the Levantine geomagnetic field anomaly: New data from Cyprus and abrupt directional changes. *Earth and Planetary Science Letters*, 557, 116731. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116731>

Thellier, E. (1941). Sur la verification d'une methode permettant de determiner l'intensite du champ terrestre dans la Passe, *C. R. Acad. Sci. Paris* , 212, 281–283.

Thellier, E. (1946). Sur l'thermoremanence et la theorie du metamagnetisme. *C.R. Acad.Sci.Paris*, 223, 319–321.

Thellier, E. and Thellier, O. (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Ann. Geophys.*, 15, 285–376.

Valet, J. P., Brassart, J., Le Meur, I., Soler, V., Quidelleur, X., Tric, E., & Gillot, P. Y. (1996). Absolute paleointensity and magnetomineralogical changes. *Journal of Geophysical Research*, 101(B11), 25029–25044, <https://doi.org/10.1029/96jb02115>

Valet, J.P., Fournier, A., Courtillot, V., Herrero-Bervera, E. (2012). Dynamical similarity of geomagnetic field reversals. *Nature* 490, 89–94. doi: 10.1038/nature11491

Valet, J.P., Fournier, A. (2016). Deciphering records of geomagnetic reversals. *Rev. Geophys.* 54, 410–446. <https://doi.org/10.1002/2015RG000506>

Valet, J.P., Bassinot, F., Simon, Q., Savranskaia, T., Thouveny, N., Bourlés, D.L., Villedieu, A. (2019). Constraining the age of the last geomagnetic reversal from geochemical and magnetic analyses of Atlantic, Indian, and Pacific Ocean sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 506, 323–331.

Vallverdú, J., Saladié, P., Rosas, A., Huguet, R., Cáceres, I., Mosquera, M., García, A., Estalrich, A., Lozano, I., Pineda, A., Carrancho, Á., Villalaín, J.J., Bourlès, D., Braucher, R., Lebetard, A., Vilalta, J., Esteban, M., Bennàsar, M.L., Bastir, M., López, L., Vergès, J.M., Ollé, A., Ros, S., Martínez, B., García, A., Martinell, J., Expósito, I., Burjachs, F., Agustí, J., Carbonell, E. (2014). Age and date for early arrival of the Acheulian in Europe (Barranc de la Boella, la Canonja, Spain). *PLOS ONE*. 9 (7) - e103634, pp. 1 - 15.

Varén, M.D., y Mills, B.J. (1997). Accumulations Research: Problems and Prospects for Estimating Site Occupation Span. *Journal of Archaeological Method and Theory* 4:141–191.

Veitch, J., Hedley, I. y Wagner, J.J. (1984). An investigation of the intensity of the geomagnetic field during roman times using magnetically anisotropic bricks and tiles. *Archeological Sciences, Geneve* 37: 359-373.

Villalaín, J.J. 2016. La historia del campo magnético terrestre registrada en las rocas. *Fundamentos del Paleomagnetismo. Enseñanza las Ciencias de la Tierra* 24, 261-274.

Villalaín, J.J. (2016). Técnicas en Paleomagnetismo. *Enseñanza las Ciencias de la Tierra* 24, 275-281.

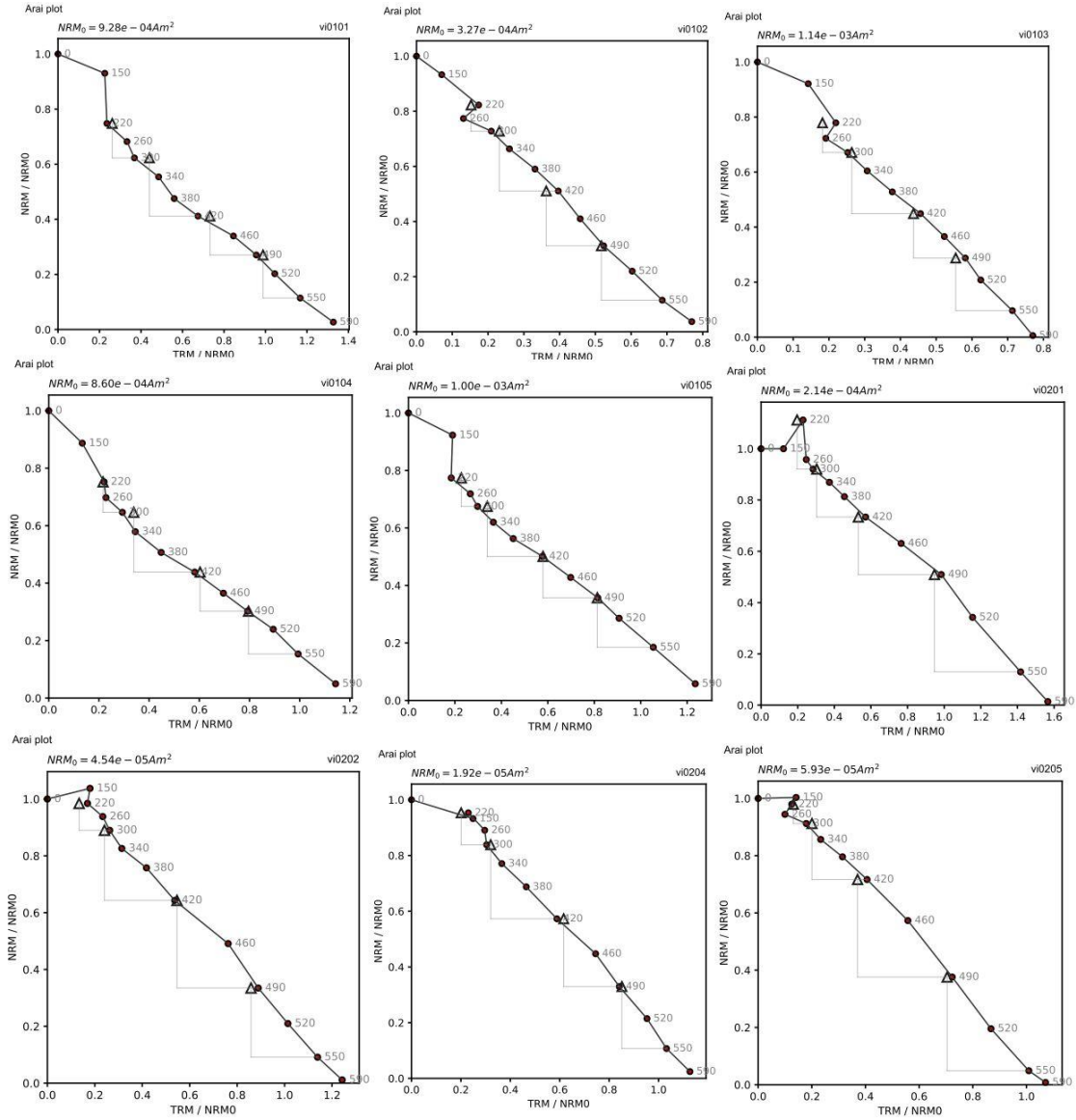
Walton, D., Shaw, J., Share, J. & Hakes, J. (1992). Microwave demagnetization. *J. Appl. Phys.* 71, 1549–1551.

Yu, Y., Tauxe, L., Genevey, A. (2004). Toward an optimal geomagnetic field intensity determination technique. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003GC000630>

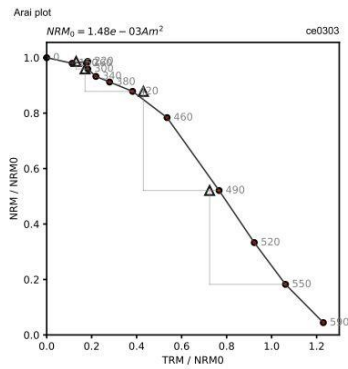
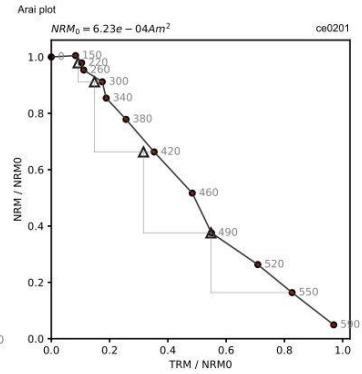
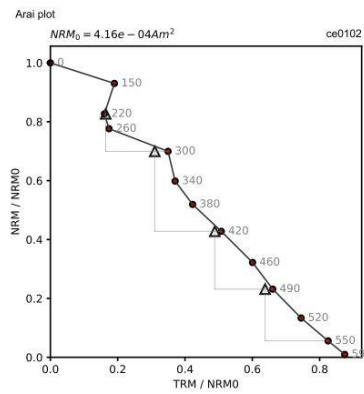
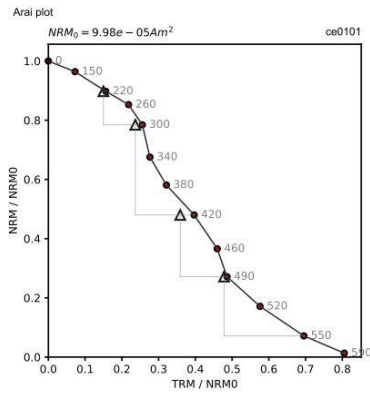
Zijderveld, J.D.A. (1967). A. C. Demagnetization of rocks: analysis of results. *Solid Earth Geophys* 3:254-286, <https://doi.org/10.1016/B978-1-4832-2894-5.50049-5>

Anexo A1. Diagramas de Arai con determinaciones positivas obtenidos tras los experimentos de arqueointensidad realizados en materiales arcillosos prehistóricos de la península ibérica.

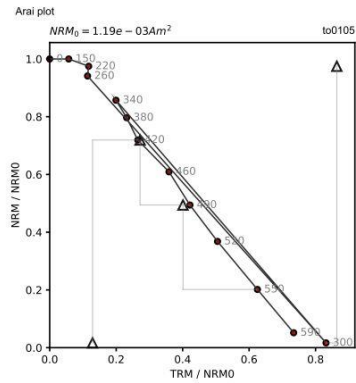
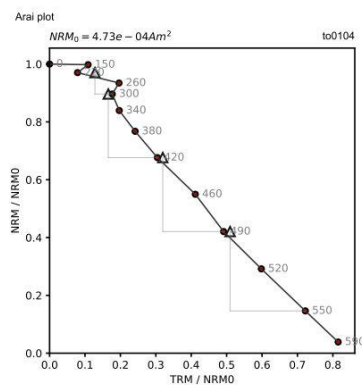
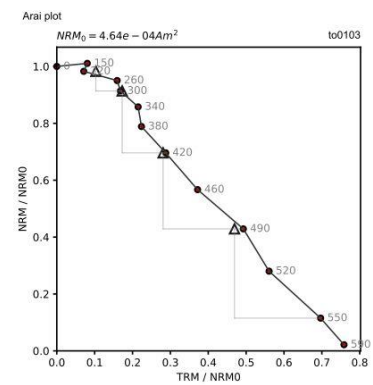
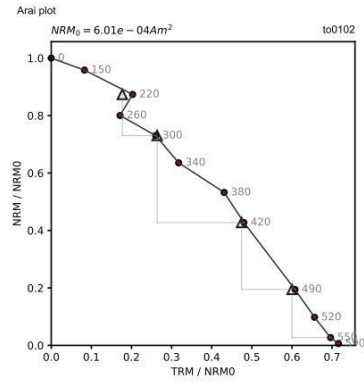
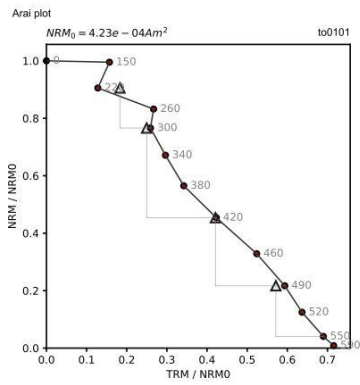
Viña de Estéban García:



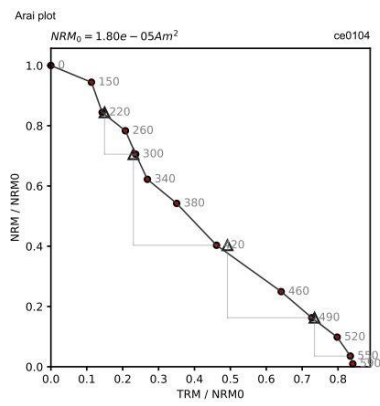
Casetón de la Era:



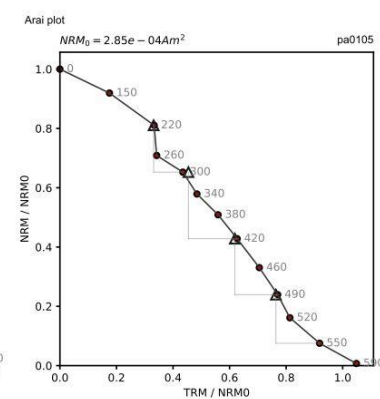
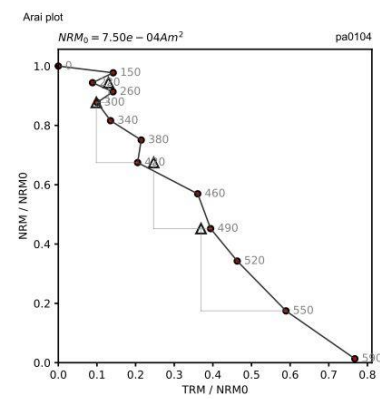
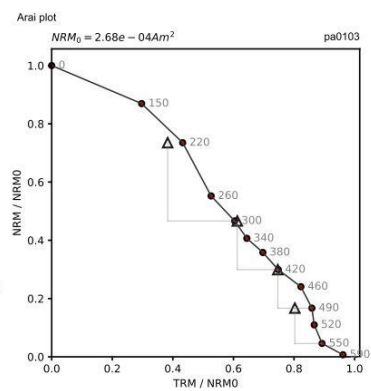
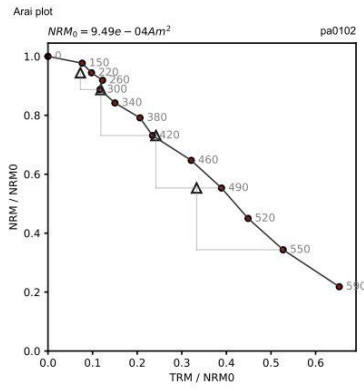
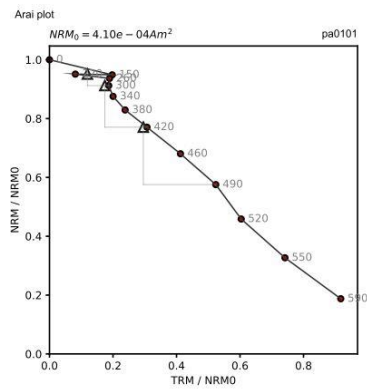
Los Torojones:



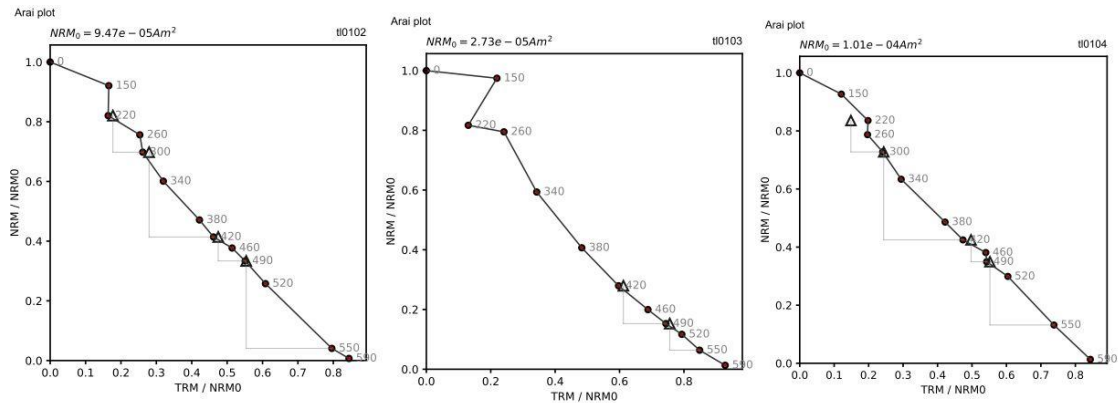
El Cementerio:



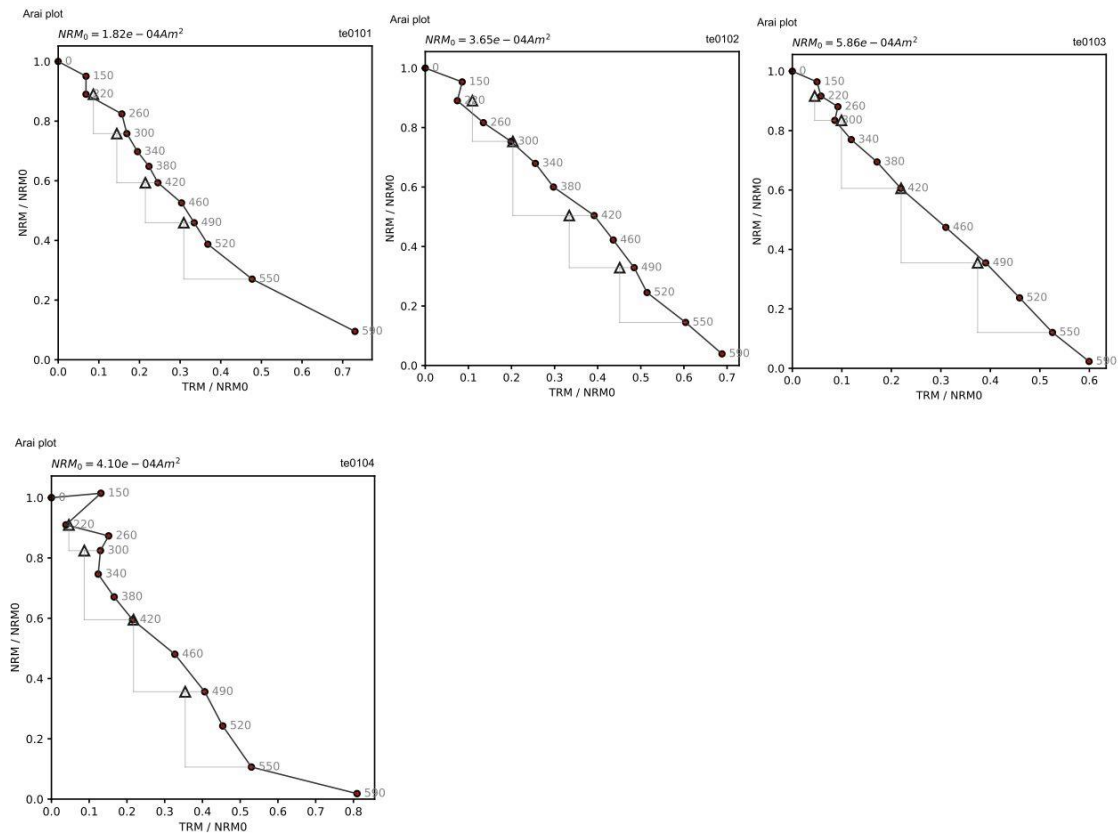
El Parpantique:



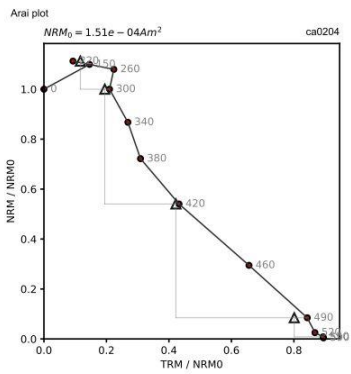
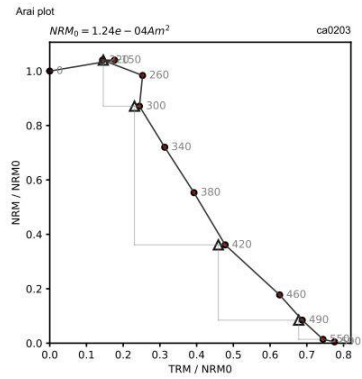
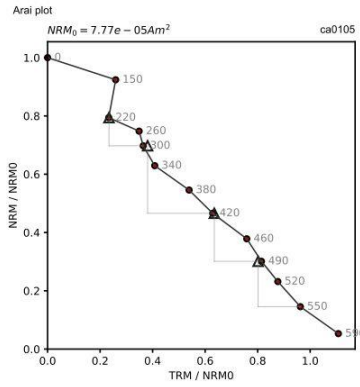
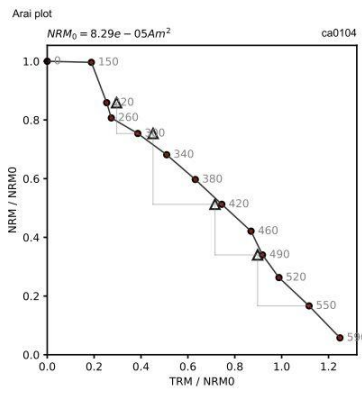
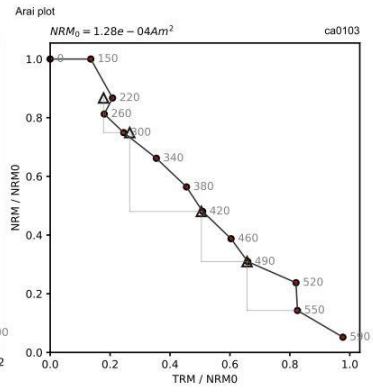
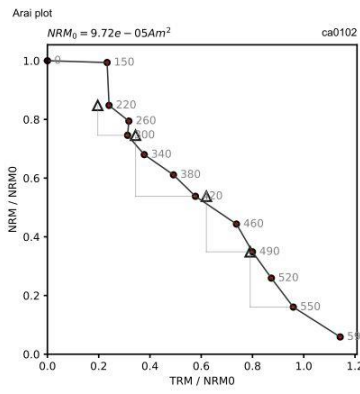
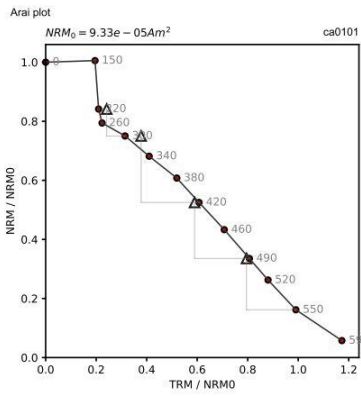
Los Tolmos:



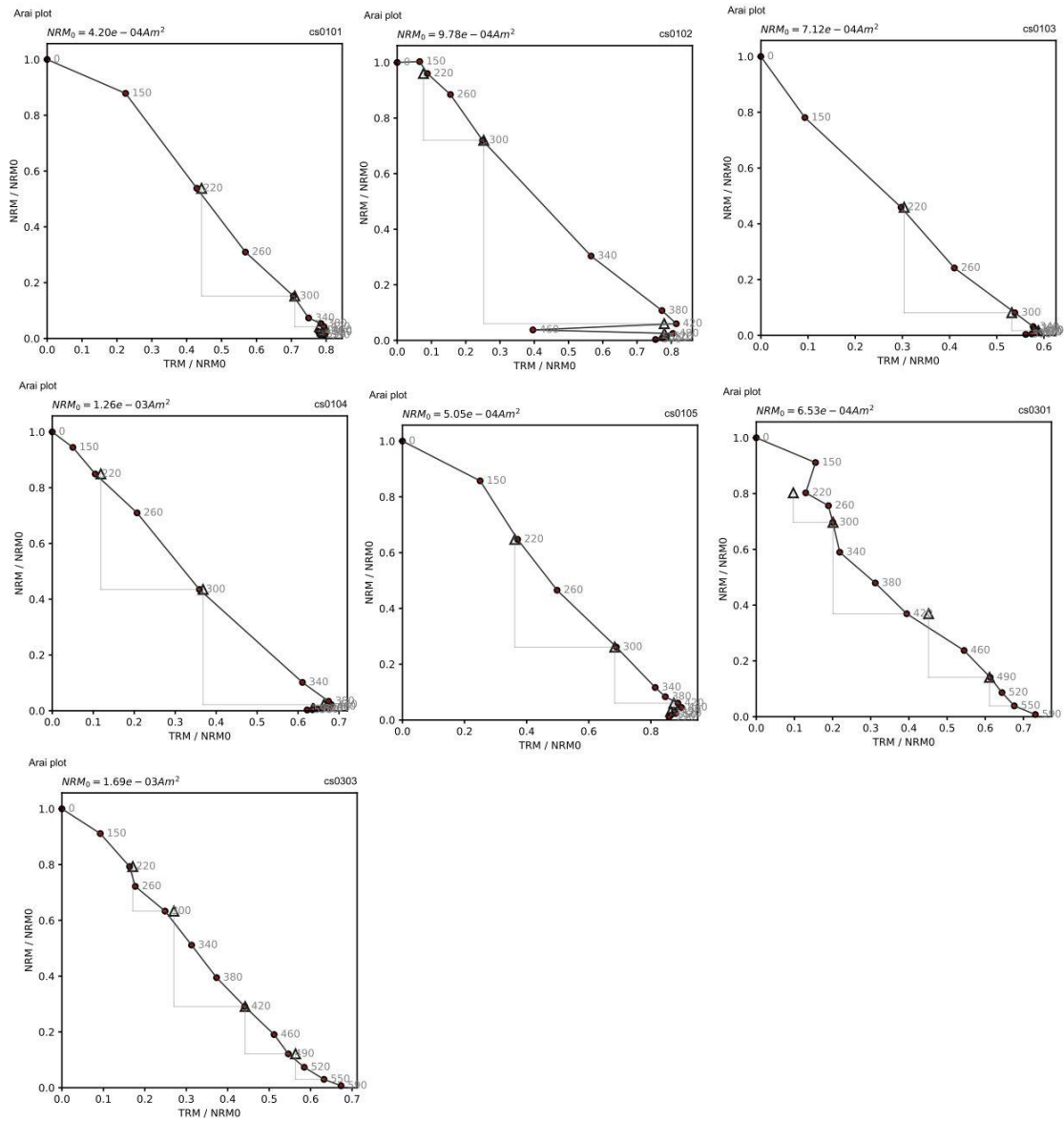
Teso del Cuerno:



Carricastro:

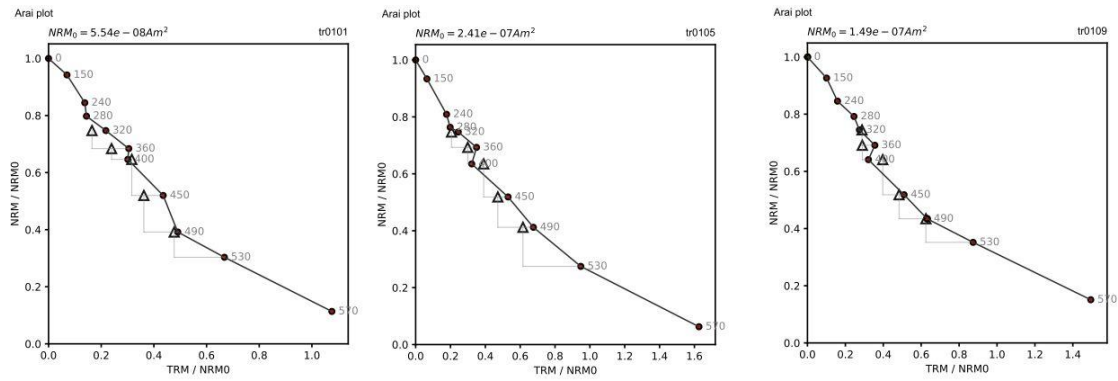


El Castillar:

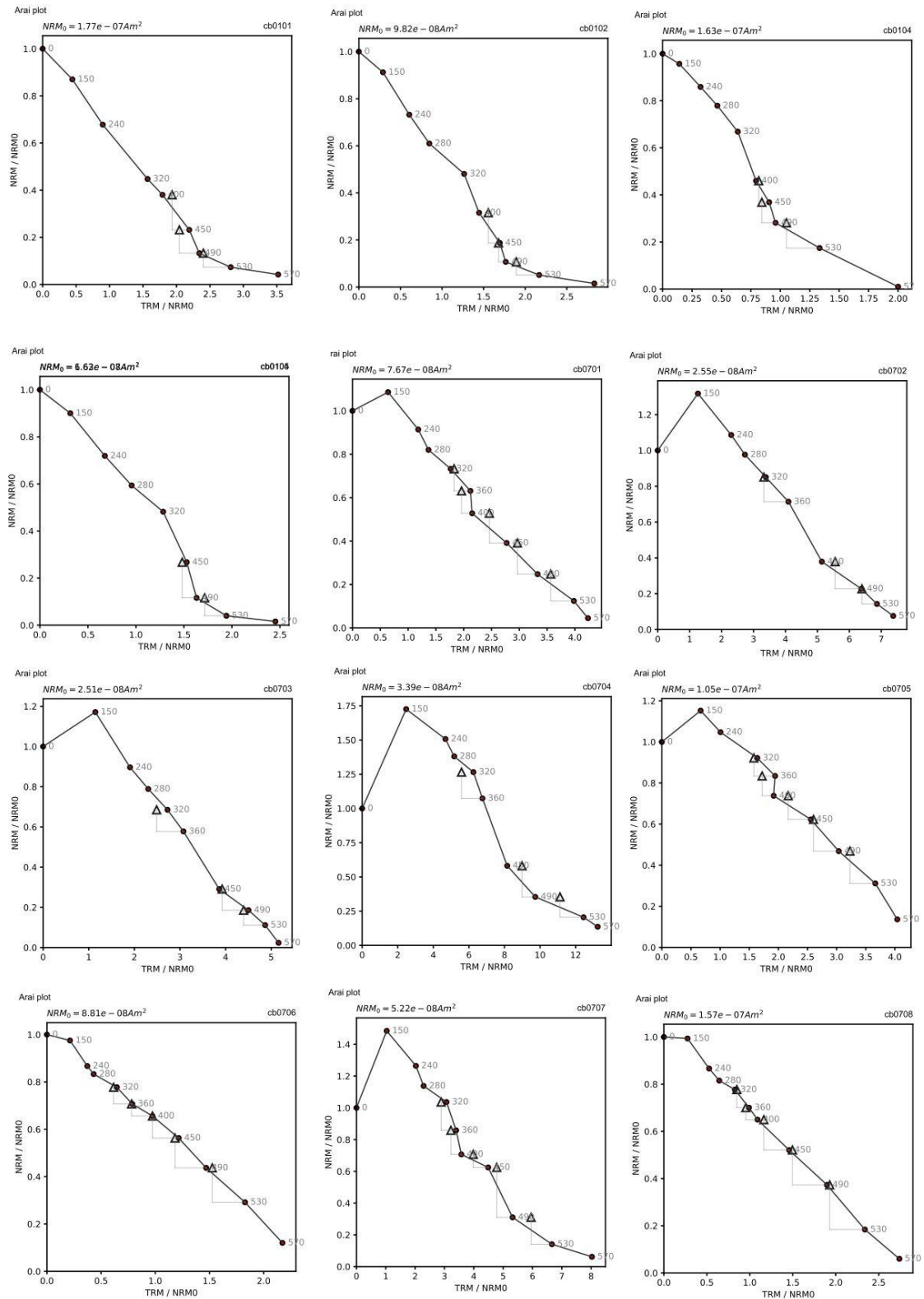


Anexo A2. Diagramas de Arai con determinaciones positivas obtenidos tras los experimentos de arqueointensidad realizados en fragmentos cerámicos prehistóricos de la península ibérica.

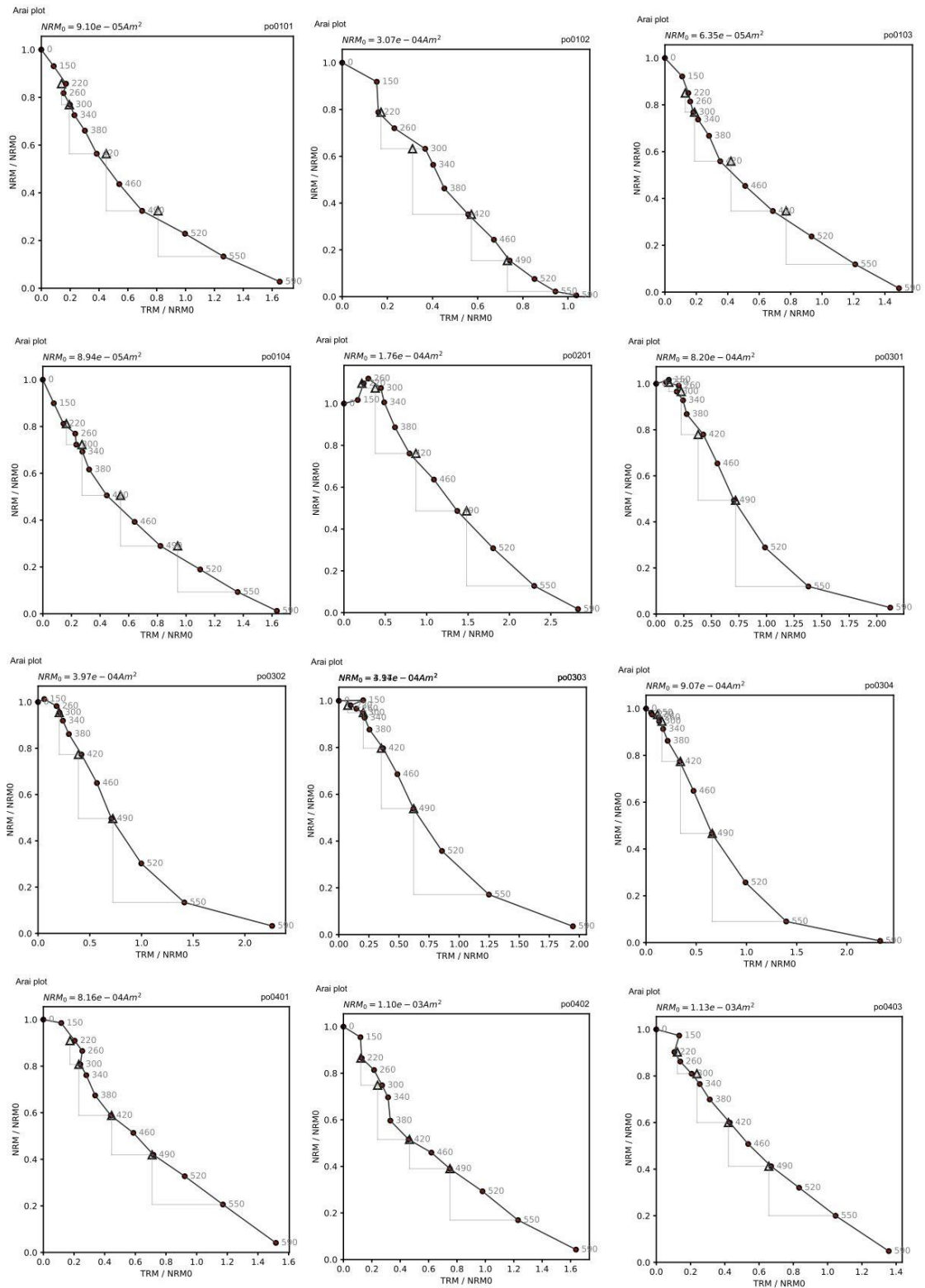
Els Trocs:

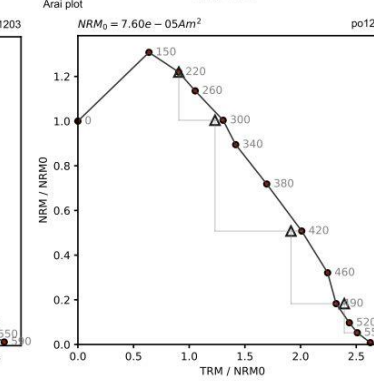
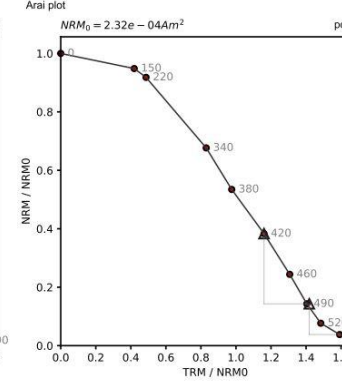
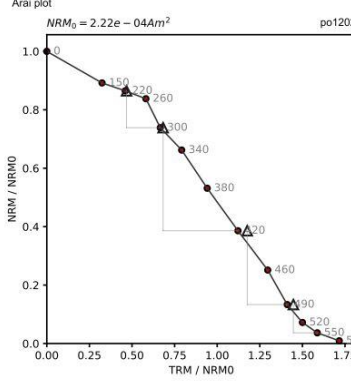
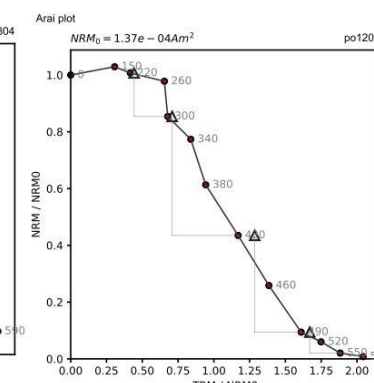
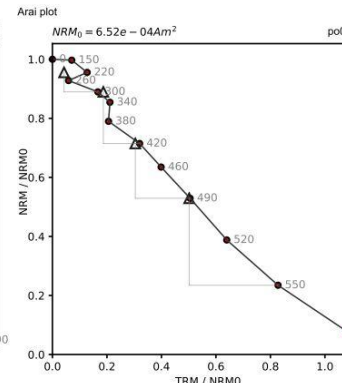
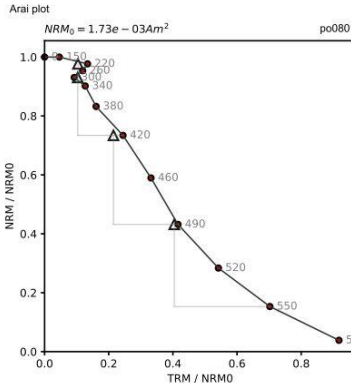
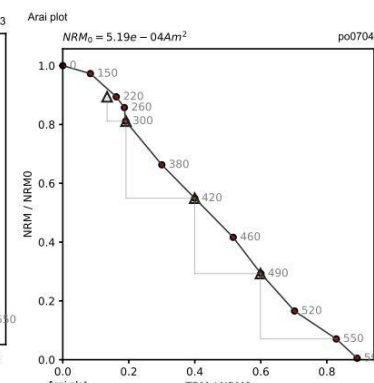
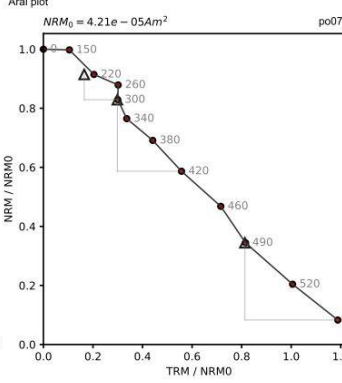
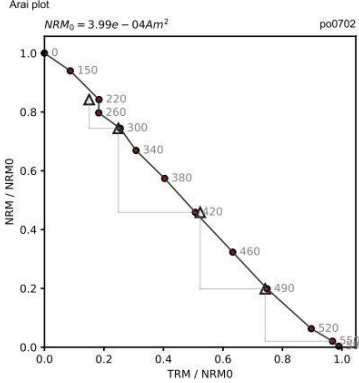
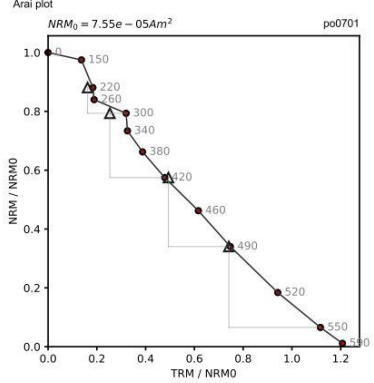
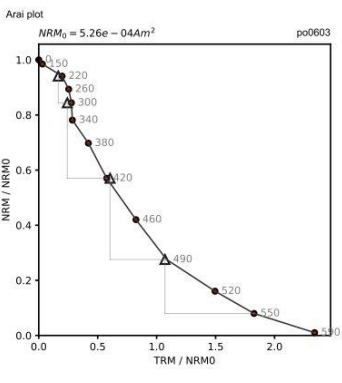
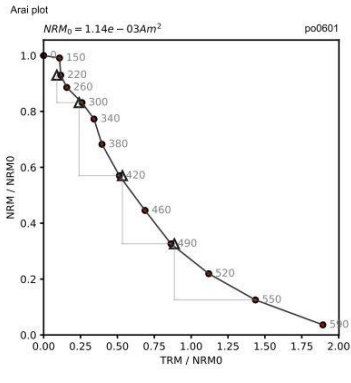


Los Cascajos:

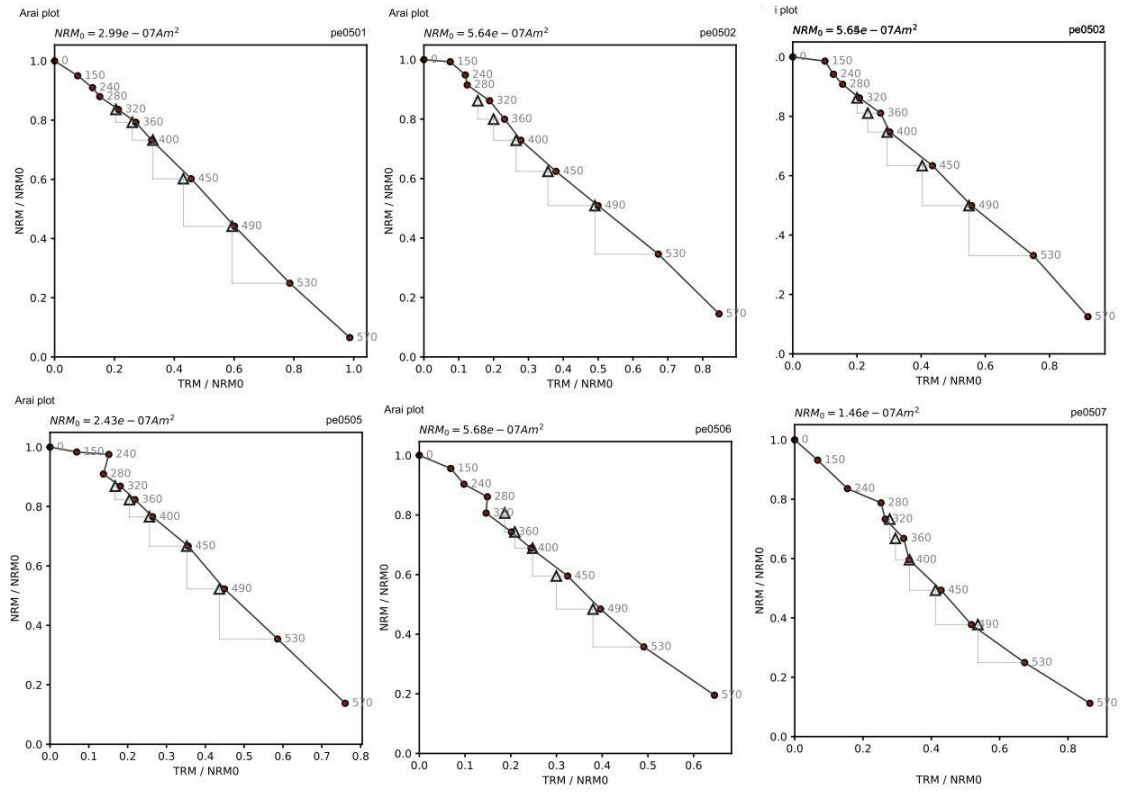


Cueva El Portalón de Cueva Mayor:



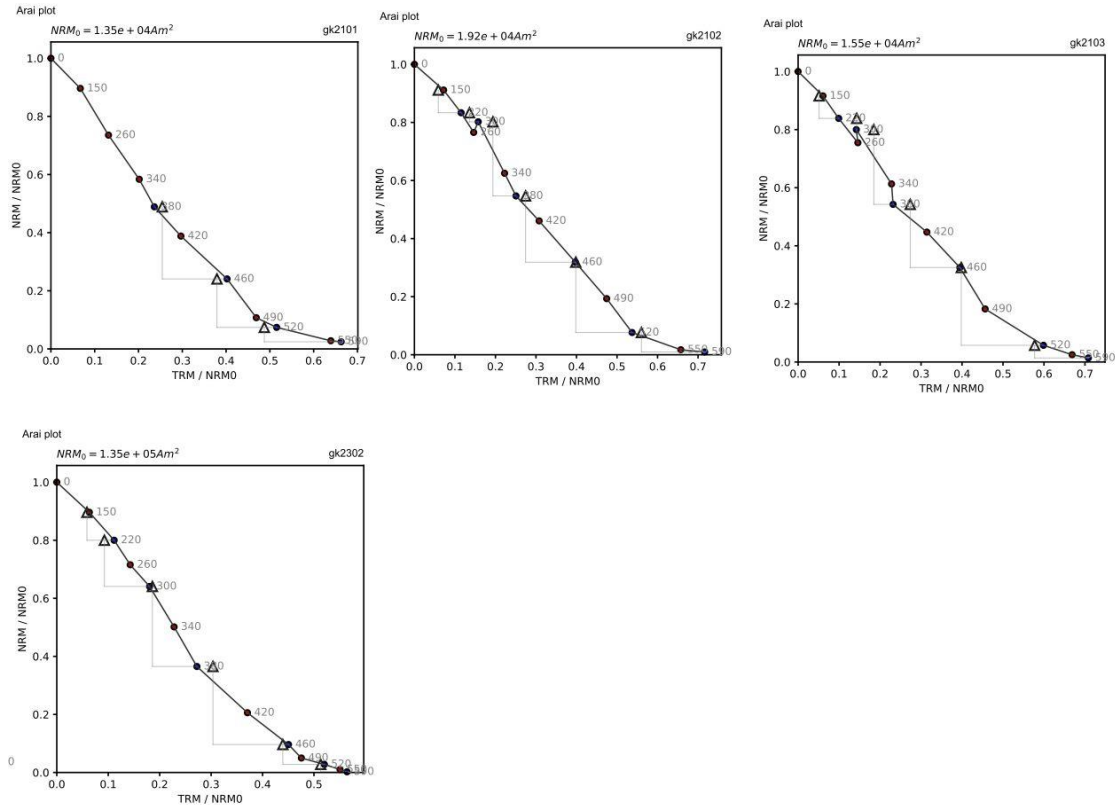


Peñalosa:

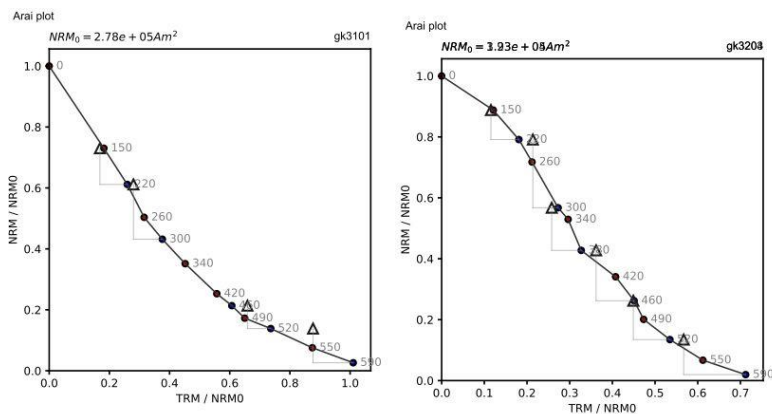


Anexo A3. Diagramas de Arai con determinaciones positivas obtenidos tras los experimentos de arqueointensidad realizados en los materiales arqueológicos de Grakliani (Rep. Georgia).

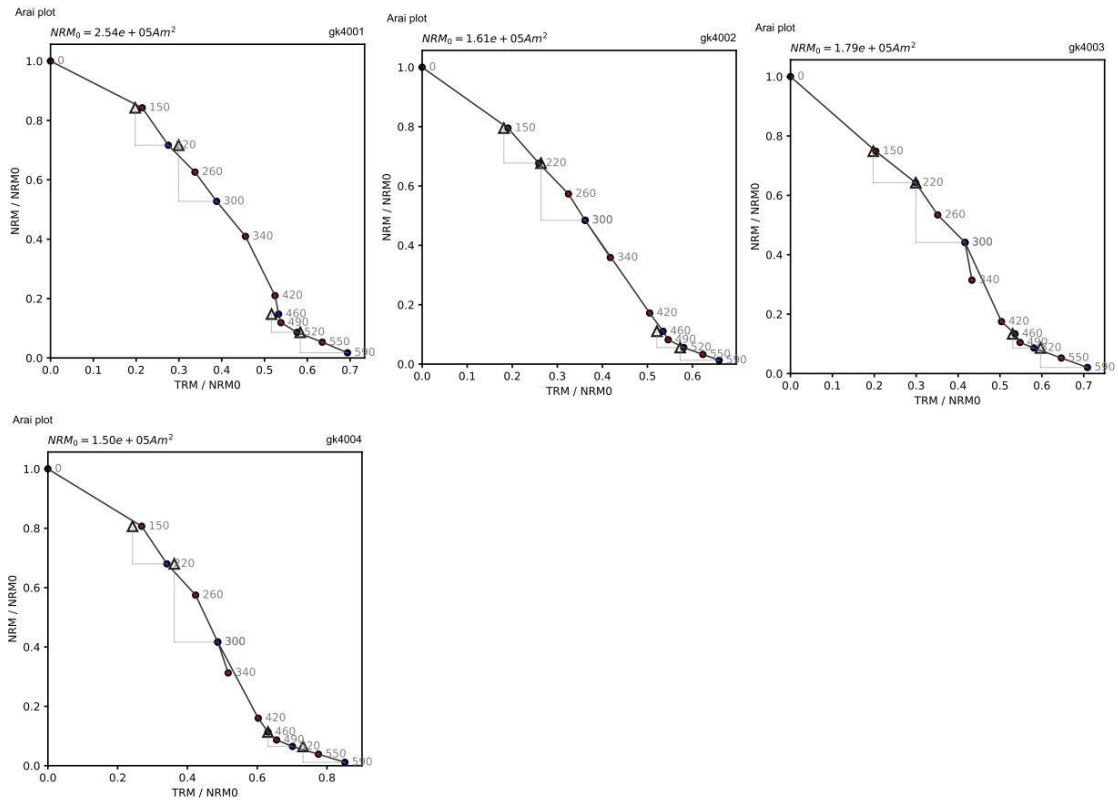
Estructura GK2:



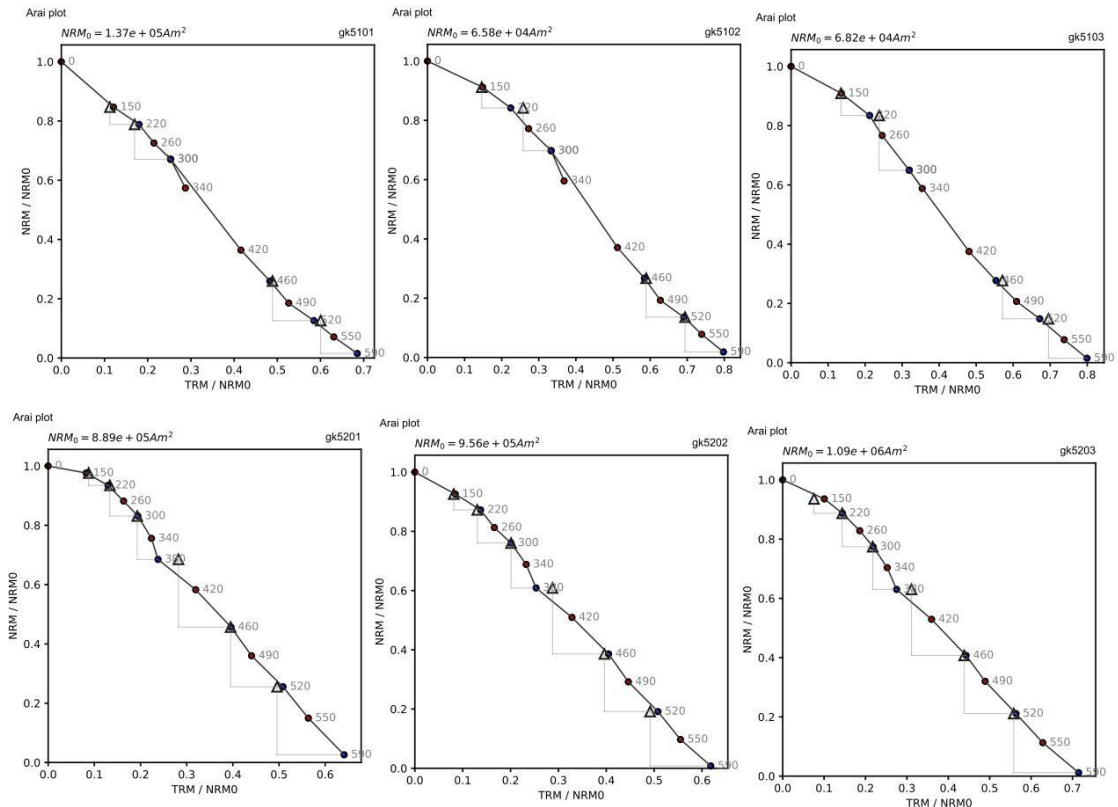
Estructura GK3:



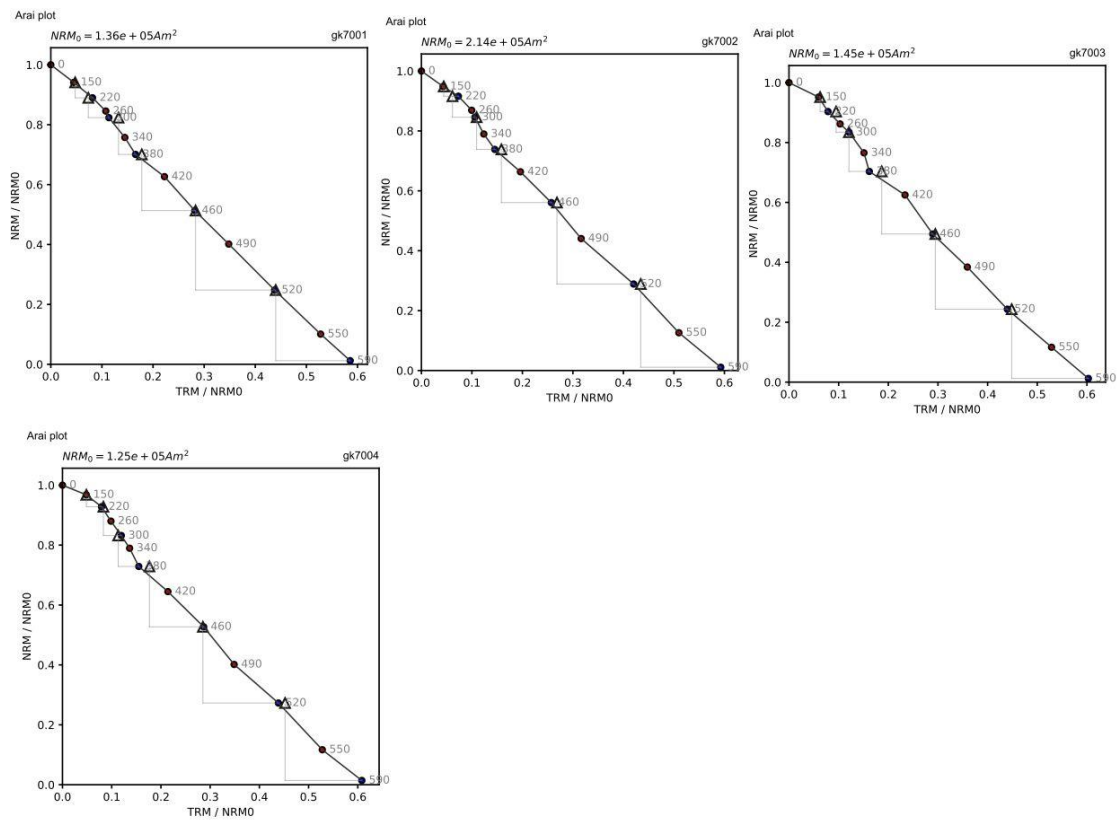
Estructura GK4:



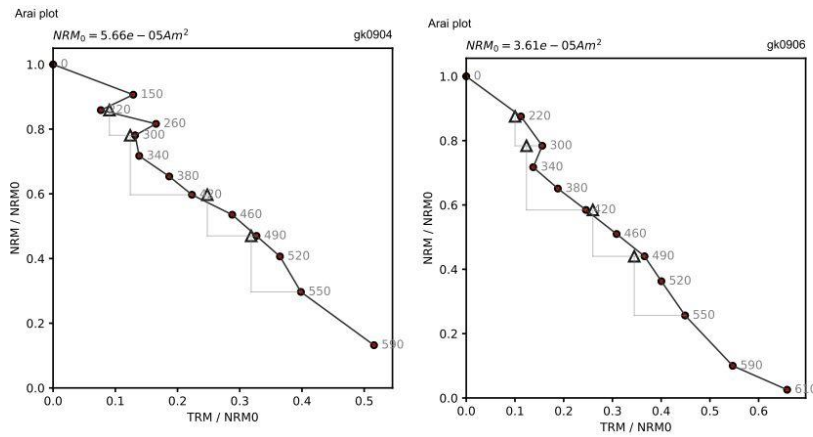
Estructura GK5:



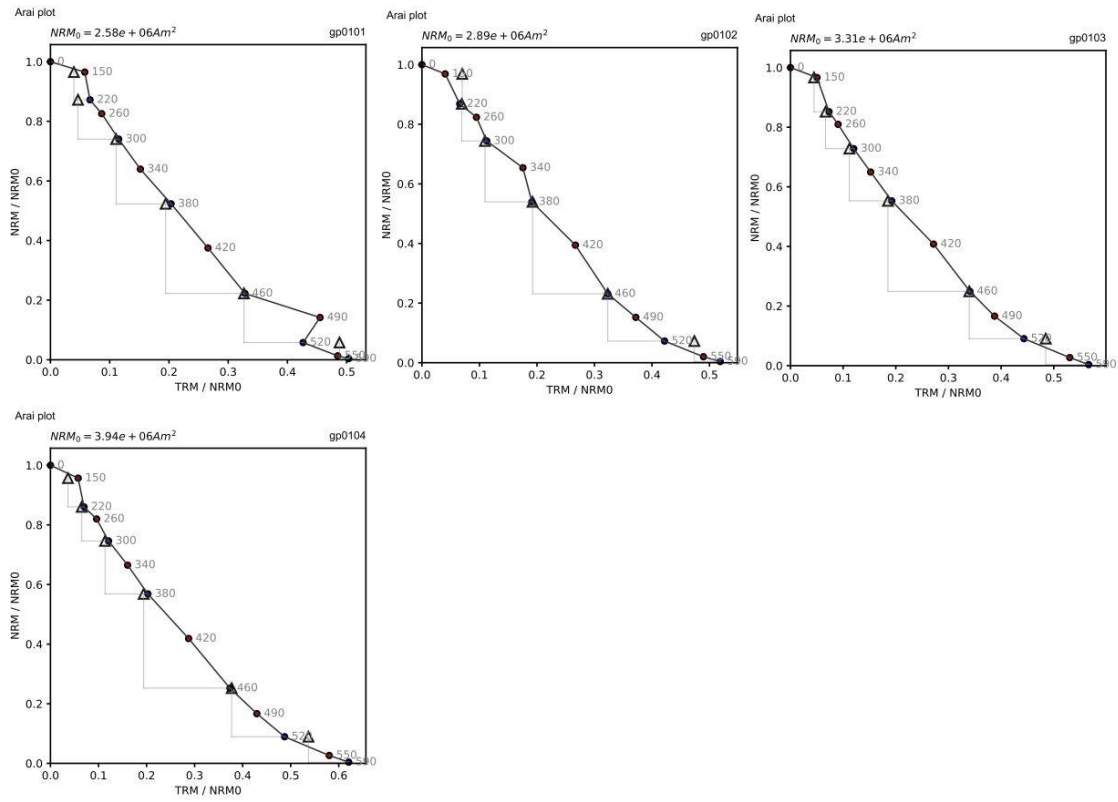
Estructura GK7:



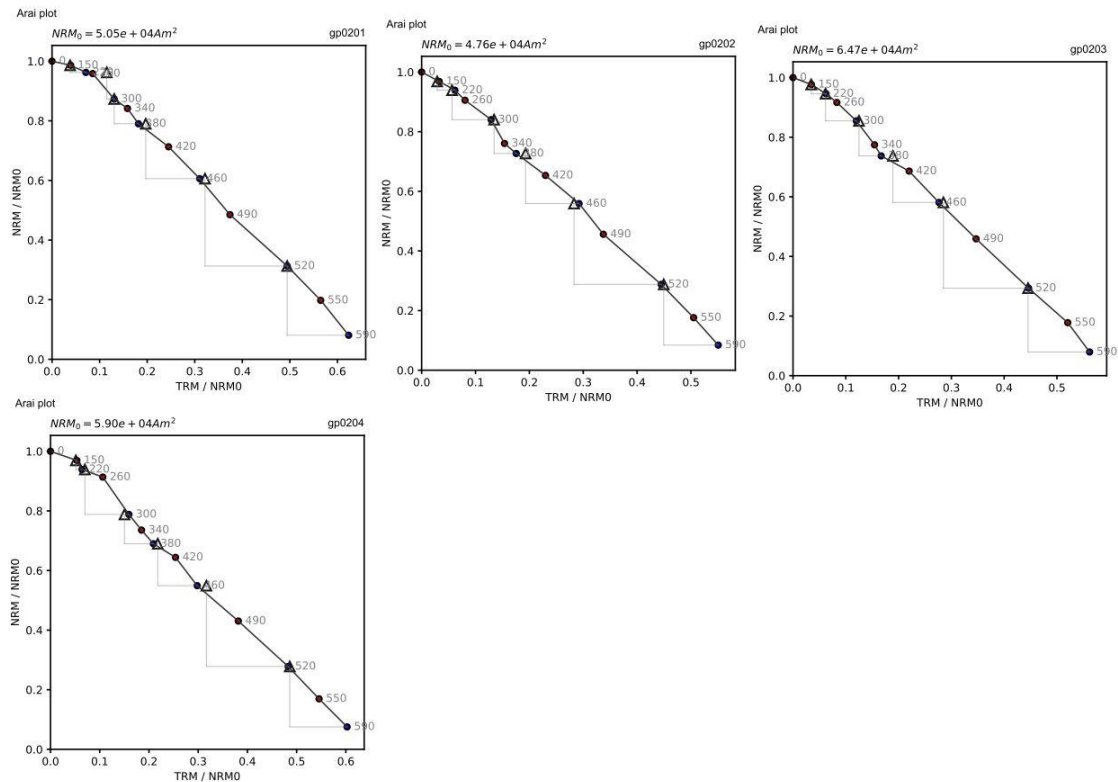
Estructura GK9:



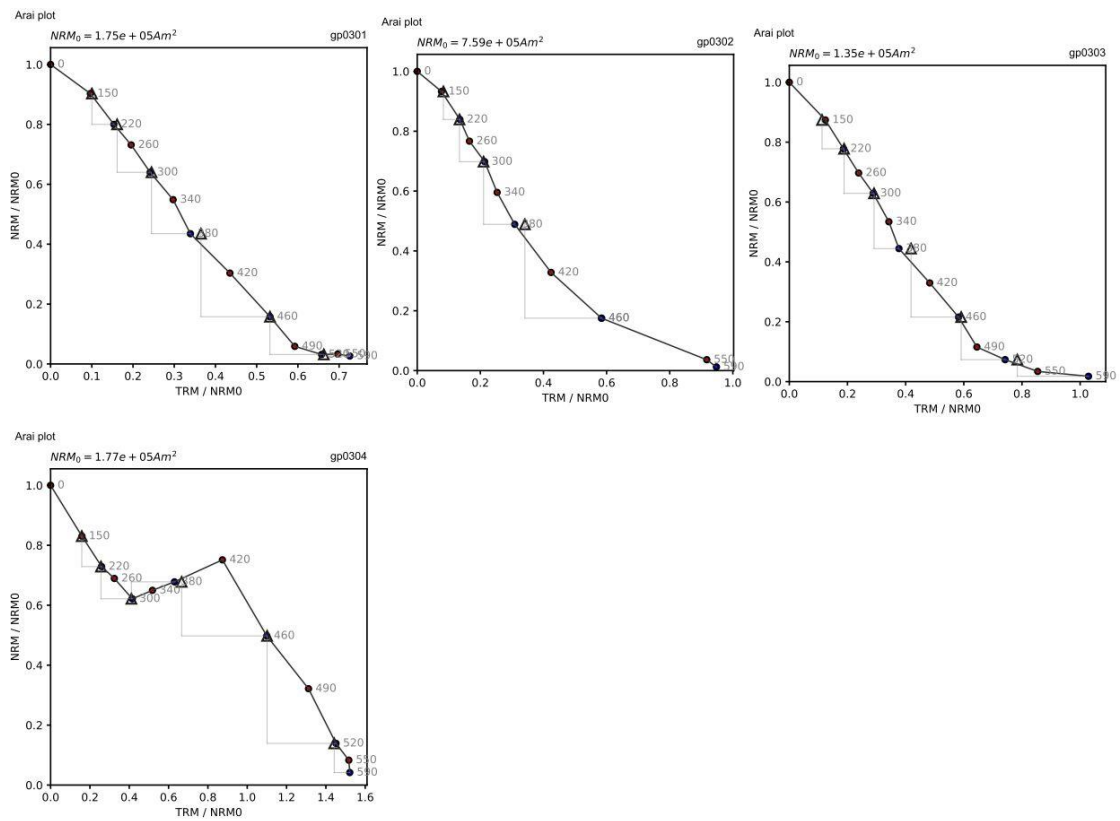
Fragmento cerámico GKP1:



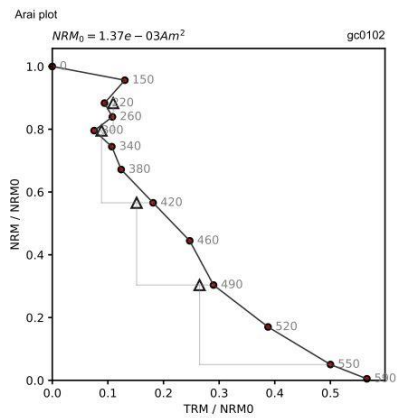
Fragmento cerámico GKP2:



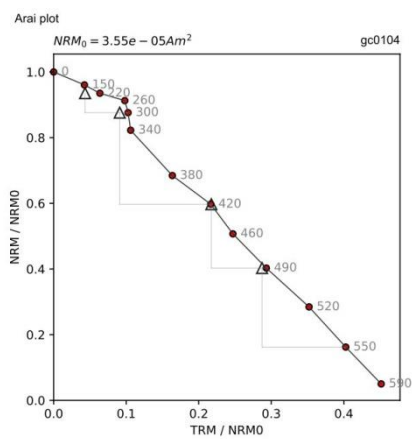
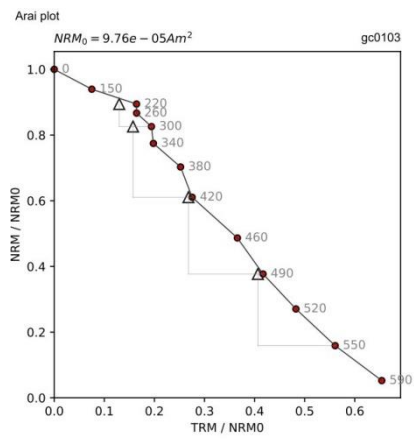
Fragmento cerámico GKP3:



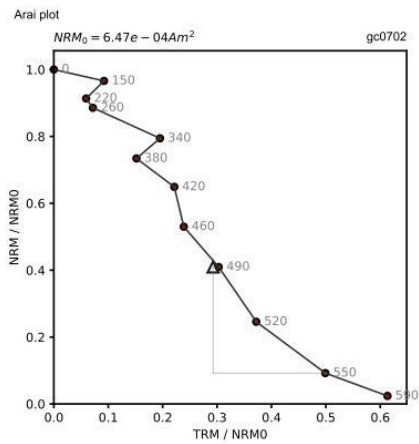
Fragmento cerámico GKCl_1:



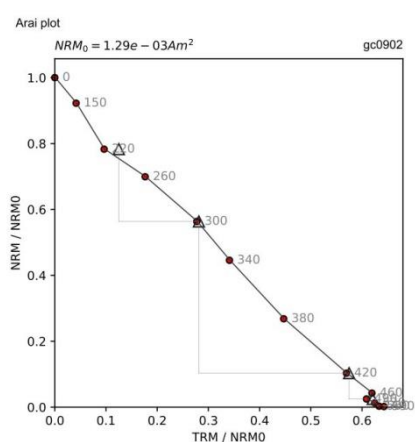
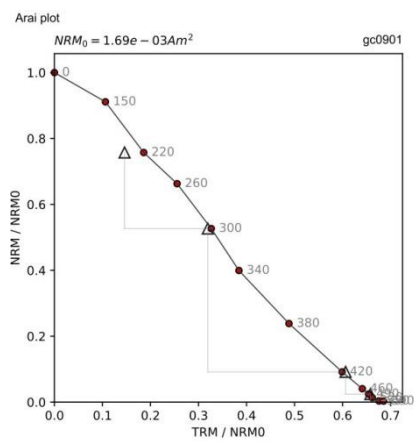
Fragmento cerámico GK1_2:



Fragmento cerámico GK7:



Fragmento cerámico GK9_2:



Anexo A4. Dataciones arqueomagnéticas de las estructuras estudiadas procedentes del yacimiento arqueológico de Grakliani (Rep. Georgia).

Figura 1. *Datación arqueomagnética estructura GK1:*

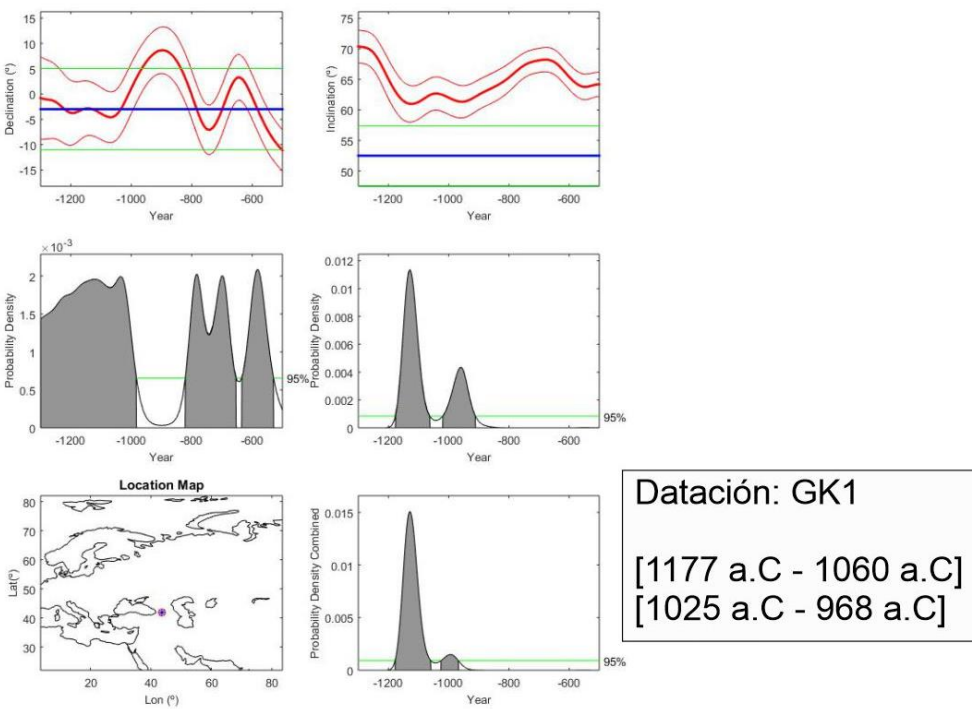
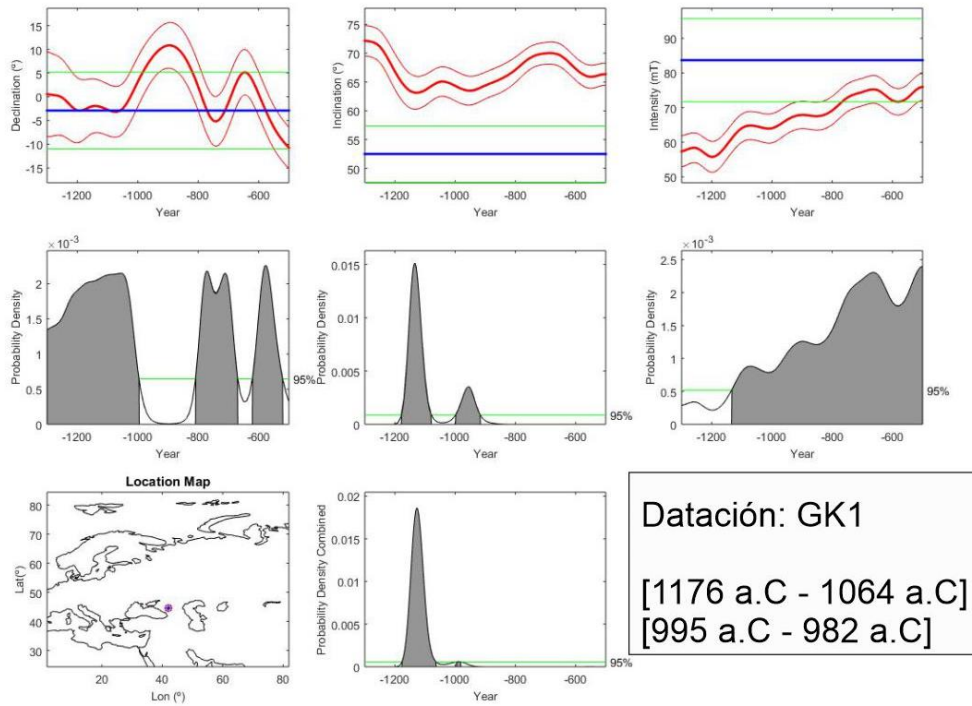


Figura 2. *Datación arqueomagnética estructura GK2:*

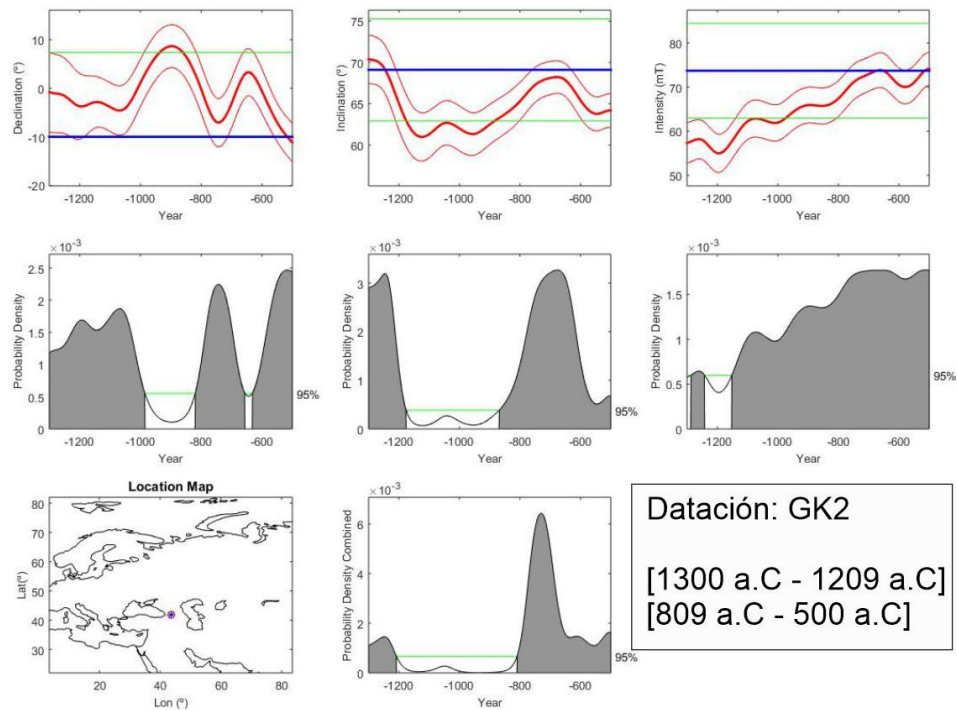


Figura 3. *Datación arqueomagnética estructura GK3:*

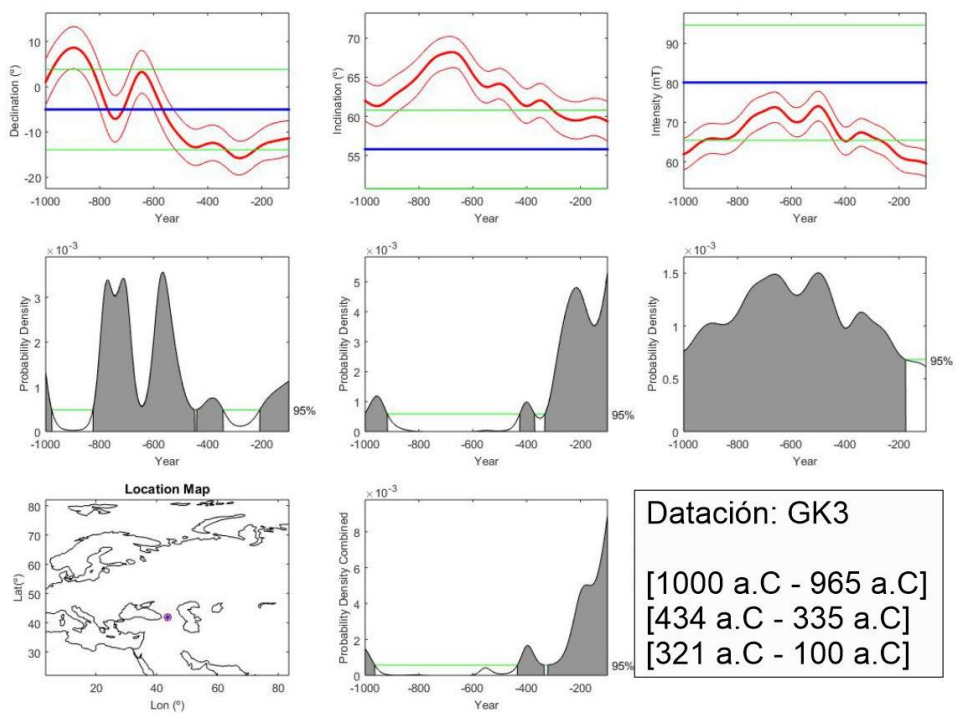


Figura 4. *Datación arqueomagnética estructura GK4:*

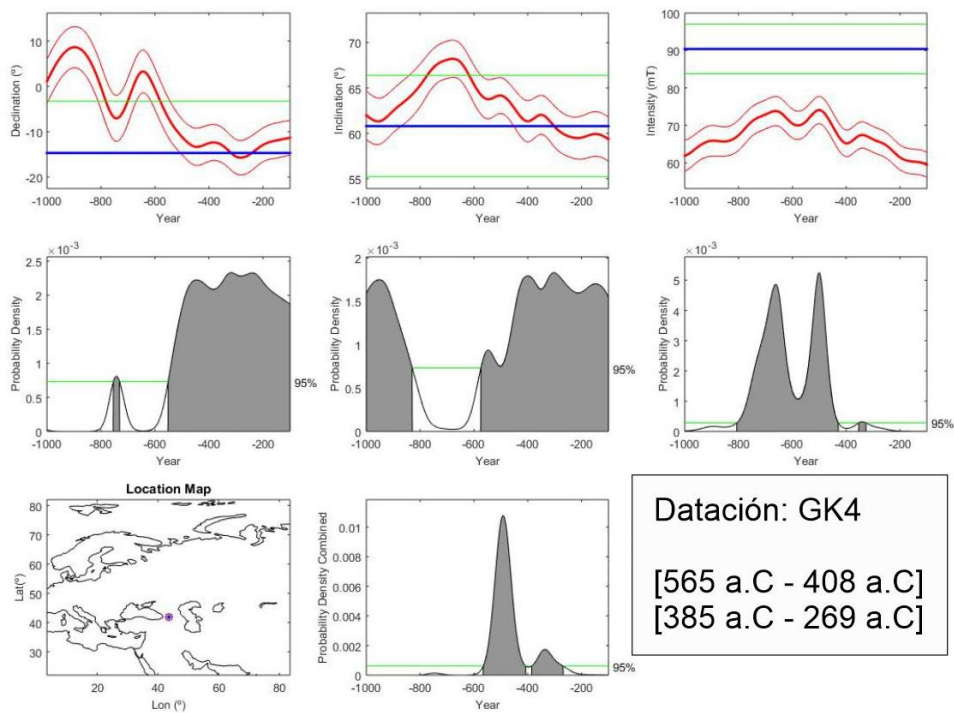


Figura 5. *Datación arqueomagnética estructura GK5:*

