



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES
UNIDAD MORELIA

DESARROLLO DE LA PRIMER CURVA DE
VARIACIÓN SECULAR DEL VECTOR
COMPLETO DEL CAMPO MAGNÉTICO DE
MÉXICO PARA LOS ÚLTIMOS 250 AÑOS

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADO EN GEOCIENCIAS

P R E S E N T A :

GERMÁN GUILLÉN ARANDÍA

DIRECTORES DE TESIS:
DR. RAFAEL GARCÍA RUÍZ
DR. MIGUEL ÁNGEL CERVANTES SOLANO

MORELIA, MICHOACÁN

ENERO, 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



ESCUELA
NACIONAL
DE ESTUDIOS
SUPERIORES
mm
UNIDAD MORELIA

10
años
(2011-2021)

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES UNIDAD MORELIA
SECRETARÍA GENERAL
SERVICIOS ESCOLARES

MTRA. IVONNE RAMÍREZ WENCE

DIRECTORA

DIRECCIÓN GENERAL DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR

P R E S E N T E

Por medio de la presente me permito informar a usted que en la **sesión ordinaria 22-7 del Comité Académico de la Licenciatura en Geociencias** de la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES) Unidad Morelia celebrada el día **11 de octubre de 2022**, se acordó poner a su consideración el siguiente jurado para la presentación del Trabajo Profesional del alumno **Germán Guillén Arandía** de la Licenciatura en **Geociencias**, con número de cuenta **418128325**, con el trabajo titulado: **"DESARROLLO DE LA PRIMER CURVA DE VARIACIÓN SECULAR DEL VECTOR COMPLETO DEL CAMPO MAGNÉTICO DE MÉXICO PARA LOS ÚLTIMOS 250 AÑOS"**, bajo la dirección como tutor del **Dr. Rafael García Ruiz** y como co-tutor el **Dr. Miguel Ángel Cervantes Solano**.

El jurado queda integrado de la siguiente manera:

Presidente:	Dr. Juan Esteban Hernández Quintero
Vocal:	Dr. Rafael García Ruiz
Secretario:	Dr. Avtandil Gogichaishvili
Suplente:	Dr. Gabriel Vázquez Castro
Suplente:	Dra. Ana Caccavari Garza

Sin otro particular, quedo de usted.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Morelia, Michoacán a 23 de enero de 2023.

DRA. YUNUEN TAPIA TORRES
SECRETARIA GENERAL

CAMPUS MORELIA

Antigua Carretera a Pátzcuaro N° 8701, Col. Ex Hacienda de San José de la Huerta
58190, Morelia, Michoacán, México. Tel: (443)689.3500 y (55)5623.7300, Extensión Red UNAM: 80614
www.enesmorelia.unam.mx

Agradecimientos institucionales

Me complace agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México, la máxima casa de estudios de nuestra nación, por darme la oportunidad de cursar mis estudios universitarios, en particular a la Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Morelia, en cuyas aulas comenzó el gran reto universitario que hoy cierra uno de sus capítulos. De igual forma extendo un amplio agradecimiento al Instituto de Geofísica Unidad Michoacán así como a todo su personal quienes me recibieron y se encargaron de brindarme todas las herramientas y el soporte que estuvo en su poder para ayudarme a formarme como un profesionalista.

Agradezco también a todos los miembros de mi jurado sinodal, Rafael García, Avtandil Gogichaishvili, Gabriel Vázquez, Ana Caccavari y Esteban Hernández por sus observaciones y comentarios, mil gracias.

Finalmente agradezco a todos los apoyos académicos y becas que se me brindaron durante el transcurso de mi licenciatura, en especial al apoyo otorgado por el proyecto CONACyT CF-1761 mediante la beca 13146.

Agradecimientos personales

En primer lugar me gustaría agradecer a mi asesor Rafael, sin cuya orientación jamás habría sido posible este trabajo, más que un asesor se ha convertido en un amigo y una persona con la cual puedo contar, sin duda alguna le estoy enormemente agradecido por la confianza, disposición y su infinita paciencia durante toda esta aventura, ¡mil gracias profe!

Quiero agradecer a mi padre por sus consejos y su apoyo a lo largo de toda mi vida, sé que tanto para el como lo es para mí, este es un momento soñado que hoy ve la luz de la realidad, gracias.

A mi hermano Abraham le agradezco infinitamente por las charlas y su enorme disposición para apoyarme, pues a pesar de la distancia, siempre se encargó de hacerme saber que estaría para mí cuando más lo necesitara, hoy tu esfuerzo también lo es mío, y mis triunfos también los son tuyos.

A mi mejor amiga y compañera de carrera Diana, le agradezco por su apoyo a lo largo de estos años, pero sobre todas las cosas por las risas y los consejos que fraguaron en mi memoria momentos que atesoraré por siempre, muchas gracias.

Finalmente quiero dedicar este trabajo a las dos mujeres más importantes de mi vida: A mi pareja Melissa, sin la cual nada de lo que ha acontecido hubiera sido tal como lo fue, pues aunque a veces los designios del destino son extraños, otras veces además de eso son hermosos, mi vida no sería la misma si jamás te hubieras cruzado en mi camino, este trabajo es para ti.

A mi madre Carolina, que aunque en la distancia, me ha apoyado a lo largo de toda esta aventura, con su aliento, con sus consejos y con su infinito amor de madre, me ha escuchado cuando más lo necesitaba y ha sido mi fuerte en mis momentos de debilidad, no solo en mi vida universitaria, sino durante toda mi existencia, por eso este trabajo es para ti.

Índice General

Resumen.....	10
Abstract.....	10
1. Introducción.....	11
2. Objetivos.....	15
3. Antecedentes.....	16
3.1 Componentes del Campo Magnético de la Tierra.....	20
3.2 Representación dipolar del campo geomagnético.....	23
3.3 Variaciones temporales del campo geomagnético.....	26
3.4 El arqueomagnetismo.....	35
3.5 El arqueomagnetismo en México.....	42
3.6 Curvas de Variación Secular.....	45
4. Metodología.....	48
4.1 Desarrollo de la base de datos.....	48
4.2 Relocalización de los datos.....	50
4.3 Construcción de las curvas.....	53
4.4 Cálculo de los jerks geomagnéticos.....	57
5. Resultados.....	58
6. Discusión.....	65
7. Conclusión.....	67
8. Referencias.....	69

Índice de figuras

Figura 3.1. Brújula de cuchara de origen chino (Soler-Arechalde, 2006).....	16
Figura 3.2. Idealización de la Tierra como un enorme imán esférico con un polo norte (N) y sur (S) junto con las líneas de campo magnético (Lanza y Meloni, 2006).....	17
Figura 3.3. Representación de las corrientes de convección en el núcleo externo (Gubbins y Herrera, 2007).....	18
Figura 3.4. Modelo de dinamo ejemplificado por un disco de cobre que gira sobre un eje conductor de electricidad; la corriente eléctrica se muestra con flechas en negrita; el campo magnético generado por la bobina debajo del disco se muestra con flechas más delgadas (Campbell, 1997).....	19
Figura 3.5. Descomposición del vector campo magnético desde una perspectiva tridimensional (Lanza y Meloni, 2006).....	21
Figura 3.6. Representación del modelo del dipolo axial geocéntrico (GAD) (Butler, 2004).....	24
Figura 3.7. Representación del modelo del dipolo geocéntrico inclinado (IGD), de mejor ajuste, el cual cuenta con una inclinación de 11.5° con respecto al eje de rotación de la Tierra (Butler, 2004).....	25
Figura 3.8. Registro histórico de la variación de la declinación e inclinación magnética en Greenwich, Inglaterra. (Butler, 2004).....	27
Figura 3.9. Desplazamiento hacia el oeste del campo magnético de la Tierra mostrado por tres mapas de declinación en los años 1600, 1800 y 1990. (Butler, 2004).....	28
Figura 3.10. Jerks geomagnéticos observados en datos provenientes de los observatorios magnéticos Tucson y Chambon-la-Forêt para la componente este o F_E (Lanza y Meloni, 2006).....	29
Figura 3.11. Excursión magnética observada en curvas de variación paleosecular de la declinación (D) e inclinación (I) del campo geomagnético observada en el lago Mono. La declinación esperada para un GAD se muestra como una línea punteada mientras que la declinación esperada es cero. (Tauxe, 2018).....	30

Figura 3.12. Inversión magnética observada en sedimentos de aguas profundas del bajo Jaramillo. La inclinación y declinación esperada para un GAD se muestran con las líneas punteadas. (Tauxe, 2018).....	31
Figura 3.13. Disminución del momento dipolar en función del tiempo Lanza y Meloni (2006).....	33
Figura 3.14. Mapa de isolíneas de la declinación del CMT, correspondiente al año 2020 (https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/magfield-wist/).....	34
Figura 3.15. Mapa de isolíneas de la declinación del CMT, correspondiente al año 1920 (https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/magfield-wist/).....	34
Figura 3.16. Proceso de adquisición de magnetización termorremanente en la pared de un horno (Soler-Arechalde, 2006).....	36
Figura 3.17. Ejemplo del proceso de desmagnetización de una muestra NRM y de adquisición de magnetizaciones térmicas parciales pTRM. Parte del protocolo Thellier-Thellier para el cálculo de paleointensidades. (Tauxe,2018).....	38
Figura 3.18. Gráfica Arai donde es posible verse los “checks” en los sucesivos pasos de temperatura.....	39
Figura 3.19. Representación esquemática de la desmagnetización por campos alternos. (a) Forma de onda sinusoidal del campo magnético utilizado. b) Se muestran dos picos sucesivos y un valle intermedio del campo magnético en función del tiempo; el campo pico en el punto 1 es 200 Oe; el campo máximo en el punto 2 es -199 Oe; el campo pico en el punto 3 es 198 Oe, (Butler, 2004).....	40
Figura 3.20. Gráfica de la dirección $D=70^\circ$ y $I=50^\circ$ en una red estereográfica. (Soler-Arechalde, 2006).....	41
Figura 3.21. Vistas de Pieza M-160, dimensiones en cm. (Soler-Arechalde, 2006).....	43
Figura 3.22. Ubicación de sitios en los que se han realizado investigaciones arqueomagnéticas, (Soler-Arechalde et al, 2019).....	44
Figura 3.23. Curva de variación secular para la intensidad geomagnética (Pavón-Carrasco et al., 2015).....	47

Figura 4.1. Esquema tomado de Noël y Batt, (1990), en el que se muestra el proceso de relocalización de datos in situ a un sitio de referencia a través del polo virtual geomagnético.....51

Figura 4.2. Representación esquemática del procedimiento utilizado en la generación de las CVPS.....56

Figura 5.1. Histograma del total de datos paleomagnéticos aceptados. Se aprecia una gran ausencia de información entre los años 500 y 1000.....59

Figura 5.2. Histograma final del número total de datos paleomagnéticos.....60

Figura 5.3. Mapa de la república mexicana elaborado en Matlab. La ubicación geográfica de los datos según su procedencia se visualiza con distinto color.....61

Figura 5.4. Mapa del aumento gradual del error de relocalización de las direcciones de la república mexicana.....62

Figura 5.5. Mapa del aumento gradual del error por relocalización de la intensidad de la república mexicana.....62

Figura 5.6. Curva de variación secular de la declinación magnética en México para los últimos 250 años.....63

Figura 5.7. Curva de variación secular de la inclinación magnética en México para los últimos 250 años.....63

Figura 5.8. Curva de variación secular de la intensidad magnética en México para los últimos 250 años.....64

Figura 5.9. Comparación de distintas curvas de variación secular del vector completo del campo magnético en México obtenidas por modelos como por diferentes investigaciones con la curva generada en el presente trabajo.....64

Figura 5.10. Gráfica de la aceleración angular y la curvatura de las direcciones donde se visualiza un posible jerk geomagnético en el intervalo de tiempo 1900-1950.....65

Índice de tablas

Tabla 3.1. Ecuaciones para el cálculo de las componentes del CMT según el sistema de referencia (Cifuentes, 2009).....	22
Tabla 5.1. Resumen de la información magnética.....	58
Tabla 5.2. Resumen de la información magnética.....	60

Resumen

El estudio de la evolución del campo magnético de la Tierra (CMT) a lo largo del tiempo (variación secular), es de gran relevancia para la geofísica y la arqueología, ya que brinda una perspectiva desde la cual se pueden comprender los mecanismos involucrados en la creación y funcionamiento del CMT, además de proporcionar una importante herramienta para la datación de artefactos arqueológicos quemados. En el presente estudio se reportan las primeras curvas de variación secular del vector completo del campo magnético de México para los últimos 250 años, construidas a partir de una base de datos de calidad, la cual fue compuesta por información magnética rigurosamente seleccionada de la base de datos arqueomagnética GEOMAGIA50.v3, (Brown et al., 2015), estaciones de repetición de México, Goguitchaichvili et al., (2021), el observatorio Magnético de Teoloyucan, (Hernández-Quintero et al., 2018), así como de información histórica de Jonkers et al., (2003) y Goguitchaichvili et al., (2022). Para la elaboración de la curva se utilizó el método "Bootstrap" presentado por Thébault y Gallet., (2010) con el fin mitigar los valores atípicos y posteriormente se interpoló mediante splines cúbicos penalizados. Finalmente se compararon las curvas obtenidas en este trabajo con las presentadas por distintos autores y con aquellas elaboradas con modelos geomagnéticos. Adicionalmente se reportó la existencia de un posible Jerk geomagnético alrededor del año 1935.

Abstract

The study of the evolution of the Earth's magnetic field (EMF) over time (secular variation), is of great relevance for geophysics and archaeology, since it provides a perspective from which the mechanisms involved in the creation and operation of the CMT, in addition to providing an important tool for the dating of burned archaeological artifacts.

In the present study, the first secular variation curves of the complete vector of the magnetic field of Mexico for the last 250 years are reported, built from a quality database, which was composed of rigorously selected magnetic information from the archeomagnetic database GEOMAGIA50.v3, (Brown et al., 2015), repetition stations of Mexico, Goguitchaichvili et al., (2021), Teoloyucan Magnetic Observatory, (Hernández-Quintero et al., 2018), as well as information from Jonkers et al., (2003) and Goguitchaichvili et al., (2022). For the elaboration of the curve, the "Bootstrap" method presented by Thébault and Gallet., (2010) was used in order to mitigate the atypical values and later it was interpolated by means of penalized cubic splines. Finally, the curves obtained in this work were compared with those presented by different authors and with those elaborated with geomagnetic models. Additionally, the existence of a possible geomagnetic Jerk was reported around the year 1935.

1. Introducción

El Campo Magnético de la Tierra (CMT) cuenta con diversas características que lo hacen de gran relevancia para el desarrollo de la vida en la Tierra tal y como la conocemos. Entre sus características principales destacan el ser un escudo natural en contra de la radiación cósmica y de las partículas cargadas energéticamente procedentes del Sol, además de ser la base sobre la cual se han desarrollado importantes instrumentos que fueron y aun hoy son de utilidad en distintas áreas de la ciencia y la ingeniería. Aunado a esto también ha influido en el desarrollo de otras especies de seres vivos, las cuales logran determinar sus rutas de migración gracias a su presencia.

La causa física del magnetismo se debe principalmente al movimiento asociado a partículas cargadas eléctricamente (Corriente eléctrica), y secundariamente al campo magnético intrínseco con el que ya cuentan los electrones. Por lo que respecta al CMT, este tiene su origen en la parte externa del núcleo del planeta (líquida), pues se sabe que la cantidad de materiales ahí fundidos (mayoritariamente hierro y níquel) se encuentran en continuo movimiento gracias a la convección térmica, que a su vez es influenciada por el movimiento rotacional y de traslación de la Tierra, dando paso al desarrollo de corrientes eléctricas electromagnéticas, las cuales propician la formación del CMT, que en su mayoría se comporta de manera dipolar. Todo este proceso se engloba en un fenómeno al que se le ha denominado “Geodinamo”.

Además de lo anterior se sabe que el CMT cuenta con contribuciones provenientes de la corteza terrestre de manera remanente o estática y de la atmósfera, particularmente en la ionosfera, donde las partículas cargadas del viento solar interactúan con la atmósfera superior. Gracias a los diversos estudios del magnetismo en rocas se logró determinar que la mejor forma de abordar el estudio del CMT era mediante su caracterización como un vector, contando así con componentes direccionales (declinación e inclinación) y de intensidad, las cuales no

son estáticas, sino que varían en función del tiempo y de la ubicación geográfica, a este fenómeno se le conoce como “Variación Secular del CMT”. Es debido al estudio de la variación secular que se sabe también que la Tierra ha sufrido varias inversiones de polaridad a lo largo de su historia, es decir que lo que hoy día conocemos como “Norte magnético” ha invertido por completo su posición en más de una ocasión. De esto se tiene evidencia que es posible observar en forma de registro magnético en los flujos de lava y sedimentos, siendo el último registro de una inversión el adjudicado al Cron de Brunhes, acontecido hace 780 mil años (Bidegain y Rico, 2004).

Un hecho que jugó un papel de gran importancia dentro del estudio del CMT se deriva de que a lo largo de la historia diversas civilizaciones en distintas regiones del planeta han hecho uso de materiales ricos en óxidos de hierro para la elaboración de estructuras y distintos artefactos utilizados en su vida cotidiana, los cuales han perdurado hasta la actualidad. Debido a la naturaleza de estos materiales y a los procesos por los que han atravesado durante su elaboración (quema y cocción), han adquirido un registro de las características magnéticas de su época, propiciando así el surgimiento de disciplinas como el arqueomagnetismo, encargado del estudio del registro magnético presente en los artefactos arqueológicos, de esta forma brindando un medio adicional para el análisis de la variación secular del CMT en un contexto histórico propio del desarrollo de las civilizaciones humanas en los últimos milenios.

Es gracias al arqueomagnetismo que ha sido posible describir distintas características importantes de la variación del CMT, como lo son aquellos cambios bruscos en la intensidad a su vez ratificados por las variaciones direccionales, conocidos como “jerks” (Pavón-Carrasco et al, 2021), además de anomalías magnéticas de gran relevancia como la denominada “Anomalía del Atlántico Sur”.

El análisis de la variación secular del CMT consta de la elaboración de curvas en las que se permite apreciar gráficamente los cambios que se han producido en el

CMT en un intervalo de tiempo determinado, sin embargo para llevar a cabo de manera precisa una curva de variación paleosecular (CVPS) y su posterior descripción, es necesario contar con un buen número estudios arqueomagnéticos tanto de direcciones como de intensidades, esto con el fin de poder generar una base de datos lo suficientemente robusta, de forma que se halle distribuida de manera homogénea en el tiempo.

El estudio de las CVPS tiene aplicación en distintas áreas del arqueomagnetismo, siendo el fechamiento de restos arqueológicos la de mayor auge y aplicación hasta el momento. Se debe mencionar que el desarrollo de una CVPS no es trivial, debido a varios factores entre los que destacan su carácter regional, la cantidad de datos con las que deben contar, su distribución temporal y que cada dato cuente con una edad radiométrica, así como que cumplan con los parámetros de calidad los cuales varían entre las direcciones e intensidades.

Es debido a lo anterior mencionado que usualmente solo se lleva a cabo el desarrollo de una curva para alguna de las componentes del CMT, dependiendo de los datos con los que se cuente. Se dice entonces que la construcción de CVPS para el vector completo del CMT, es decir la representación gráfica de la variación secular para cada una de las componentes del campo magnético (direcciones e intensidad), no es común, ya que aunado a las dificultades antes mencionadas, se deben tener en cuenta más consideraciones, las cuales radican principalmente en la selección de información para la base de datos final, ya que son pocos los estudios arqueomagnéticos en artefactos arqueológicos o geológicos que obtienen información del vector completo, esto debido a la gran cantidad de especímenes necesarios para cumplir con los protocolos experimentales requeridos en la obtención de su dirección e intensidad, empero, en su mayoría predominan los trabajos de direcciones o de intensidades, y en un porcentaje menor están los estudios del vector completo.

Es particularmente complicado tener información del vector completo en estudios arqueomagnéticos, ejemplo de esto son los estudios de cerámicas, ya que no se encuentran “in situ”, solo es posible determinar su intensidad. De igual manera, aun cuando es posible muestrear “in situ” pisos y hornos quemados, el material que se obtiene en la mayoría de los casos no es el suficiente para poder obtener un número suficiente de especímenes y llevar a cabo los protocolos de direcciones e intensidad. Aunado a esto es necesario un permiso expedido por las instituciones a cargo de las zonas arqueológicas y evitar daños en las estructuras; en México es el Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH), pues los estudios a los que se someterán los materiales son de índole destructiva, lo que reduce considerablemente el tamaño de la muestra, dejando la mayoría de las ocasiones, la posibilidad únicamente de la elaboración de no más de un protocolo.

México particularmente cuenta con un gran acervo de información paleomagnética y arqueomagnética proveniente de su alta actividad volcánica y del contexto histórico en el que se ha situado desde hace miles de años, pues es gracias a la presencia de numerosas civilizaciones mesoamericanas que han ido dejando huella de su existencia a lo largo de la historia en forma de vasijas, ollas y demás artefactos arqueológicos, que nos es posible disponer de un amplio patrimonio de datos que pueden aportar gran información al desarrollo de una CVPS de vector completo, es el propósito de este trabajo el recopilar una base de datos magnéticos (direcciones e intensidades) de calidad y desarrollar una CVPS de vector completo, lo cual ayudará a comprender la evolución del campo magnético en México aportando al mismo tiempo herramientas que puedan ser de ayuda en otros estudios de carácter arqueomagnético o arqueológico.

2. Objetivos

- ❖ El principal objetivo del presente trabajo consta en la realización de la primera curva de variación paleosecular del vector completo del campo magnético de México mediante estaciones geomagnéticas, datos históricos, arqueomagnéticos y de la estación del observatorio de Teoloyucan.
- ❖ Se establecerá un protocolo de selección de información, mediante la recopilación de la información arqueomagnética y el desarrollo de una base de datos para el vector completo, distribuida lo más homogéneamente posible en el tiempo y se analizarán las características más relevantes de la curva de variación paleosecular desarrollada, en búsqueda de determinar algún evento propio al campo magnético de la zona o un evento global.
- ❖ Se comparará la presente curva con las CVPS de los modelos del CMT más fiables, así como con las últimas CVPS regionales para México.
- ❖ Mediante un análisis de la curva de variación paleosecular desarrollada para los últimos 250 años del vector completo, se buscarán los cambios más significativos (jerks) y se compararán con el campo global.

3. Antecedentes

A lo largo de la historia de la humanidad en la Tierra siempre ha existido una curiosidad natural por el magnetismo, fenómeno el cual trasciende hasta la actualidad en distintas ramas de la ciencia y la vida cotidiana. Históricamente el primer registro científico que se tiene acerca del magnetismo es dado por Tales de Mileto en el siglo VI antes de Cristo, donde se describe la atracción de pequeños objetos por medio de una barra de ámbar habiendo sido previamente frotada por una piel de gato, (Soler-Arechalde et al, 2006). Cientos de años después, un descubrimiento que cambio definitivamente el rumbo de la historia de la humanidad en distintas áreas del conocimiento como la navegación y la geografía, fue la introducción de un invento de origen chino durante la dinastía Qin (221-206 a.C.), el cual consistía en una placa de bronce y una pequeña cuchara de metal imantado que se balanceaba delicadamente sobre un plato, de forma que cada vez que se detenía, el mango apuntaba hacia el sur, permitiendo conocer la orientación geográfica; a este invento se le terminaría denominando “brújula”. Es entonces que gracias a la brújula fue posible palear grandes complicaciones que se sufrían en materia de navegación y exploración geográfica.

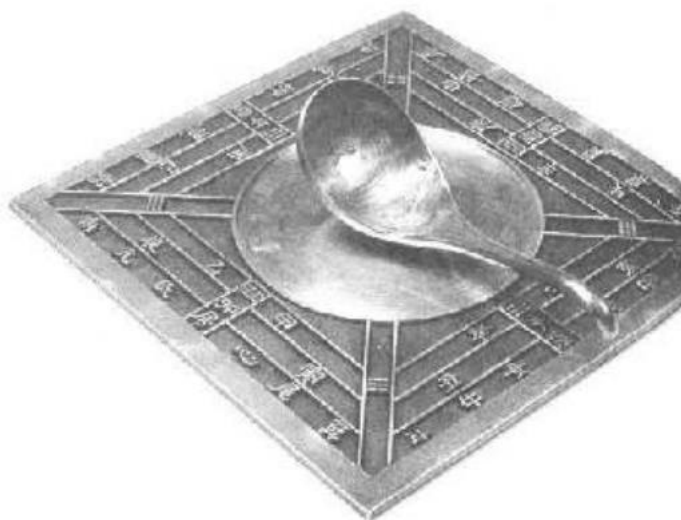


Figura 3.2. Brújula de cuchara de origen chino. Imagen tomada de Soler-Arechalde, 2006

Conforme el ser humano fue interesándose más por el fenómeno magnético y por sus distintas aplicaciones en la vida cotidiana, también fue creciendo la curiosidad con respecto a su origen y su relación intrínseca con nuestro planeta.

Las primeras concepciones sobre el origen del magnetismo terrestre apuntaban a que este hallaba su origen en la Estrella Polar y no en el interior mismo de la Tierra, (Soler-Arechalde et al, 2006). No fue hasta 1546 que G. Mercator logró deducir que los polos del campo magnético estaban presentes en el planeta, permitiendo posteriormente en 1600 al inglés William Gilbert publicar su famoso libro “The magnet”. Gilbert propone que la Tierra se comportaba como un enorme imán esférico con las propiedades de lo que comúnmente era un imán de barra, es decir con un polo sur y norte bien definidos, lo que a su vez implicaba que la inclinación es dependiente de la latitud geográfica. Esta variación fue corroborada posteriormente con las mediciones que se hicieron en diversas partes del mundo, como las que realizó el Barón Von Humboldt en México, Centro y Sudamérica. (Soler-Arechalde et al., 2006).

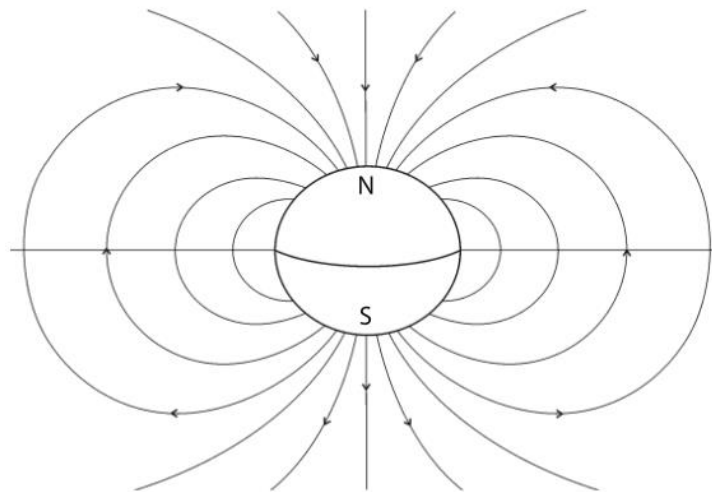


Figura 3.2. Idealización de la Tierra como un enorme imán esférico con un polo norte (N) y sur (S), junto con las líneas de campo magnético. Tomado de Lanza y Meloni, 2006.

Posteriormente en 1838, el alemán Carl Friedrich Gauss publicó su “Teoría general del magnetismo” donde introduce por primera vez el análisis por armónicos esféricos del CMT, describiendo desde un punto de vista matemático, la posibilidad de separar el campo geomagnético que se mide en los observatorios en diferentes contribuciones de origen interno y externo. Este método se conoce como el algoritmo de separación de Gauss y está aún en uso para el estudio del CMT, (Vaquero, 2021). No fue hasta durante el siglo XX que los estudios en sismología demostraron la naturaleza líquida del núcleo externo de la Tierra, compuesto principalmente por hierro y níquel, permitiendo así plantear la idea de que el CMT es generado a partir de un sistema de corrientes eléctricas presentes en dicha parte del núcleo (Cifuentes, 2009).

En la actualidad la teoría más aceptada para explicar el origen del CMT se conoce como “Teoría del geodinamo”, la cual propone que el CMT es generado gracias a la existencia de corrientes eléctricas en el núcleo externo de la Tierra, que a su vez son producidas por continuos movimientos de convección atribuidos a los altos niveles de temperatura presentes en la región.

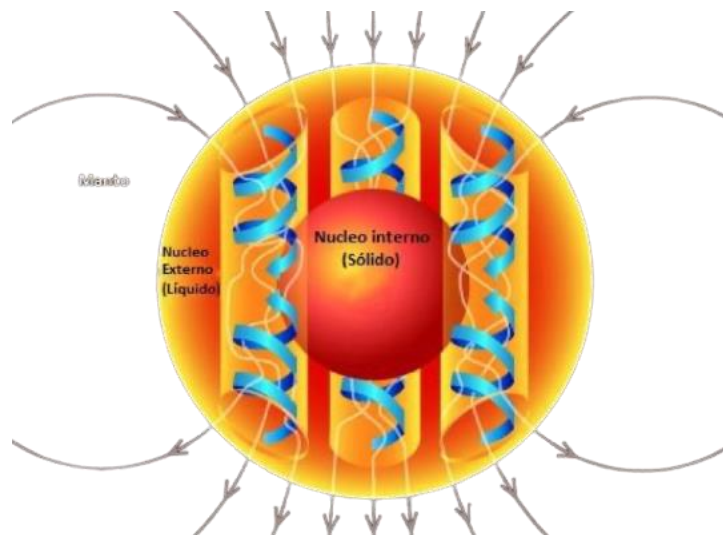


Figura 3.3. Representación de las corrientes de convección en el núcleo externo. Imagen tomada de Gubbins y Herrero-Bervera, 2007

De esta forma se genera un campo magnético que se extiende hasta el espacio, actuando como un escudo que protege a la Tierra del viento solar y la radiación cósmica.

Para comprender de mejor manera el funcionamiento del dinamo, consideramos el modelo visto en Campbell, (1997), el cual consta de un disco de cobre que gira sobre un eje conductor de electricidad (figura 3.4). Un campo de inducción magnética inicial "B", está presente y por regla de la mano derecha en dirección ascendente perpendicular al disco de cobre. Una corriente eléctrica "i" circula de forma radial y hacia afuera a través del conductor que rodea al eje. De esta forma se produce un campo magnético que alimenta la intensidad del campo inicial, lo que a su vez genera más corriente

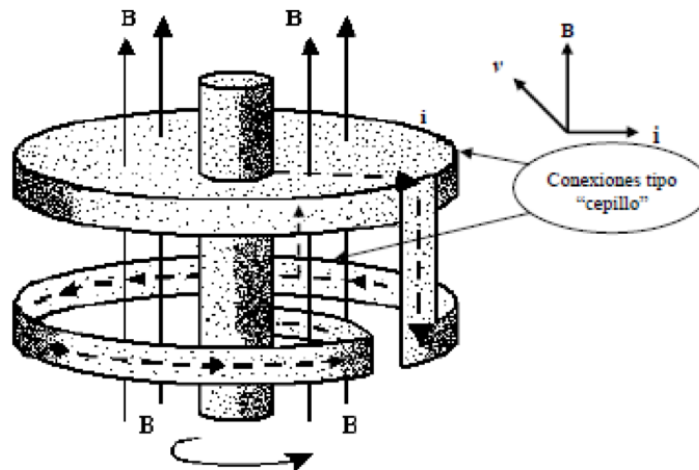


Figura 3.4. Modelo de dinamo ejemplificado por un disco de cobre que gira sobre un eje conductor de electricidad; la corriente eléctrica se muestra con flechas en negrita; el campo magnético generado por la bobina debajo del disco se muestra con flechas mas delgadas. Figura tomada de Campbell, 1997.

Por lo tanto, mientras el disco se mantenga girando, la corriente eléctrica fluirá y el campo magnético se mantendrá (Butler, 2004). Cuando algún proceso llegue a producir la interrupción del funcionamiento del dinamo o su decaimiento y posterior

restablecimiento, la dirección predominante del campo quedará determinada por el campo inicial en relación con el flujo del dinamo (Cifuentes, 2009).

Es evidente que en el núcleo de la Tierra no existe un sistema de discos y ejes originando un campo magnético, pero se cree que la interacción entre los distintos metales fundidos circulando gracias a las altas temperaturas pueden producir una retroalimentación positiva que permite que el núcleo de la Tierra funcione como un dinamo magnetohidrodinámico. Se debe mencionar que existe un proceso de disipación resistiva que ocasiona un decaimiento en el flujo de corriente y por tanto una inminente interrupción en el funcionamiento del dinamo. Bajo esta perspectiva, se considera que la fuente de energía que produce las corrientes eléctricas que dan nacimiento al CMT es el enfriamiento gradual del núcleo externo líquido, el cual pasa a formar parte del núcleo interno sólido (Lanza y Meloni, 2006).

Aunque el modelo del geodínamo explica lo mejor posible el origen del CMT, aún existen particularidades que deben ser estudiadas más a profundidad para poder llegar a una conclusión definitiva, entre las cuales destacan mayoritariamente el comportamiento no dipolar del campo magnético en algunas regiones de la Tierra, los llamados “Jerks” geomagnéticos y las excursiones geomagnéticas.

3.1 Componentes del CMT

El CMT actúa a través de la inducción magnética \vec{B} , la cual debido a su naturaleza vectorial nos permite hacer una descripción más detallada a través del análisis de cada una de sus componentes (cinco modulares y dos angulares).

En la figura 3.1.1 se muestra la representación geométrica de cada una de las componentes del CMT. Considerando el punto P como el origen de un sistema coordenado de referencia, el eje X está en el meridiano geográfico dirigido al norte, el eje Y en el paralelo geográfico dirigido al este y el eje Z paralelo a la vertical hacia abajo.

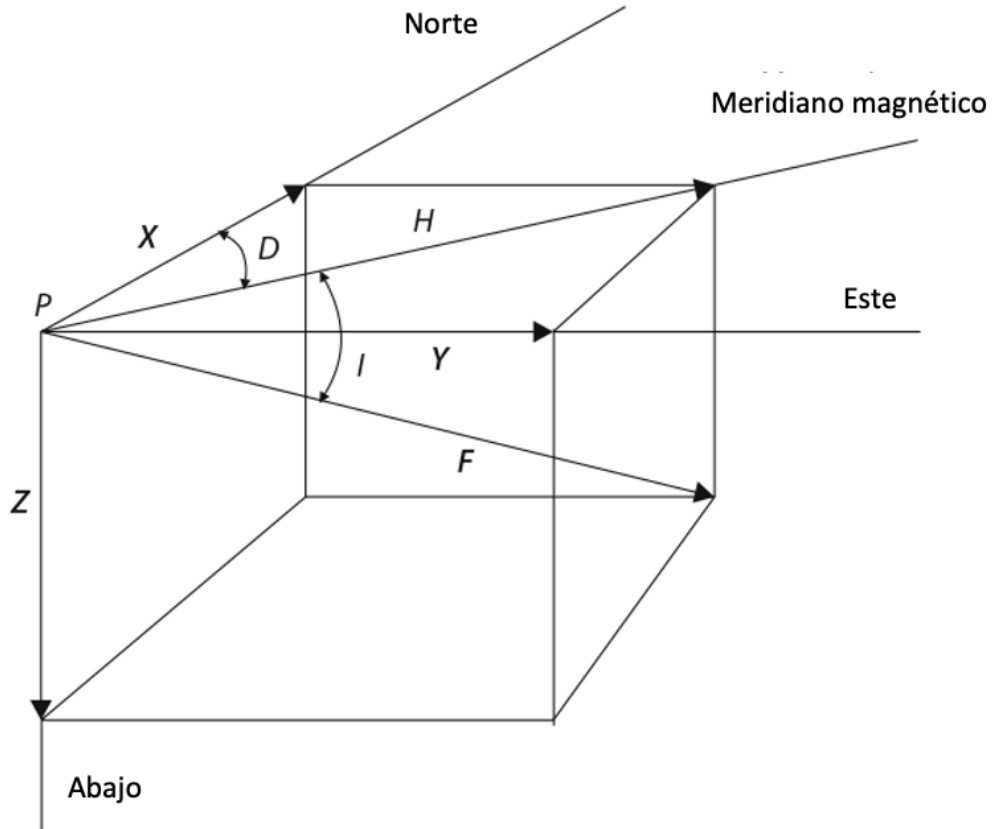


Figura 3.5 Descomposición del vector campo magnético desde una perspectiva tridimensional. Imagen modificada de Lanza y Meloni, 2006.

Las siete componentes del CMT pueden clasificarse de la siguiente forma:

1. Componente con dirección sur-norte (X). Es la proyección del vector \vec{B} sobre el eje horizontal con dirección al norte geográfico.
2. Componente con dirección oeste-este (Y). Es la proyección del vector \vec{B} sobre un eje horizontal con dirección al este geográfico.
3. Componente vertical (Z). Es la proyección del vector \vec{B} sobre un eje vertical con dirección hacia abajo.
4. Componente horizontal H. Es la proyección del vector \vec{B} sobre el plano horizontal formado por las componentes perpendiculares X y Y.
5. Declinación (D). Es la diferencia angular entre el norte geográfico y el norte magnético (componente horizontal H).

- 6. Inclinación (I). Es el ángulo vertical entre la componente H y el vector \vec{B}
- 7. Intensidad total (F). Es el módulo del vector \vec{B} (Cifuentes, 2009).

En función del sistema coordenado de observación (cartesiano, cilíndrico o esférico) y con el fin de hacer una descripción más acertada del CMT, se deben tomar en cuenta al menos tres de sus componentes no coplanares. En la tabla 3.1 se definen las relaciones para estimar cada componente en función del sistema coordenado así como sus respectivas ecuaciones de transformación.

Sistema de referencia	Componentes magnéticas utilizadas	Ecuaciones de transformación	
Coordenadas cartesianas	X, Y, Z	$H = \sqrt{F_N^2 + F_E^2},$ $D = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right),$ $Z = Z.$	$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2},$ $D = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right),$ $I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}}\right),$ $I = \sin^{-1}\left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}}\right).$
Coordenadas cilíndricas	H, D, Z	$X = H \cos D,$ $Y = H \sin D,$ $Z = Z.$	$F = \sqrt{H^2 + Z^2},$ $D = D,$ $I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{H}\right).$
Coordenadas esféricas	D, F, I	$X = F \cos I \cos D,$ $Y = F \cos I \sin D,$ $Z = F \sin I.$	$H = F \cos I.$ $D = D.$ $Z = F \sin I.$

Tabla 3.1. Ecuaciones para el calculo de las componentes del CMT según el sistema de referencia (Cifuentes, 2009).

3.2 Representación dipolar del Campo Geomagnético

Es conocido gracias a los análisis de armónicos esféricos que el CMT se comporta mayoritariamente como un dipolo, partiendo de esta premisa se han desarrollado distintos modelos que se ajustan en menor o mayor medida al comportamiento exacto del CMT. La forma más simple de modelar el CMT es asumir su comportamiento como el que originaría un dipolo geocéntrico axial (GAD, *Geocentric Axial Dipole* por sus siglas en inglés) (Gubbins y Herrera, 2007). La hipótesis del GAD considera que el CMT consta de un dipolo magnético en el centro de la Tierra que está alineado con el eje de rotación, (Butler, 2004).

En la figura 3.2.1 el GAD es representado por un dipolo magnético M en el centro de la Tierra el cual está alineado con su eje de rotación, r_e es el radio promedio de la Tierra mientras que la latitud geográfica es λ con un rango de -90° a 90° en el sur y norte geográfico respectivamente. La inclinación, I , se muestra para una ubicación mientras que N es el polo norte geográfico; se debe recalcar el hecho de que al encontrarse alineado el polo norte magnético con el geográfico, no existe diferencia angular entre ambos y por tanto la declinación es 0° en cualquier parte (Butler, 2004).

Sin embargo, el comportamiento del CMT no corresponde en su totalidad a lo esperado por el GAD, existiendo discrepancias evidentes, ejemplo de esto es que los polos magnéticos no coinciden con los polos geográficos (los cuales son fijos) como se espera para un campo GAD, y el estudio del CMT de manera regional lo evidencia aún más, de tal manera que se desarrollaron más modelos que se aproximaran de mejor manera al comportamiento del CMT.

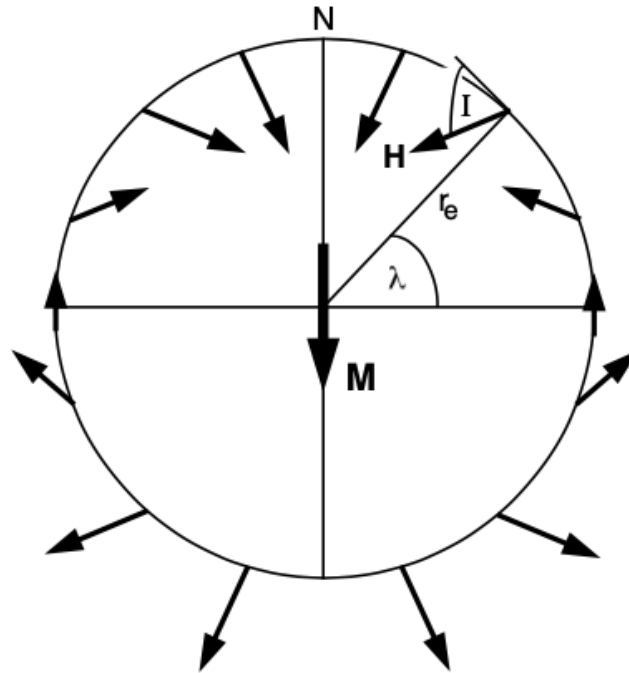


Figura 3.6. Representación del modelo del dipolo axial geocéntrico (GAD), (Butler, 2004).

Partiendo de la misma idea del GAD, se propuso la hipótesis de un dipolo geocéntrico inclinado (IGD, *Inclined Geocentric Dipole*, por sus siglas en inglés), el cual consta de un dipolo inclinado $\sim 11,5^\circ$ respecto al eje de rotación de la Tierra, sin embargo, de igual forma que el GAD, si el IGD se ajustara exactamente al comportamiento del CMT observado, entonces los polos geomagnéticos coincidirían exactamente con los polos magnéticos, lo cual no sucede y de nueva cuenta el CMT resulta más complicado de lo que puede explicarse, esta vez por un dipolo geocéntrico inclinado, incluso aunque el IGD sea el modelo que mejor se ajusta al CMT, prediciendo $\sim 90\%$ del campo superficial, la cantidad restante es significativa, (Tauxe, 2018).

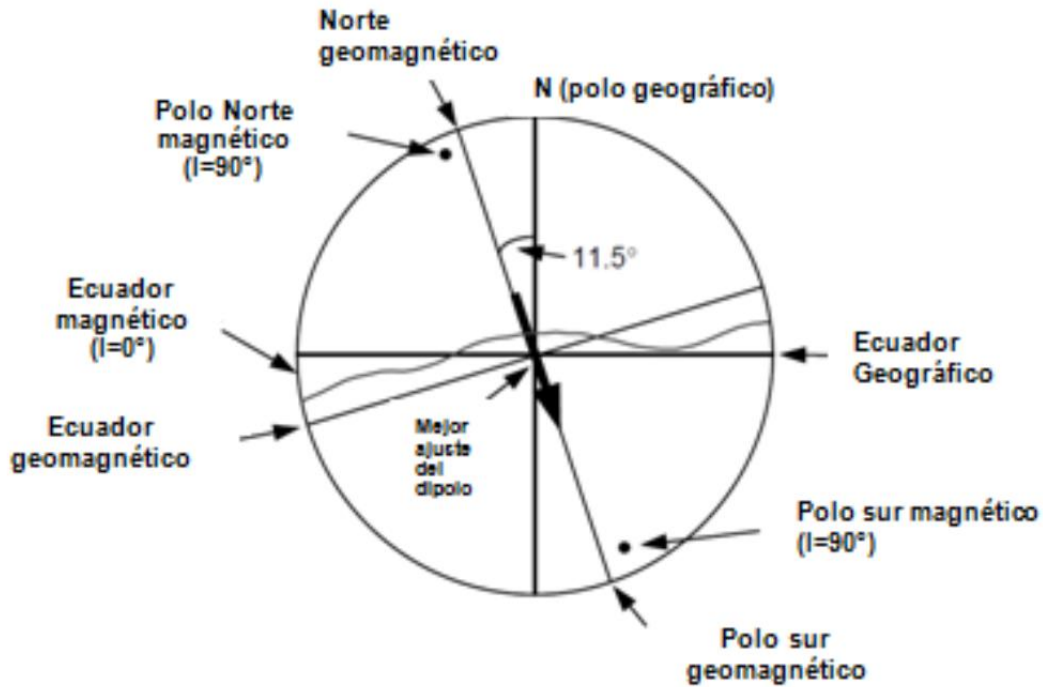


Figura 3.7. Representación del modelo del dipolo geocéntrico inclinado (IGD), de mejor ajuste, el cual cuenta con una inclinación de 11.5° con respecto al eje de rotación de la Tierra (Butler, 2004).

Además de los modelos GAD e IGD, también existe el modelo excéntrico dipolar, el cual describe Butler (2004) como un dipolo sin la condicionante geocéntrica, de esta forma la capacidad del dipolo excéntrico para describir el campo geomagnético depende de su ubicación en la superficie de la Tierra, siendo de gran precisión en algunos lugares y en otros fallar en gran medida.

Un factor persistente en todos los modelos descritos anteriormente es la presencia de una porción del CMT que no puede ser representada mediante ninguno de los modelos de mejor ajuste, dicha porción es atribuida a la parte no dipolar del CMT y puede ser estimada mediante la resta del modelo de mejor ajuste menos el campo observado (Butler, 2004).

3.3 Variaciones temporales del Campo Magnético de la Tierra

Se conoce en la actualidad que el CMT posee tres contribuciones, la primera corresponde al campo magnético medible, la cual tiene su origen en el núcleo externo del planeta. La segunda contribución es asociada a la corteza terrestre y a la distribución de minerales ferromagnéticos que se encuentran sobre la misma. Finalmente la última contribución corresponde a la actividad solar y a la interacción de su campo magnético con la Tierra.

Como ya se ha mencionado, el CMT no es estacionario sino que varía en función del tiempo, dicha variación puede ser dividida en dos clases: una atribuida a un origen interno y otra a un origen externo con respecto a la superficie terrestre, (Butler, 2004). Siendo las variaciones en una escala temporal inferior a un año consideradas de origen externo las cuales son producidas por la actividad solar y pueden ser reconocidas en datos de observatorios magnéticos y estaciones, mientras que las variaciones en escalas de tiempo superiores a un año son atribuidas a un origen interno y son reconocibles en datos de observatorios y en registros arqueológicos o geológicos (Lanza y Meloni, 2006).

Las variaciones temporales de origen interno con períodos predominantemente entre 1 y 105 años constituyen lo que se conoce como “variación secular geomagnética” o simplemente VS, (Butler, 2004). La VS ocurre en dos escalas de tiempo las cuales están relacionadas con dos tipos de procesos que tienen lugar en el núcleo de la Tierra. Uno asociado a escalas de tiempo de cientos o miles de años y directamente relacionado con la contribución del campo dipolar, mientras que el segundo proceso corresponde a escalas de tiempo más cortas, del orden de decenas de años relacionado con el campo no dipolar (Lanza y Meloni, 2006).

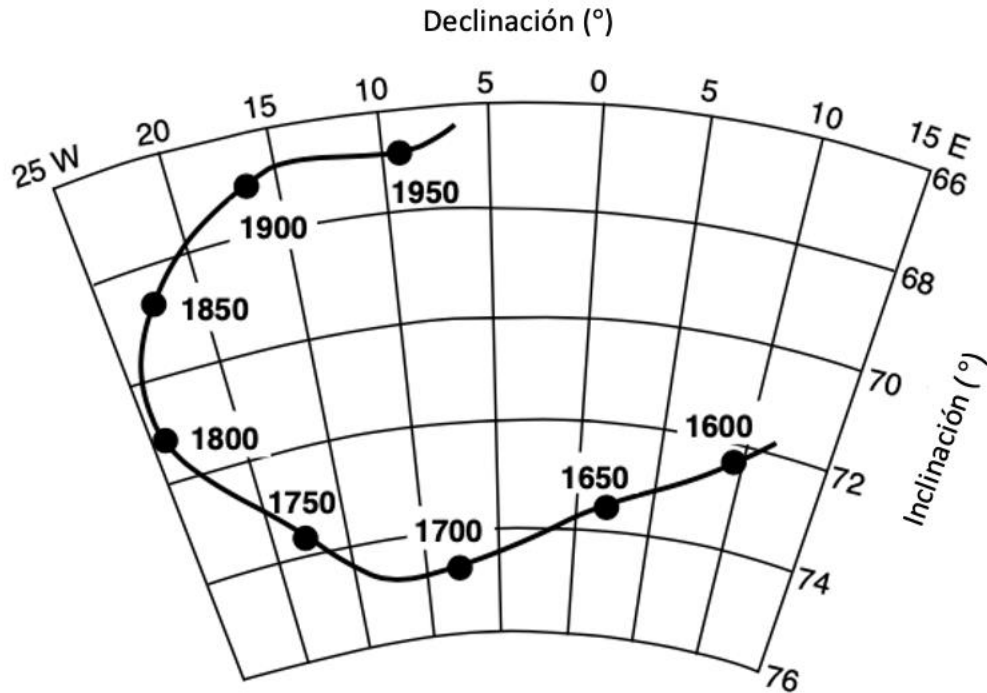


Figura 3.8. Registro histórico de la variación de la declinación e inclinación magnética en Greenwich, Inglaterra. (Butler, 2004).

Una característica para recalcar sobre la VS es que aunque esta sucede de manera global, también presenta diferencias regionales, esto debido a que como se sabe, el CMT varía también en función de la latitud, por lo que su estudio debe enfocarse por áreas o regiones determinadas (Soler-Arechalde, 2006).

Existen varios fenómenos asociados a la VS geomagnética, tales como la “Deriva hacia el oeste” y los “Jerks geomagnéticos”. La primera fue descubierta gracias a la observación de mapas de isolíneas de declinación magnética para diferentes épocas, de esta forma se logró apreciar una clara deriva de casi todas las isolíneas hacia el oeste. Siendo Halley el primero en mostrar contornos de declinación en su famoso mapa del Océano Atlántico a principios del siglo XVIII, (Lanza y Meloni, 2006). La deriva hacia el oeste hoy día aún puede ser observada claramente en el Atlántico y Europa, mientras que no es del todo apreciable en el Pacífico oriental, Australia y la Antártida.

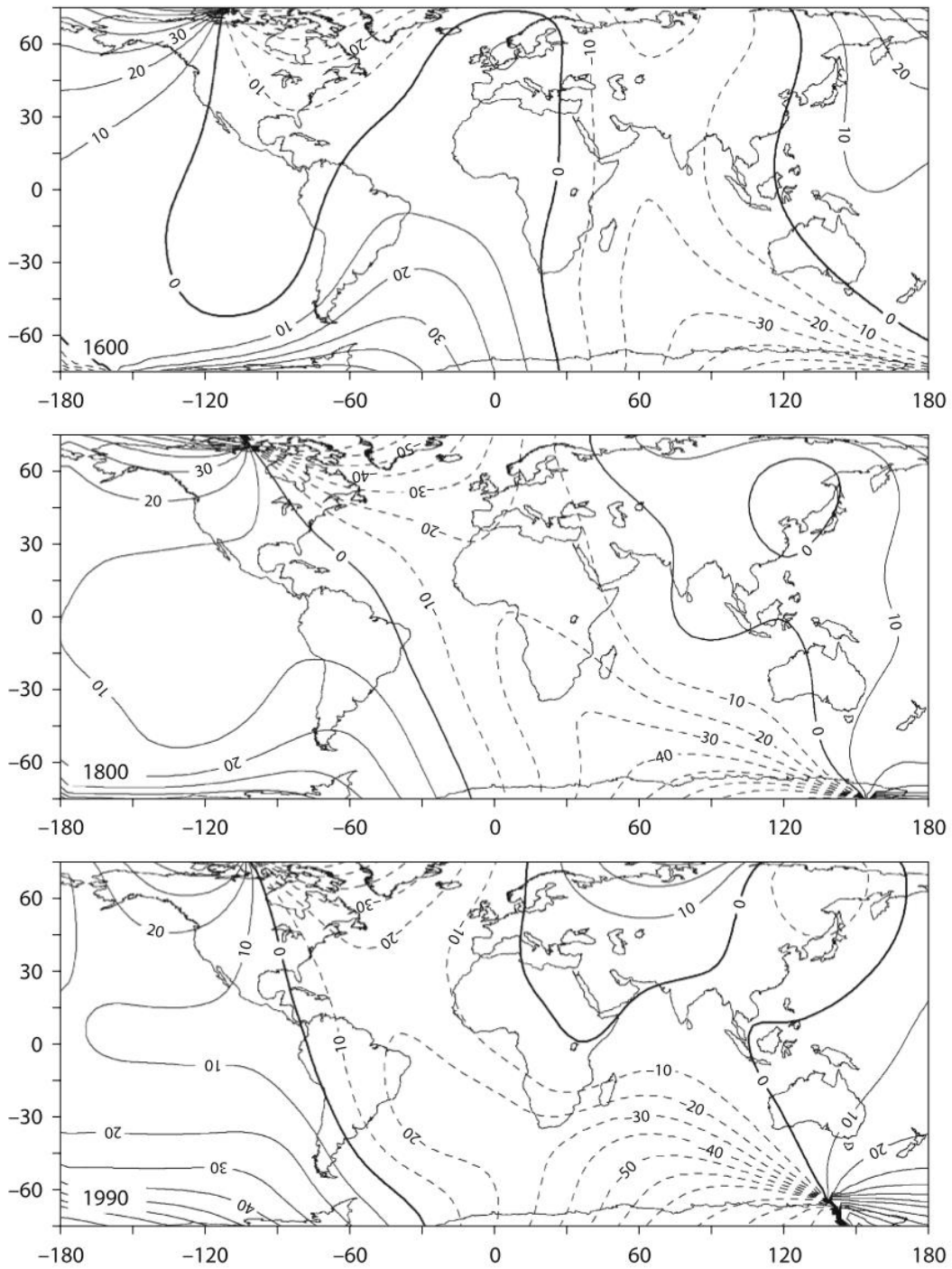


Figura 3.9. Desplazamiento hacia el oeste del campo magnético de la Tierra mostrado por tres mapas de declinación en los años 1600, 1800 y 1990. (Butler, 2004)

Por su parte, los JG (Jerks geomagnéticos) son definidos como cambios abruptos en la segunda derivada en el tiempo del campo geomagnético, (aceleración secular) (Pavón-Carrasco et al, 2021). En este sentido, un JG separa períodos de aceleración secular casi constante del CMT. Actualmente las investigaciones muestran que este fenómeno podría atribuirse a un origen interno sin embargo no queda claro del todo (Lanza y Meloni, 2006).

Las diversas hipótesis sobre el origen de los jerks geomagnéticos apunta a eventos ocurridos en la región entre el manto y el núcleo, como aceleraciones del fluido en convección, explosiones repentinas de flujo o heterogeneidades de densidad en la parte más externa del núcleo. De esta forma debido a uno o a la combinación de los eventos antes mencionados, el resultado se ve reflejado como cambios abruptos de la VS geomagnética.

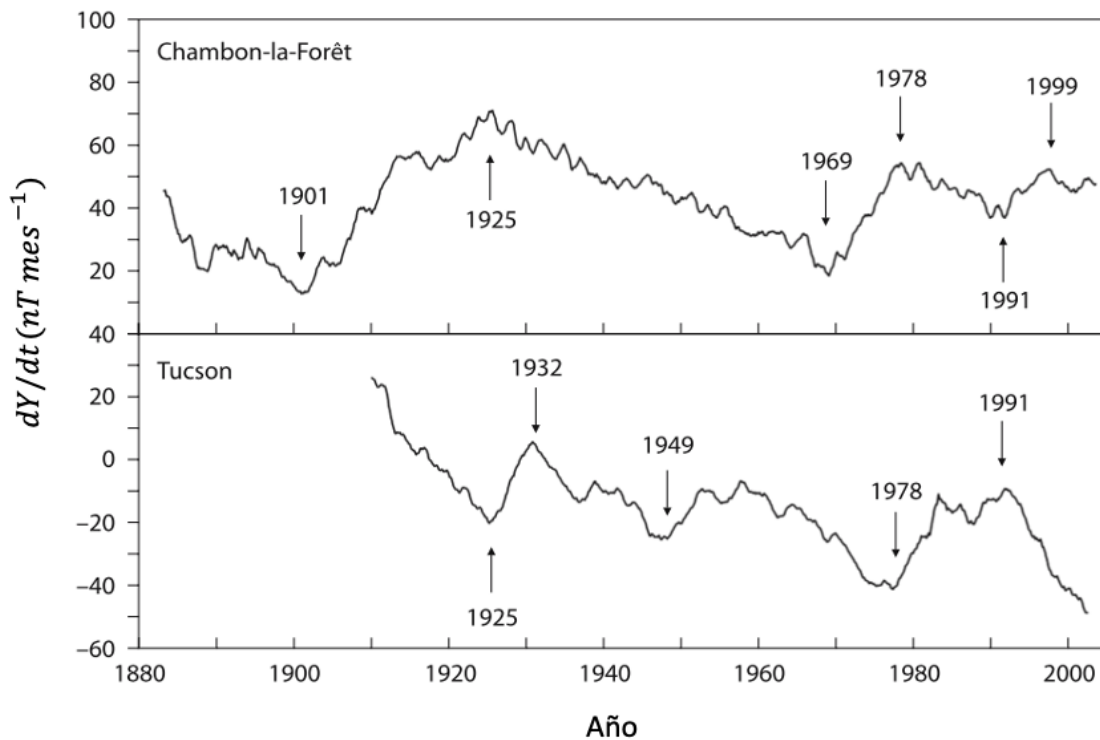


Figura 3.10. Jerks geomagnéticos observados en datos provenientes de los observatorios magnéticos Tucson y Chambon-la-Forêt para la componente este o F_E (Lanza y Meloni, 2006).

Otra particularidad de la VS son las “Excursiones magnéticas”, las cuales ocurren cuando la dirección del campo ha presentado grandes y rápidas variaciones en la inclinación, lo que se traduce en desviaciones de la variación secular “normal” sin que se establezca una inversión de polaridad completa (Lanza y Meloni, 2006). Entiéndase como inversión geomagnética un cambio total en la polaridad del CMT, donde la intensidad del campo parece caer hasta aproximadamente el 10% de su valor medio y las direcciones migran de un polo al otro durante un período de varios miles de años (Tauxe, 2018). Cuando la polaridad es la misma que la polaridad actual, se dice que es normal. Cuando está en el estado opuesto, se dice que es inversa (Clement, 2004).

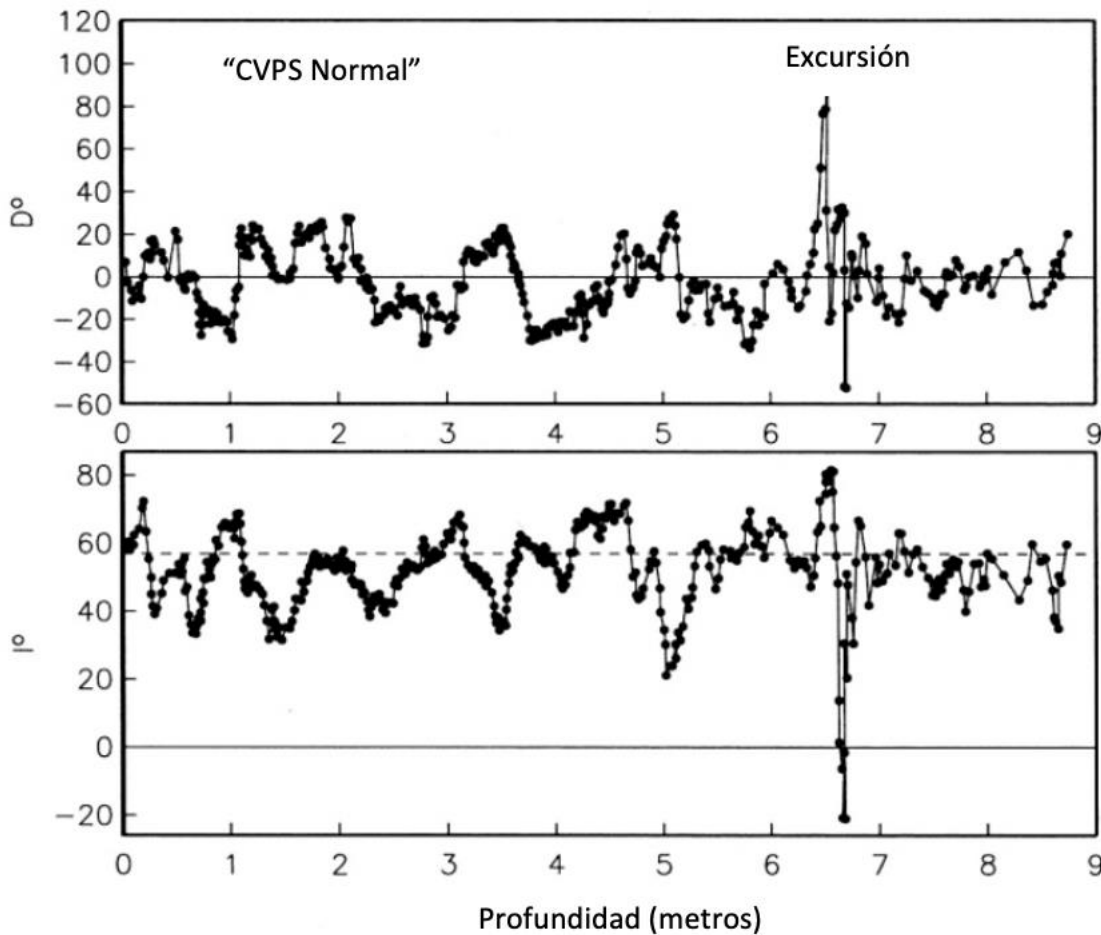


Figura 3.11. Excursión magnética observada en curvas de variación paleosecular de la declinación (D) e inclinación (I) del campo geomagnético observada en la columna estratigráfica del lago Mono. La declinación esperada para un GAD se muestra como una línea punteada mientras que la declinación esperada es cero. (Tauxe, 2018)

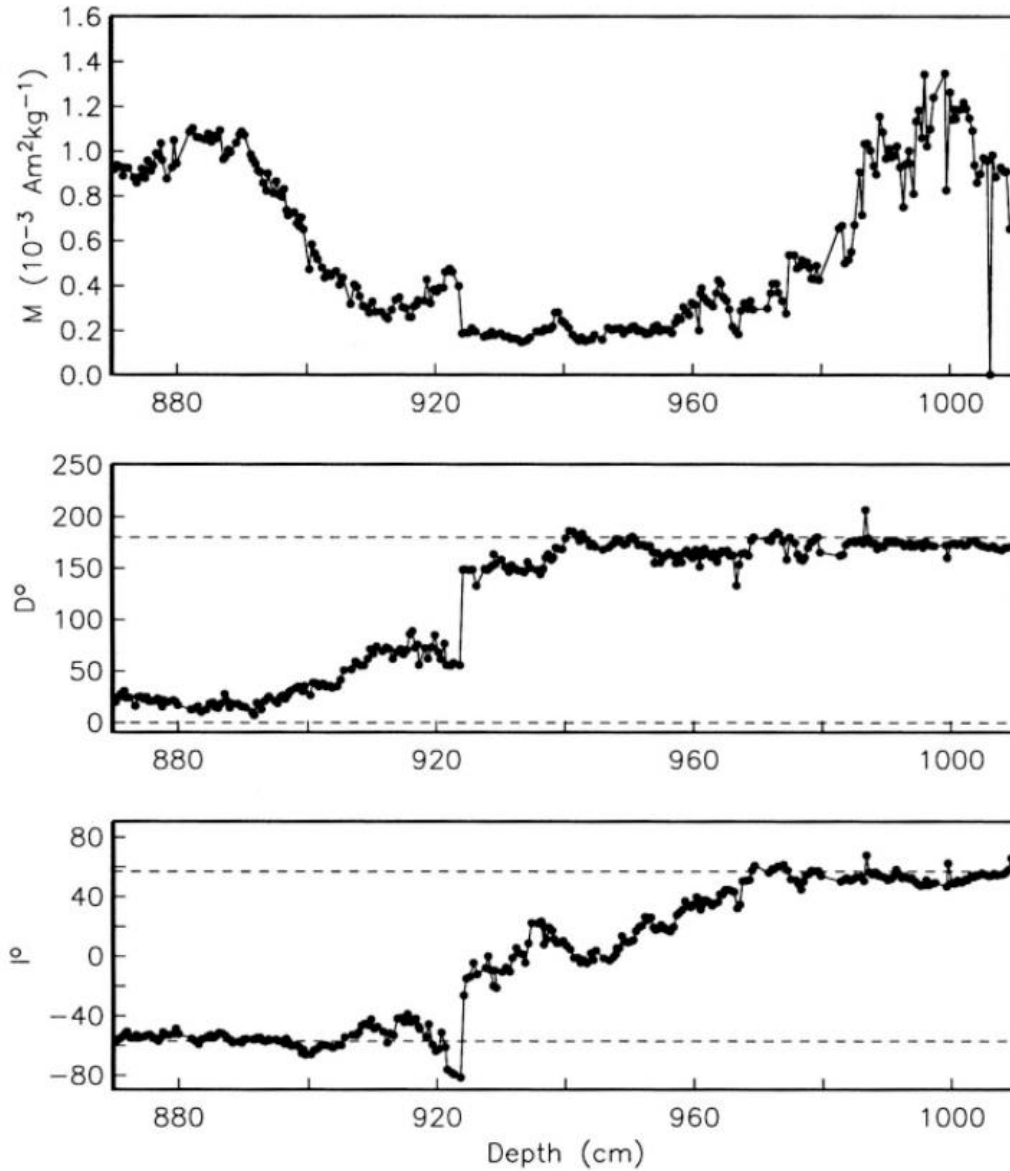


Figura 3.12. Inversión magnética observada en sedimentos de aguas profundas del bajo Jaramillo. La inclinación y declinación esperada para un GAD se muestran con las líneas punteadas. (Tauxe, 2018)

Las características dipolares del CMT fueron descritas por primera vez con precisión científica por Gauss en 1839, mediante su análisis por armónicos esféricos que posteriormente permitió inferir las características de las variaciones globales del campo durante los últimos 160 años, (Lanza y Meloni, 2006). Existen varias evidencias de las variaciones del campo dipolar asociadas a la VS de entre las cuales destacan:

- El ángulo entre el eje de rotación de la Tierra y del dipolo geomagnético ha permanecido fijo en 11.5°
- El momento magnético del dipolo ha disminuido de 9.6×10^{22} a $7.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ desde la época de Gauss hasta el año 2000.
- El dipolo se ha desplazado a lo largo de su eje hacia el norte geográfico a una velocidad de dos km/año además de presentar un movimiento de precesión alrededor del eje de rotación de la Tierra con una velocidad de $0.05^\circ/\text{año}$.

Además de lo anterior, se sabe gracias a diversas observaciones que existe una disminución de la energía total atribuida a la parte dipolar del CMT y al mismo tiempo la parte no dipolar muestra un aumento de energía para compensar el decremento dipolar. Dicho decremento en la intensidad de la variación secular corresponde a un patrón prácticamente lineal de 8% de disminución del momento dipolar durante los últimos 150 años (Soler-Arechalde, 2014).

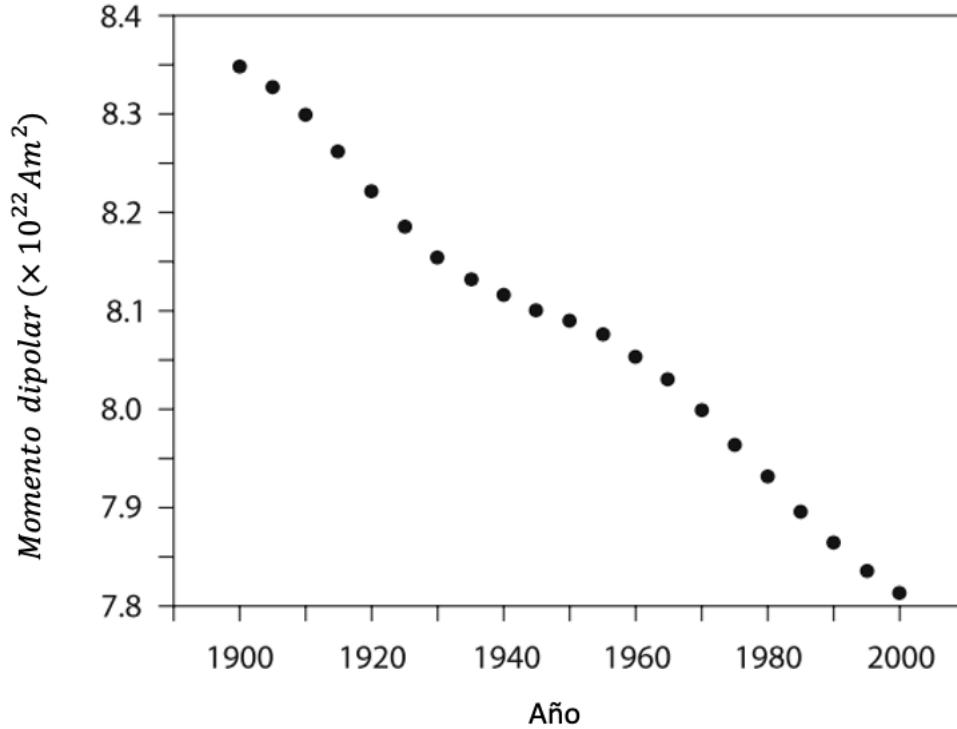


Figura 3.13. Disminución del momento dipolar en función del tiempo Lanza y Meloni (2006).

Con el fin de brindar más herramientas para el estudio de la VS geomagnética se han ido estableciendo de forma estratégica según las dependencias correspondientes de cada nación, estaciones y observatorios geomagnéticos encargados de monitorear la evolución del CMT. De esta forma haciendo uso de los resultados obtenidos en observatorios, estaciones y satélites, fue posible la construcción del Campo de Referencia Geomagnético Internacional (IGRF, *International Geomagnetic Reference Field* por sus siglas en inglés) con el cual se ha podido brindar una descripción matemática estándar de la estructura a gran escala del campo magnético principal de la Tierra y su variación secular (Tauxe, 2018). La precisión del IGRF depende en gran medida de la calidad de las observaciones utilizadas en su elaboración, las cuales no cubren de manera uniforme la superficie de la Tierra debido a la distribución geográfica irregular y a las diferentes situaciones económicas de los países. Es por esto que regiones como Europa y América del Norte están mejor representadas por la IGRF que otras.

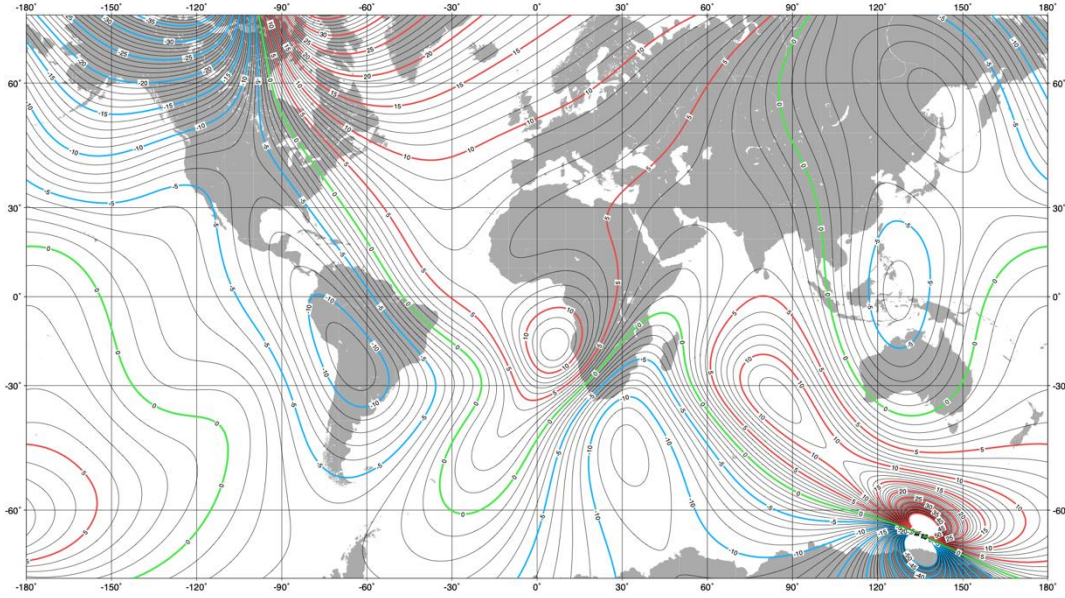


Figura 3.14. Mapa de isólinas de la declinación del CMT. correspondiente al año 2020 (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/magfield-wist/>).

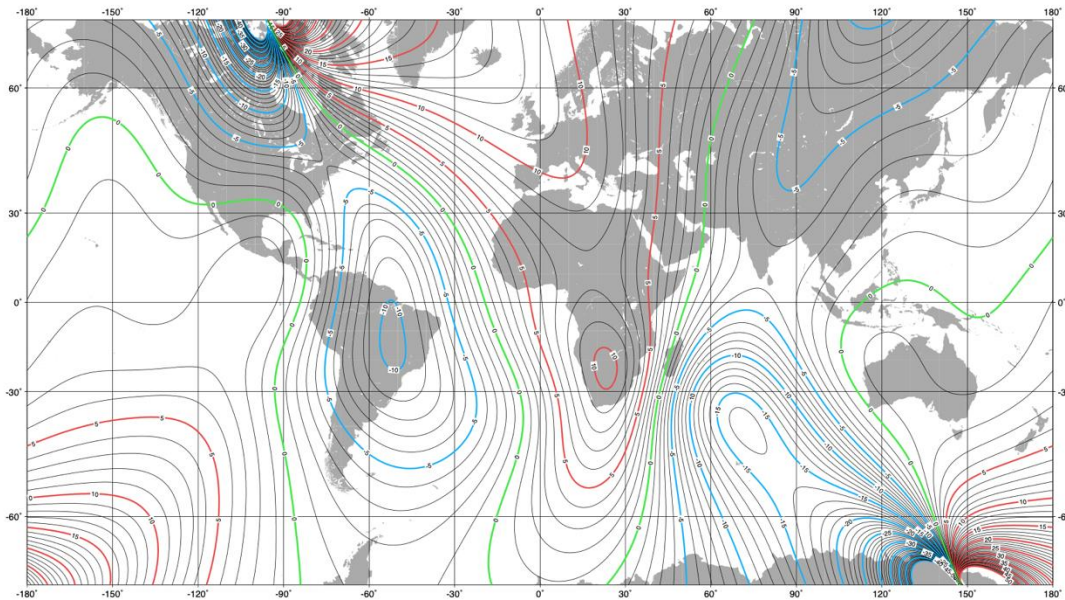


Figura 3.15. Mapa de isólinas de la declinación del CMT. correspondiente al año 1920 (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/magfield-wist/>).

Otro factor que tomar en cuenta sobre el IGRF es que este debe ser constantemente actualizado pues como se sabe el CMT varia con el tiempo y por tanto desde su implementación en 1969 por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA, International Association of Geomagnetism and Aeronomy, por sus siglas en inglés) ha sido actualizado 10 veces en intervalos de 5 años (Macmillan y Finlay, 2011).

3.4 El Arqueomagnetismo

El arqueomagnetismo es la rama del paleomagnetismo encargada del estudio de materiales arqueológicos que contienen minerales magnéticos, principalmente óxidos de hierro, los cuales tienen la capacidad de registrar las variaciones del campo magnético terrestre (Soler-Arechalde, 2006). La mayoría de los materiales arqueológicos como cerámicas, ladrillos, tejas e incluso en pisos, muros y techos contienen partículas magnéticas (a menudo en concentraciones inferiores al 0,1%), que al verse sometidos a procesos de calentamiento como lo indica la figura 3.4.1, pueden adquirir una remanencia relacionada con la dirección e intensidad del CMT en el momento de su ultimo enfriamiento (Pavón-Carrasco et al., 2015).

Dicha remanencia es lo que se conoce como Magnetización termorremanente (TRM, *Thermal Remanent Magnetization*, por sus siglas en inglés), la cual puede ser utilizada posteriormente para caracterizar el comportamiento del CMT en el pasado; de igual forma este proceso puede ser empleado a la inversa, al conocerse un registro fechado de la evolución del CMT para un lapso temporal y una región determinada, es posible datar la fecha aproximada del último calentamiento de los materiales arqueológicos.

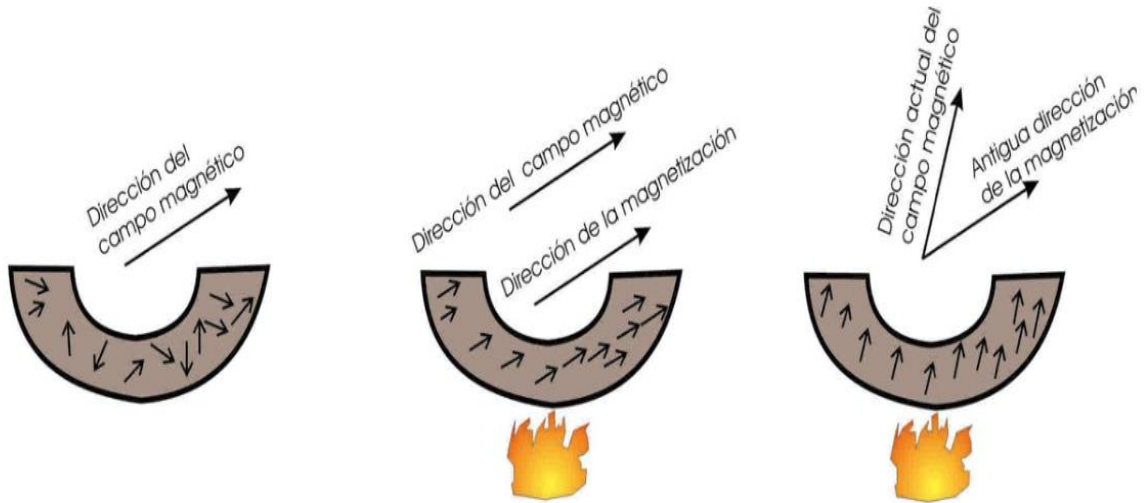


Figura 3.16. proceso de adquisición de magnetización termorremanente en la pared de un horno. (Soler-Arechalde, 2006)

Existe además de lo ya mencionado anteriormente, el caso particular de los sedimentos, los cuales, si se han formado cerca de un entorno arqueológico, pueden ser aun más relevantes por su registro del campo geomagnético en el momento o poco después de la deposición, siendo registros tanto de la variación secular del CMT así como del paleoclima. Sin embargo, el estudio en sedimentos debe llevarse con precaución ya son complejos tanto los mecanismos involucrados en la adquisición de la remanencia como los distintos protocolos que se deben llevar a cabo en laboratorio para su tratamiento (Pavón-Carrasco et al., 2015).

Ya sea en un estudio en artefactos arqueológicos, flujos de lava o sedimentos, las distintas características magnéticas de la muestra se obtendrán mediante el protocolo paleomagnético más óptimo y aceptado por la comunidad científica, esto con el fin de obtener resultados confiables. Existen dos requerimientos básicos que deben cumplirse en todo estudio arqueomagnético, que las muestras cuenten un fechamiento radiométrico o histórico y tener un número suficiente de especímenes, siendo esto último uno de los principales obstáculos en los estudios arqueomagnéticos, ya que estos al ser de índole destructivo, es limitado el número de especímenes con los que se suele para llevar a cabo un estudio. Se debe

mencionar que son las instituciones encargadas de la zona arqueológica, (generalmente el Instituto Nacional de Antropología e Historia, INAH) los encargados de autorizar la cantidad de artefactos disponibles para su análisis.

Es posible mediante la metodología adecuada, la estimación de las direcciones o la intensidad del CMT en el pasado. La intensidad arqueomagnética se obtiene bajo la suposición de que un objeto arqueológico adquiere una magnetización primaria de manera lineal con respecto al CMT de la siguiente forma:

$$M_{MRN} = \alpha_0 B_0. \quad (1)$$

Donde: M_{MRN} es la magnetización natural remanente de una muestra, la cual es directamente proporcional al producto del campo antiguo B_0 y una constante de proporcionalidad α_0 .

Basándonos en lo anterior, dicho mecanismo puede ser replicado en un laboratorio cambiando su M_{MRN} al aplicar un campo nuevo (B_{LAB})

$$M_{LAB} = \alpha_{LAB} B_{LAB}. \quad (2)$$

Suponiendo que ambas constantes de proporcionalidad son iguales ($\alpha_0 = \alpha_{LAB}$), es posible determinar el valor del campo antiguo haciendo uso de ambas para llegar a la siguiente ecuación:

$$B_0 = \frac{M_{MRN}}{M_{LAB}} B_{LAB}. \quad (3)$$

A pesar de que lo anterior puede sonar sencillo, en la práctica resulta complejo ya que primeramente debe verificarse que la muestra que se analiza no cuente con más de una componente de magnetización (componentes secundarias) las cuales si se presentan deberán ser eliminadas con el fin de aislar la componente primaria, además de esto se debe ser cauteloso en los protocolos de laboratorio pues es probable que debido a los múltiples procedimientos realizados, la mineralogía de la

muestra se vea alterada, ocasionando que los resultados obtenidos no sean los esperados.

Entre los distintos protocolos paleomagnéticos disponibles, el de uso más extendido para la estimación de paleointensidades absolutas es el conocido como Thellier y Thellier modificado por Coe (1979) el cual consta básicamente en calentar las muestras por etapas, reemplazando progresivamente la remanencia natural por remanencias térmicas parciales (pTRM) (Tauxe, 2018). En la imagen 3.4.2 se logra apreciar la pérdida gradual de NRM mientras existe una ganancia de pTRM, el proceso continúa hasta que la pTRM sustituye por completo a la NRM original.

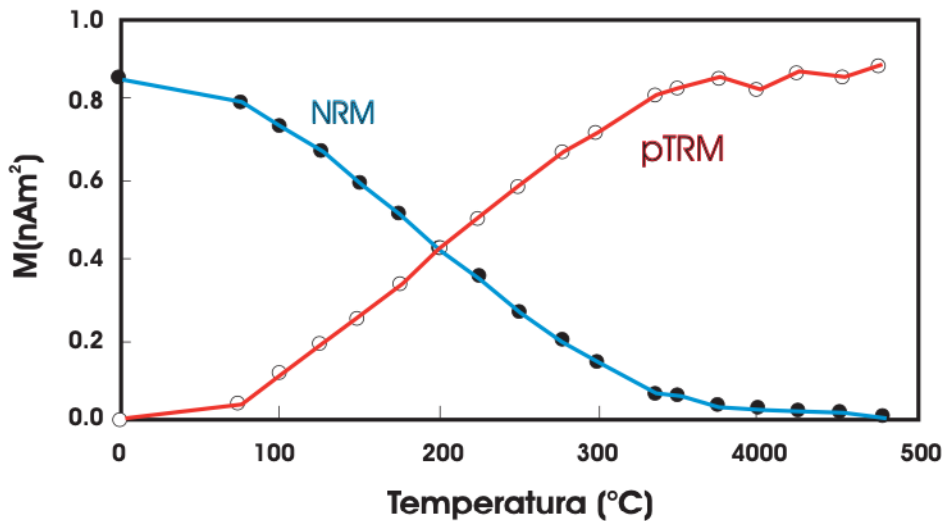


Figura 3.17. Ejemplo del proceso de desmagnetización de una muestra NRM y de adquisición de magnetizaciones térmicas parciales pTRM. Parte del protocolo Thellier-Thellier para el cálculo de paleointensidades. (Tauxe, 2018)

La principal ventaja de este método es que al repetir pasos de calentamiento con temperatura más baja, se puede verificar que la capacidad de magnetizarse de la muestra no ha cambiado, ergo su mineralogía haciéndola una muestra de calidad. En la imagen 3.4.3 se logran observar los chequeos de temperatura que se hacen con el fin de verificar la integridad mineralógica de la muestra. La linealidad de la gráfica es indicio de una buena reversibilidad y por tanto indicando que la muestra es un registro confiable.

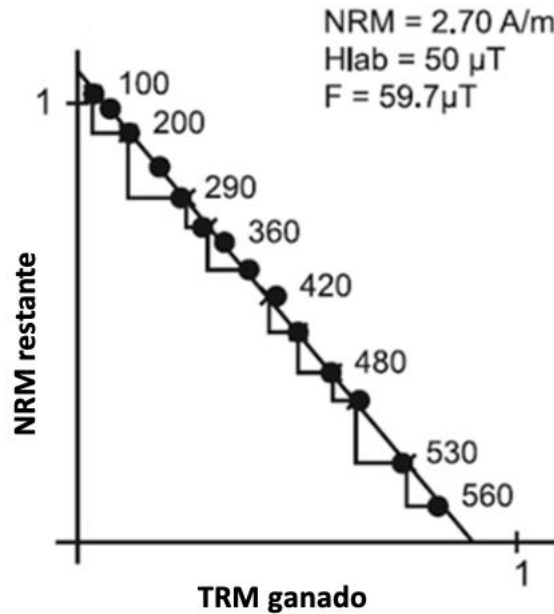


Figura 3.18. Gráfica Arai donde es posible verse los “checks” en los sucesivos pasos de temperatura

En el caso de las direcciones, su obtención obedece una serie de criterios distintos y por tanto protocolos diferentes a los utilizados para la obtención de la intensidad. El requerimiento básico en un estudio de direcciones es que las muestras se tomen “in situ”, lo que inmediatamente descarta a todo aquel resto arqueológico que haya sido movido después de su último calentamiento, existiendo excepciones como los hornos, pisos y paredes quemados que obviamente mantienen un lugar fijo. Siendo los flujos de lava una fuente importante para los presentes estudios.

Por otro lado, los protocolos más utilizados para determinar direcciones son por Campos Alternos (AF, *Alternating Fields*, por sus siglas en inglés) o Térmicamente. La metodología para desmagnetizar por AF consiste en la aplicación de un campo oscilante decreciente sobre una muestra. Todos los granos con coercitividad

menores a la intensidad del campo aplicado se orientarán según la dirección del mismo, entendiéndose como coercitividad la magnitud necesaria de un campo magnético que se aplica para eliminar la magnetización de una muestra.

Conforme la intensidad del campo va decreciendo, las partículas se orientarán en direcciones opuestas anulándose entre sí, esto debido al comportamiento oscilatorio del campo, de esta forma la contribución de dichas partículas a la remanencia primaria será nula, (Tauxe, 2018). La desmagnetización AF suele ser eficaz para eliminar NRM secundario y aislar NRM característico (ChRM) en rocas con titanomagnetita como mineral ferromagnético dominante (Butler, 2004). Esto ya que en este tipo de rocas la magnetización secundaria suele tener baja coercitividad, haciendo de la desmagnetización por AF la más adecuada para removerlas.

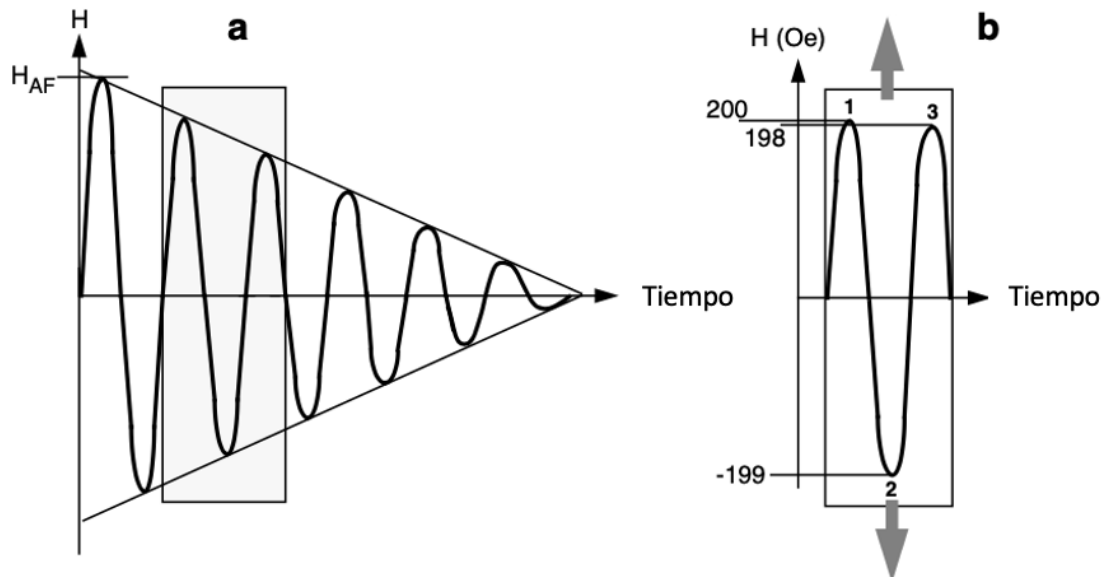


Figura 3.19. Representación esquemática de la desmagnetización por campos alternos. (a) Forma de onda sinusoidal del campo magnético utilizado. b) Se muestran dos picos sucesivos y un valle intermedio del campo magnético en función del tiempo; el campo pico en el punto 1 es 200 Oe; el campo máximo en el punto 2 es -199 Oe; el campo pico en el punto 3 es 198 Oe. (Butler, 2004).

Otro método utilizado es la desmagnetización térmica, cuya base parte de suponer que los granos portadores de magnetización secundaria también tienen bajas temperaturas de bloqueo. Dicho esto se calentará la muestra por debajo de su temperatura de Curie para posteriormente dejar enfriar en campo cero, de esta forma las partículas con temperatura de bloqueo menor a la que fueron expuestas tendrán magnetización nula y su contribución a la remanencia principal quedará eliminada. (Tauxe, 2018). Tanto los resultados obtenidos por AF como por desmagnetización térmica pueden ser graficados en un estereograma o una red de Schmidt.

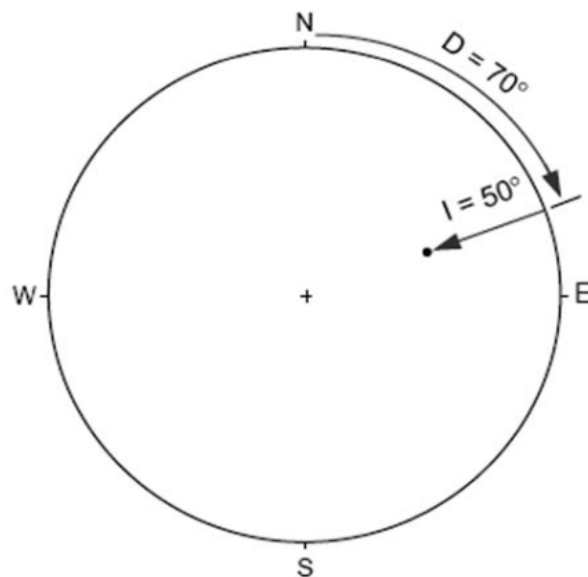


Figura 3.20. Gráfica de la dirección $D=70^\circ$ y $I=50^\circ$ en una red estereográfica. (Soler-Arechalde, 2006)

Es claro entonces que los estudios arqueomagnéticos pueden llevarse a cabo mediante diferentes técnicas según el contexto de la investigación en curso y el tipo de información que se desee obtener, sin embargo los objetivos primordiales siempre son los mismos, y pueden definirse brevemente en los siguientes puntos (Soler-Arechalde., 2006):

- La determinación de las variaciones espaciotemporales del campo geomagnético a partir del estudio de materiales arqueológicos.
- Llevar a cabo dataciones de estructuras, así como el estudio de las variaciones en la orientación de estas a lo largo de diferentes etapas constructivas
- La determinación de propiedades magnéticas de los materiales empleados para la elaboración de objetos arqueológicos con el fin de identificar sus fuentes de procedencia, mediante las técnicas de magnetismo de rocas.
- La identificación y análisis de objetos que permiten inferir el conocimiento del campo geomagnético adquirido por diversas culturas.

3.5 El Arqueomagnetismo en México

México cuenta con un gran patrimonio arqueológico gracias a los vestigios de numerosas civilizaciones que han formado parte de la región cultural denominada “Mesoamérica”, la cual a su vez es un área comprendida en su frontera norte por los estados de Michoacán, Hidalgo, México y Veracruz, abarcando hacia el sur los países de Guatemala, Belice, El Salvador y oeste de Honduras, (Soler-Arechalde, 2006). Distintas civilizaciones habitaron Mesoamérica entre los años 2000 a.C. y 1521 d.C., de entre las cuales se destacan principalmente los Olmecas, Mayas, Teotihuacanos, Aztecas, Mixtecas, Zapotecas y Toltecas entre otros. Gracias a los artefactos arqueológicos desarrollados por estas culturas, como lo son las cerámicas, los pisos ceremoniales, hornos, paredes y suelos quemados, que es posible el desarrollar estudios arqueomagnéticos y poder analizar la variación del CMT en el pasado.

Cronológicamente el primer estudio de arqueomagnetismo fue elaborado por Nagata et al., (1965) sobre alfarería de Cuicuilco, lugar afectado por la erupción del Xitle del 245 al 315 d.C. (Siebe, 2000), además de que contaba con la presencia de

restos pertenecientes a culturas antiguas (cerámicas) permitiendo así la determinación de paleointensidades tanto de las rocas como de los artefactos arqueológicos.

Posteriormente Coe en 1967 reporta que un fragmento denotado como M-160 podría ser una brújula flotante. El fragmento fue encontrado en San Lorenzo Tenochtitlan, pero fue hasta 1975 que Carlson realiza un análisis más detallado del fragmento incluyendo experimentos de flotación en mercurio y en una estera de corcho sobre agua, espectroscopia Mössbauer y determinaciones del momento magnético, concluyendo así que es una brújula de primer orden, que siempre muestra una misma orientación, en este caso 35.5° al NO del norte magnético siendo las rocas del valle de Oaxaca las posibles fuentes para la elaboración de este artefacto (Soler-Arechalde, 2014)

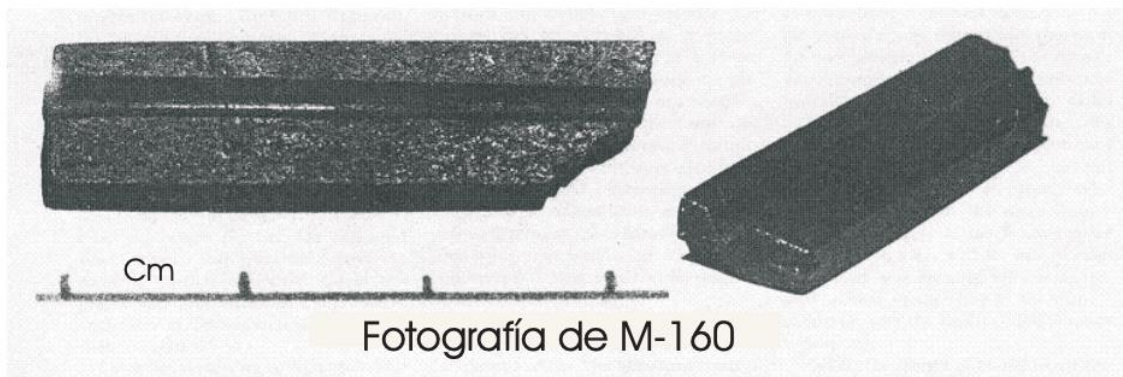


Figura 3.21. Vistas de Pieza M-160, dimensiones en cm. (Soler-Arechalde, 2006).

En 1969, Daniel Wolfman tomó las primeras muestras para fechamiento arqueomagnético revaluando así la cronología de Mesoamérica recalcando el hecho de que el método arqueomagnético es dependiente de los resultados de radiocarbono (Soler-Arechalde, 2006).

Bucha et al., (1970) realizaron la determinación de paleointensidades sobre cerámicas de siete sitios arqueológicos en México de los años 300 a.C. al 1590 d.C

donde demostraron que existe una desviación hacia el oeste de la intensidad geomagnética de 0.24° por año.

En 1973 de nueva cuenta Daniel Wolfman, publicó con base en su investigación de 1969, una cronología para Mesoamérica del 1 al 1200 d.C. basado en 62 datos arqueomagnéticos direccionales de muestras provenientes de México, Honduras, Guatemala y El Salvador en dos periodos de tiempo, 1969 y 1973.

Posteriormente hasta los 80`s, Urrutia y colaboradores (1981, 1986) continuaron con las investigaciones arqueomagnéticas al estudiar las orientaciones de los edificios de ciudades prehispánicas, como parte de un proyecto de cooperación entre el Instituto de Geofísica y la Universidad de Sternwarte en Bonn, Alemania. El autor reporta que en varios sitios Olmecas, entre ellos La Venta, Tabasco presentan ejes mayores orientados unos 8 grados al NO y de manera similar están algunas estructuras de la etapa formativa del Valle de Oaxaca.

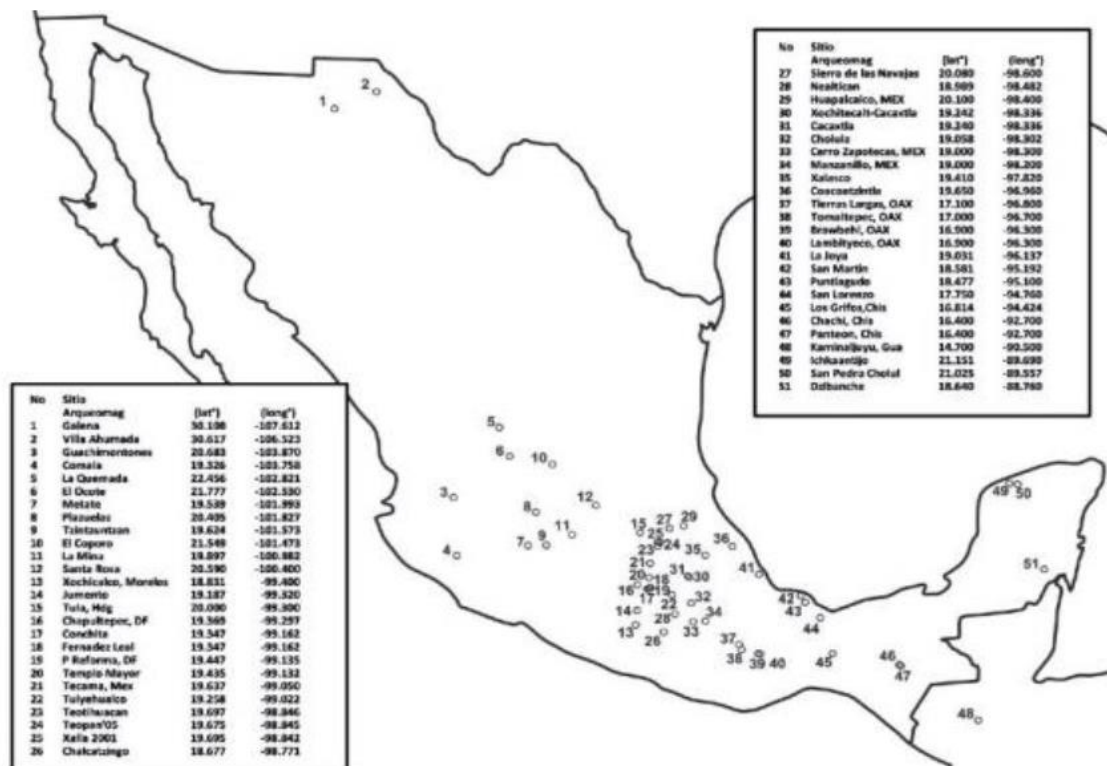


Figura 3.22. Ubicación de sitios en los que se han realizado investigaciones arqueomagnéticas. (Soler-Arechalde et al, 2019).

Más recientemente en 1999 se retomaron las investigaciones en arqueomagnetismo en México. Gracias a esto una primera versión de curva de variación secular para el centro de México fue construida con los datos de Wolfman de 1990 y con datos de rocas volcánicas y sedimentarias (Urrutia, 1996 y Latham, et al., 1986). La curva fue realizada con una ventana de 100 años y calculando la dirección promedio cada 50 años, suponiendo una distribución Fisher no ponderada.

A partir de entonces han ido incrementándose el número de estudios arqueomagnéticos en el país con diversas publicaciones dentro de revistas internacionales, así como el desarrollo de un gran número de tesis de licenciatura de distintas áreas de estudio dentro de la Física, Arqueología y Ciencias de la Tierra, tales como las de Hueda, (2000) con la cual se reimpulsó la investigación de los materiales arqueológicos y el mejoramiento de una curva de variación secular para Mesoamérica, la de Guerrero-Sandoval, (2003) enfocada en el estudio de estructuras aztecas encontradas en el año 2002 en Tlatelolco y Sánchez-López, (2005) haciendo un nuevo fechamiento arqueomagnético para Teopancazco.

3.6 Curvas de Variación Paleosecular

La elaboración de los primeros estudios arqueomagnéticos se atribuyen a E. Thellier, quien propuso la primer curva de variación paleosecular (CVPS) para Francia de los últimos dos milenios (Pavón-Carrasco *et al.*, 2015), desde entonces el estudio de la variación secular ha ido en aumento, desarrollándose así un sin número de CVPS tanto direccionales como de la intensidad del campo geomagnético, siendo Europa el continente donde se concentra la mayor densidad de curvas (García-Ruiz *et al.*, 2019).

Se puede definir una CVPS como la representación gráfica de la variación de alguna de las componentes del CMT (declinación, inclinación o intensidad) en función del tiempo como puede ser visto en la figura 3.6.1 para el caso de la intensidad, de manera que es posible observar las fluctuaciones más relevantes del CMT de manera regional en los últimos milenios. La construcción de dichas curvas suele llevarse a cabo por áreas geográficas determinadas, siempre basándose en la suposición de que el campo geomagnético es geocéntrico, axial y dipolar (campo GAD), esto con el fin de mitigar la influencia de la contribución del campo no dipolar, (Soler-Arechalde, 2006).

Las CVPS se pueden obtener en diferentes escalas según el propósito y la información con la que se cuente (Tchibinda Madingou et al, 2021). Las curvas globales y regionales se pueden obtener a partir de diversos modelos arqueomagnéticos o paleomagnéticos que cubren regiones de escala continental, por ejemplo, el modelo regional para el campo geomagnético en Europa de Pavón-Carrasco et al. (2008) el cual usa análisis armónico de casquete esférico.

En lo que respecta a la obtención de una CVPS local, los datos paleomagnéticos de una pequeña región o un país pueden interpolarse con el fin de obtener el comportamiento del paleocampo, (Tchibinda Madingou et al, 2021). El proceso utilizado en la elaboración de estas curvas locales tiene como base la relocalización de los datos paleomagnéticos a un punto común o de referencia. A partir de esto existen distintas metodologías a seguir, un ejemplo son los modelos bayesianos jerárquicos y el método "Bootstrap" utilizado por Thebault y Gallet, (2010). Estos enfoques para construir una CVP local tienen en común que requieren una cantidad de datos lo suficientemente concentrada a partir de los cuales se pueden identificar y filtrar los valores atípicos. Los datos de los que se nutre una CVPS pueden ser tanto arqueomagnéticos, históricos o de observatorios y estaciones magnéticas. Los estudios de los que se suele obtener direcciones (declinación e inclinación) del paleocampo provienen principalmente de flujos de lava, pues como ya se ha mencionado con anterioridad, la mayoría de los artefactos arqueológicos han sido desplazados del sitio de su último calentamiento, por lo que no son viables para

estudios de direcciones (Tchibinda Madingou et al, 2021). Lo que respecta a la estimación de la paleointensidad del CMT, esta puede realizarse tanto en artefactos arqueológicos como en flujos de lava, recalcando el hecho de que a menudo se ven obstaculizadas por la alteración térmica o química de la señal magnética durante los experimentos.

Una de las principales aplicaciones de las CVPS se encuentra en el fechamiento de restos arqueológicos, ya que si estas curvas están bien construidas y determinadas para una región en concreto, es posible datar un yacimiento arqueológico por comparación con una curva de referencia. Esto es lo que se denomina datación arqueomagnética. La comparación de los datos magnéticos obtenidos de los materiales, con las curvas de referencia regionales que describen la evolución espaciotemporal del CMT, permiten fijar una fecha aproximada del momento en el que la estructura arqueológica adquirió la imanación, siendo este es el fundamento de la técnica de datación arqueomagnética, (Carmona et al., 2014).

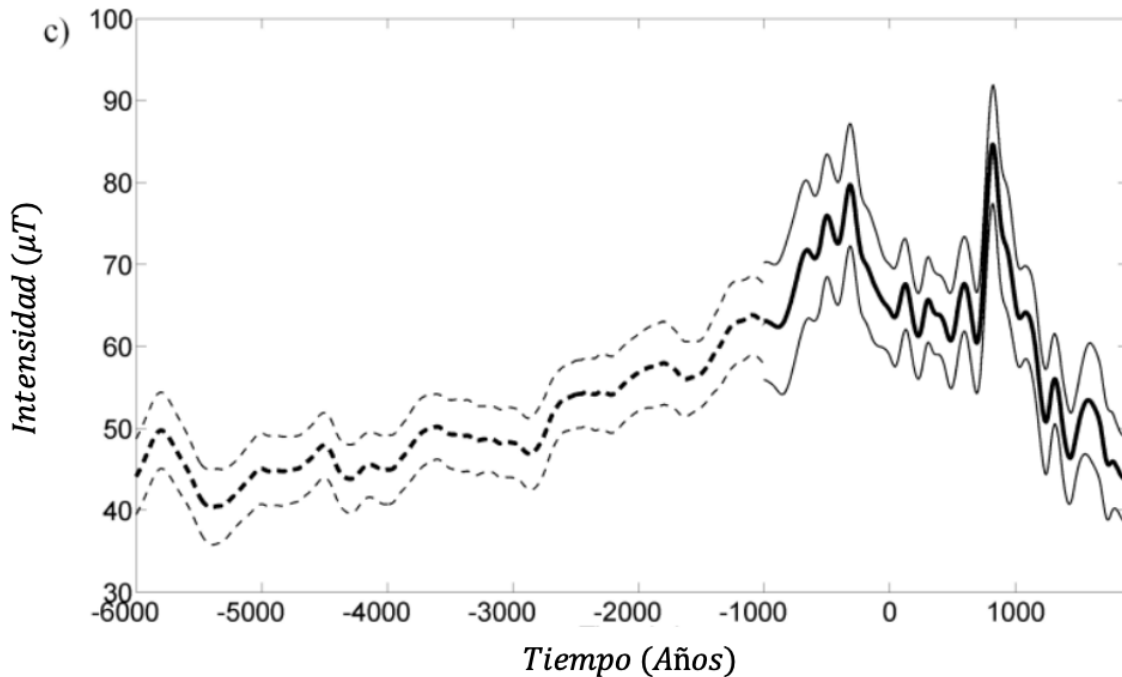


Figura 3.23. Ejemplo de curva de variación secular para la intensidad geomagnética (Pavón-Carrasco et al., 2015)

4. Metodología

Dentro del proceso de la construcción de las CVPS del vector completo del CMT en México, se pueden señalar varias etapas fundamentales:

- La primera etapa fue la elaboración de una base de datos de calidad lo suficientemente densa para demostrar una homogeneidad en un periodo de tiempo razonable y posteriormente llevar a cabo la discriminación de los datos según los distintos criterios de calidad para cada una de las componentes del CMT.
- Relocalizar a un punto de referencia, como lo puede ser la Ciudad de México, tanto para las direcciones como para la intensidad por los métodos convencionales, cuidando que los errores de relocalización no superen los límites establecidos, utilizando la metodología expuesta por Pavón-Carrasco et al. (2015) y Noël y Batt (1990) para la relocalización de los datos.
- La tercer etapa fue el desarrollo de las CVPS, direccionales y de intensidad, usando el método “Bootsrap” de Thébault y Gallet (2010) y posteriormente llevar a cabo una interpolación por P-Splines (Splines Cúbicos Penalizados).
- Finalmente se estimó la intensidad máxima y la curvatura direccional según el desarrollo de Pavón-Carrasco et al., 2010, con el fin de detectar posibles Jerks geomagnéticos.

4.1 Desarrollo de la base de datos

El desarrollo de la base de datos consistió principalmente en la recopilación de información de las tres componentes del vector del CMT (declinación, inclinación e intensidad), de los últimos 2 mil años; para esto se hizo uso de la base de datos GEOMAGIA50.v3 (Brown et al., 2015) actualizada en enero del 2022 de donde se obtuvo la información arqueomagnetica más reciente. De igual forma se dispuso de los datos históricos provenientes de la base de datos HistMag (Jonkers et al., 2003) y la información histórica aportada por Goguitchaichvili et al. (2020); finalmente se

utilizaron también los datos de las estaciones geomagnéticas publicados recientemente por Goguitchaichvili et al., (2022), junto con las mediciones del observatorio geomagnético de Teoloyucan publicadas por Hernández-Quintero et al. (2018).

El primer grupo de datos que se analizó fue el correspondiente a la información arqueomagnética recopilada de GEOMAGIA50.v3, (Brown et al., 2015) ya que al ser datos obtenidos por los protocolos paleomagnéticos de mayor confianza estipulados por la comunidad científica, estos cuentan con distintos errores asociados a la medición, agrupación y mineralogía presente en los artefactos arqueomagnéticos; debido a esto se utilizó el siguiente criterio de selección de datos:

1. Contar con las 3 componentes del CMT (intensidad, declinación e inclinación).
2. Contar con una edad por datación radiométrica, o histórica, eliminando aquellos con una edad arqueomagnética asociada.
3. Que las direcciones cuenten con su respectivo cono de confianza $\alpha_{95} \leq 10^\circ$.
4. Que las intensidades cuenten con un error de $\sigma_B \leq 10\mu\text{T}$.

Para la generación de las CVPS es necesario contar con toda la información de los errores asociados a los datos, en específico para información direccional arqueomagnética; el cono de confianza (α_{95}) representa el grado de agrupación de los datos, pero al mismo tiempo se puede considerar como el error asociado a la inclinación. En cuanto al error de la declinación, es posible obtenerse mediante la siguiente expresión:

$$\sigma_D = \sin^{-1} \left(\frac{\sin \alpha_{95}}{\cos I} \right). \quad (4)$$

En el caso de las intensidades arqueomagnéticas, su error (σ_B) se define como su desviación estándar después de haber realizado el promedio entre los especímenes analizados. Es importante tomar en cuenta los errores del CMT de manera conjunta

con los errores asociados a sus edades. Para llevar a cabo esta correlación, se hace uso de la normalización entre ambos errores de la siguiente forma:

$$\sigma_{Bc} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_B}{\bar{\sigma}_B}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{Ag}}{\bar{\sigma}_{Ag}}\right)^2}, \quad (5)$$

$$\sigma_{Ic} = \sqrt{\left(\frac{\alpha_{95}}{\bar{\alpha}_{95}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{Ag}}{\bar{\sigma}_{Ag}}\right)^2}, \quad (6)$$

$$\sigma_{Dc} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_D}{\bar{\sigma}_D}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{Ag}}{\bar{\sigma}_{Ag}}\right)^2}. \quad (7)$$

Posteriormente se analizó la información histórica de Jonkers et al., (2003) y Goguitchaichvili et al., (2020) dejando en última instancia aquellos correspondientes a las estaciones de repetición y al observatorio de Teoloyucan. Debe mencionarse que tanto los datos históricos como los de las estaciones y el observatorio no cuentan con un error asociado debido a que son una medición directa, por lo que se considero un error mínimo para cada una de las componentes. De esta forma, la selección se basó únicamente en obtener el vector completo, es decir seleccionar aquellos datos de los cuales se tuviera medición de las tres componentes del CMT en una misma temporalidad

4.2 Relocalización de los datos

El proceso de relocalización de los datos siguió la metodología establecida por Noel y Batt., (1990); dicho método consiste en reubicar los datos del sitio arqueológico donde se tomaron las muestras a una ubicación de referencia (figura 4.2.1), asumiendo el comportamiento del CMT como un dipolo ideal (GAD), con el fin de mitigar la variación que presenta el CMT en función de la latitud. Para este trabajo se tomó como sitio de referencia la Ciudad de México.

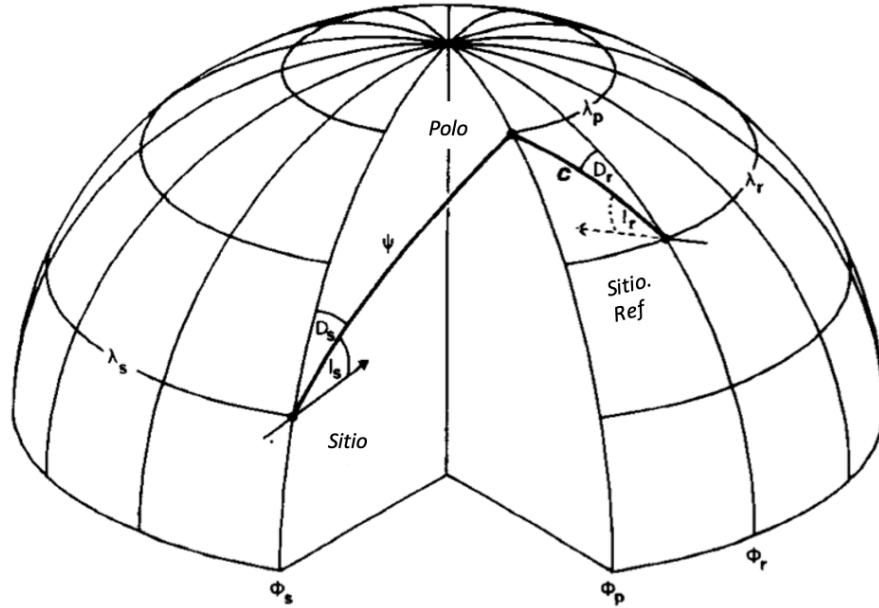


Figura 4.1. Esquema tomado de Noël y Batt, (1990), en el que se muestra el proceso de relocalización de datos in situ a un sitio de referencia a través del polo virtual geomagnético

El primer paso del proceso de relocalización consta de convertir la información original al polo virtual geomagnético (VGP), para lo cual se requiere de la estimación de la colatitud del VGP (θ_p):

$$\theta_p = \cos^{-1}(\cos \theta_s \cos \gamma + \sin \theta_s \sin \gamma \cdot \cos D_s). \quad (8)$$

De donde se tiene que γ es la colatitud geomagnética de los datos y puede ser estimada de la siguiente forma:

$$\gamma = \tan^{-1} \frac{2}{\tan I_s}. \quad (9)$$

I_s es la inclinación, θ_s la colatitud y D_s la declinación. (entiendase el sufijo “s” haciendo referencia a los datos originales)

La longitud del VGP λ_p dependerá de la longitud de los datos originales λ_s con las siguientes condicionantes:

$$\lambda_p = \begin{cases} \lambda_s + \alpha, & \text{si } \cos(\gamma) \geq \cos \theta_s \cos \theta_p, \\ \lambda_s + \pi - \alpha, & \text{si } \cos(\gamma) < \cos \theta_s \cos \theta_p. \end{cases} \quad (10)$$

Donde:

$$\sin \alpha = \frac{\sin \gamma \cdot \sin D_s}{\sin \theta_p}. \quad (11)$$

Una vez obtenidos los parámetros anteriores y haciendo uso de las coordenadas de la ubicación original de los datos y del sitio de referencia, las expresiones para calcular la inclinación I_R y declinación D_R relocalizadas son las siguientes:

$$I_R = \tan^{-1} \left(\frac{2}{\tan \zeta} \right), \quad (12)$$

$$D_R = \cos^{-1} \left(\frac{\cos \theta_p - \cos \zeta \cdot \cos \theta_R}{\sin \zeta \cdot \sin \theta_R} \right). \quad (13)$$

Donde ζ es la colatitud geomagnética del sitio de referencia estimada de la siguiente forma:

$$\zeta = \cos^{-1} (\cos \theta_R \cos \theta_p + \sin \theta_R \sin \theta_p \cdot \cos(\lambda_p - \lambda_R)). \quad (14)$$

Finalmente, es posible estimar el valor de la intensidad relocalizada F_R de dos maneras, la primera es haciendo uso de los momentos axiales dipolares (VADM) asumiendo un campo GAD y la segunda es empleando la información geomagnética direccional de los datos (γ y ζ , relacionadas mediante la inclinación), siendo esta última forma, la empleada en el presente trabajo, acrecentando así la congruencia y la relación entre los valores de direcciones e intensidad relocalizados

de cada una de las componentes del CMT. La expresión para calcular la F_R se define de la siguiente forma:

$$F_R = F_S \sqrt{\frac{1 + 3\cos^2\zeta}{1 + 3\cos^2\gamma}} \quad (15)$$

Un factor a recalcar es que al llevar a cabo la relocalización de los datos, se introduce un error que se acrecenta según aumenta la distancia del sitio arqueológico con respecto al sitio de referencia estableciéndose un umbral para un error máximo de 1200 km, Casas e Incoronato (2007). Dicho error es posible estimarse para las direcciones e intensidades, mediante la diferencia angular (para las direcciones) y la diferencia entre las intensidades obtenidas dadas por el modelo IGRF-11 a lo largo y ancho de todo México para un mismo año, las cuales se relocalizan con respecto al punto de referencia y se comparan contra la dirección o intensidad obtenida de igual manera con el modelo IGRF-11 para el sitio referencia (Ciudad de México), siguiendo la metodología de (Pavón-Carrasco et al, 2015).

4.3 Construcción de las curvas

Con el fin de mitigar los valores atípicos en los datos, se hizo un remuestreo de la información a través del método “Bootstrap” según Thébault y Gallet (2010). De esta forma se generó una nueva colección de datos a partir de cada dato disponible (remuestreo), siempre tomando en cuenta el respectivo error asociado. El remuestreo de la información se hizo según las ecuaciones dadas por Thébault y Gallet (2010), donde se expone que para la obtención de nuevos valores a partir de las mediciones existentes de direcciones e intensidades se hace uso de la siguiente expresión:

$$f_i^* = f_i + e_i^{*,f} \quad (16)$$

Donde f_i^* es el nuevo valor obtenido, f_i la medición original y $e_i^{*,f}$ el error asociado. La distribución de el nuevo conjunto de datos es considerada como gaussiana o

normal. Por otro lado, el procedimiento utilizado en las edades fue analogo al ya mencionado para los valores de direcciones e intensidades, definiendose cada nuevo valor mediante la siguiente expresión:

$$t_i^* = t_i + e_i^{*,t}. \quad (17)$$

Donde t_i^* es el nuevo valor, t_i el valor original y $e_i^{*,t}$ el error asociado a la edad. La redistribución de las edades, es considerada como una distribución uniforme. De esta forma, para cada nueva colección de datos se llevó a cabo una interpolación por medio de P-Splines (splines cúbicos penalizados). Para esto, en primer instancia fue necesario establecer un modelo de regresión el cual se definió como:

$$y = B\hat{a} + \epsilon. \quad (18)$$

Donde B es la base involucrada en la obtencion de los coeficientes y a su vez contiene el numero de nodos a utilizar. La construcción de dicha base se llevo a cabo por medio de B-Splines, los cuales se definen como trozos de polinomios conectados entre si.

Posterior a la construcción de la base, se llevó a cabo la estimación de los coeficientes de regresión, minimizando la función de mínimos cuadrados ponderados:

$$S = (y - B\hat{a})'(y - B\hat{a}) + \lambda a'Pa. \quad (19)$$

Finalmente obteniendose la siguiente relación:

$$\hat{a} = (B'WB + \lambda D)^{-1}B'W'y. \quad (20)$$

Donde \hat{a} es el vector que contiene los coeficientes, W es la matriz que contiene las contribuciones relativas de cada error individual del parametro magnetico y de la edad definida de la siguiente forma:

$$W = \frac{1}{\sigma^2}. \quad (21)$$

Por su parte λ es el parametro de suavizado y D la matriz de penalización estimada a partir de la segunda derivada de la curva al cuadrado:

$$D = \int \partial_t^2 y(x) dx. \quad (22)$$

Una vez obtenidos los coeficientes, es posible la construcción de un conjunto de curvas “intermedias”, el cual posteriormente es promediado obteniendose así la CVPS maestra.

Los paso a seguir para la construcción de la curva se establecen en el diagrama de la figura 4.3.1, en donde se describe desde la necesidad de tener los valores del vector campo magnético y sus errores junto con los valores temporales y la desviación estándar, para posteriormente obtener el parámetro de suavidad y así establecer la cantidad de nodos necesarios. Ulteriormente se desarrolla el método bootstrap seguido de la interpolación por splines cubicos, lo que dará un conjunto de curvas de variación paleosecular tanto de direcciones como intensidad, las cuales se promediaran de manera independiente para obtener la curva esperada

Diagrama de flujo de la CVPS

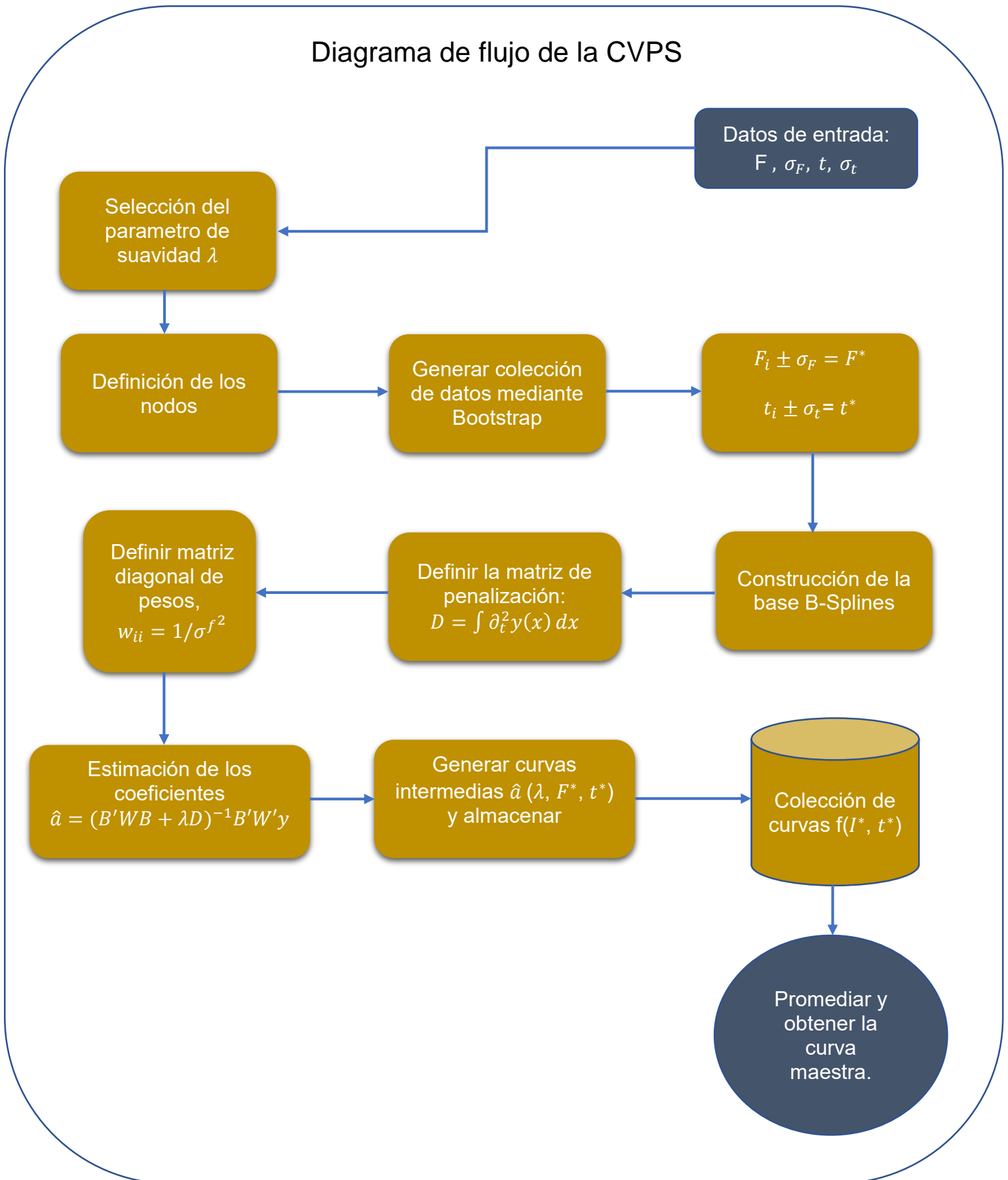


Figura 4.2. Representación esquemática del procedimiento utilizado en la generación de las CVPS

4.4 Cálculo de los jerks geomagnéticos

El análisis de los cambios abruptos o repentinos (Jerks geomagnéticos) en la CVPS fue realizado siguiendo la metodología propuesta por Pavón-Carrasco et al, (2010). Conociendo que un Jerk se caracteriza por ser un cambio repentino y de manera simultánea tanto en el máximo de la intensidad como en la curvatura direccional, se realizó la estimación respectivamente de ambos parámetros mediante las siguientes expresiones:

$$M_F(t) = -\text{sign}(\ddot{F}(t)) \frac{1}{|\dot{F}(t)|} \quad (23)$$

$$\rho_D(t) = \frac{|\dot{D}(t) \times \dot{I}(t) - \dot{I}(t) \times \dot{D}(t)|}{[\dot{D}(t) + \dot{I}(t)]^{3/2}} \quad (24)$$

Donde $\dot{F}(t)$, $\dot{D}(t)$ y $\dot{I}(t)$ y son la primera derivada de la intensidad, declinación e inclinación respectivamente, mientras que $\ddot{F}(t)$, $\ddot{D}(t)$ y $\ddot{I}(t)$ son su segunda derivada temporal. Posteriormente se indagó en investigaciones previas para comparar los resultados obtenidos con otros posibles jerks detectados en diversas zonas del mundo.

5. Resultados

La base de datos original se conformó de 306 datos arqueomagnéticos obtenidos de GEOMAGIA50.v3 (Brown et al., 2015), 267 datos históricos de HistMag (Jonkers et al., 2003), 455 datos históricos de Goguitchaichvili et al. (2020), 97 datos del Observatorio geomagnético de Teoloyucan (Hernandez-Quintero et al., 2018) y 141 datos de las estaciones geomagnéticas de México de Goguitchaichvili et al. (2021), dando un total de 1266 valores del campo geomagnético en México en un periodo de 2000 años.

No obstante, debido a los criterios de selección antes mencionados, dicha base se redujo considerablemente, sobre todo en lo que a información arqueomagnética se refiere, debido a que no contaban con el vector completo y secundariamente tenían errores asociados a las mediciones demasiado altos. Por otro lado, los datos históricos, de estaciones y del observatorio también se redujeron en gran medida debido a que algunos no contaban con información del vector completo.

Fuente	Datos obtenidos	Datos aceptados
<i>GEOMAGIA50.v3 (Brown et al., 2015)</i>	306	17
<i>HistMag (Jonkers et al., 2003)</i>	267	98
<i>Datos históricos, Goguitchaichvili et al., 2020</i>	455	439
<i>Observatorio geomagnético de Teoloyucan (Hernandez-Quintero et al., 2018)</i>	97	97
<i>Estaciones geomagnéticas de México, Goguitchaichvili et al., (2021)</i>	141	141
<i>Total</i>	1266	792

Tabla 5.1. Resumen de la información magnética

La base de datos resultante del proceso de selección contó con 792 datos magnéticos que abarcaban un rango temporal a partir del año 8 d.C. al 2015 d.C.

Sin embargo, como es posible observarse en la figura 5.1, su distribución temporal no era del todo homogénea, existiendo zonas de escasa o nula presencia de datos, lo que se traducía en saltos temporales que reducían significativamente la confianza en la base de datos y por tanto en una hipotética CVPS final, la cual presentaría un tramo de información sintética demasiado amplio.

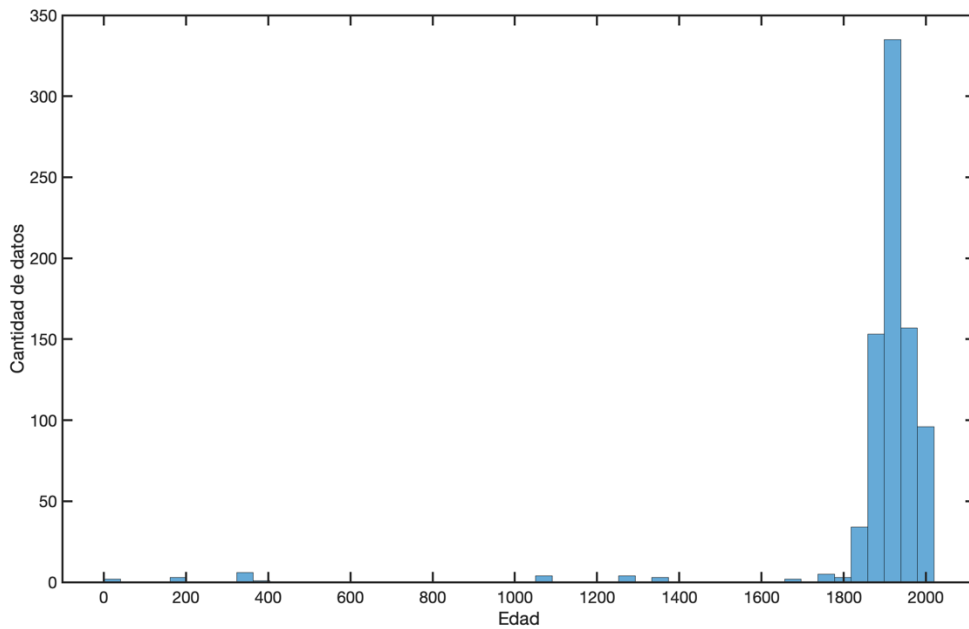


Figura 5.1. Histograma del total de datos paleomagnéticos aceptados. Se aprecia una gran ausencia de información entre los años 500 y 1000.

Debido a esto, se optó por delimitar la temporalidad de la información disponible, tomando en cuenta solo aquellos datos a partir del año 1766 d.C., para así obtener mayor homogeneidad en la distribución temporal de la información. El conjunto final de datos aceptados resultó un total de 767 datos (figura 5.2) distribuidos a lo largo de la república mexicana (figura 5.3).

<i>Fuente</i>	<i>Datos aceptados previos</i>	<i>Datos aceptados finales</i>
<i>GEOMAGIA50.v3 (Brown et al., 2015)</i>	17	4
<i>HistMag (Jonkers et al., 2003)</i>	98	86
<i>Datos históricos, Goguichaichvili et al., (2020)</i>	455	439
<i>Observatorio geomagnético de Teoloyucan (Hernandez-Quintero et al., 2018)</i>	97	97
<i>Estaciones geomagnéticas de Mexico (agregar cita)</i>	141	141
<i>Total</i>	353	767

Tabla 5.2. Resumen de información magnética

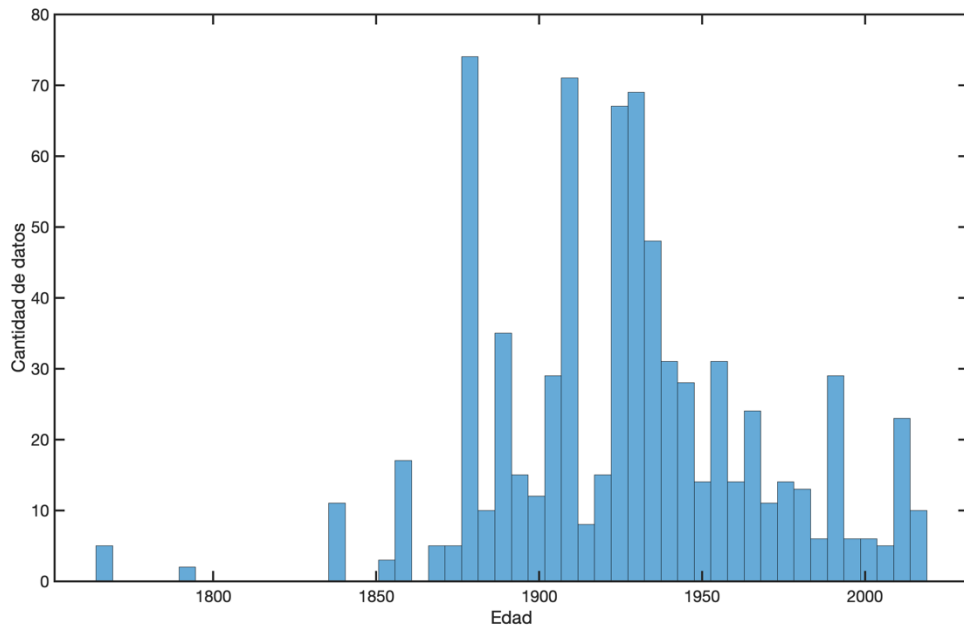


Figura 5.2. Histograma final del número total de datos paleomagnéticos

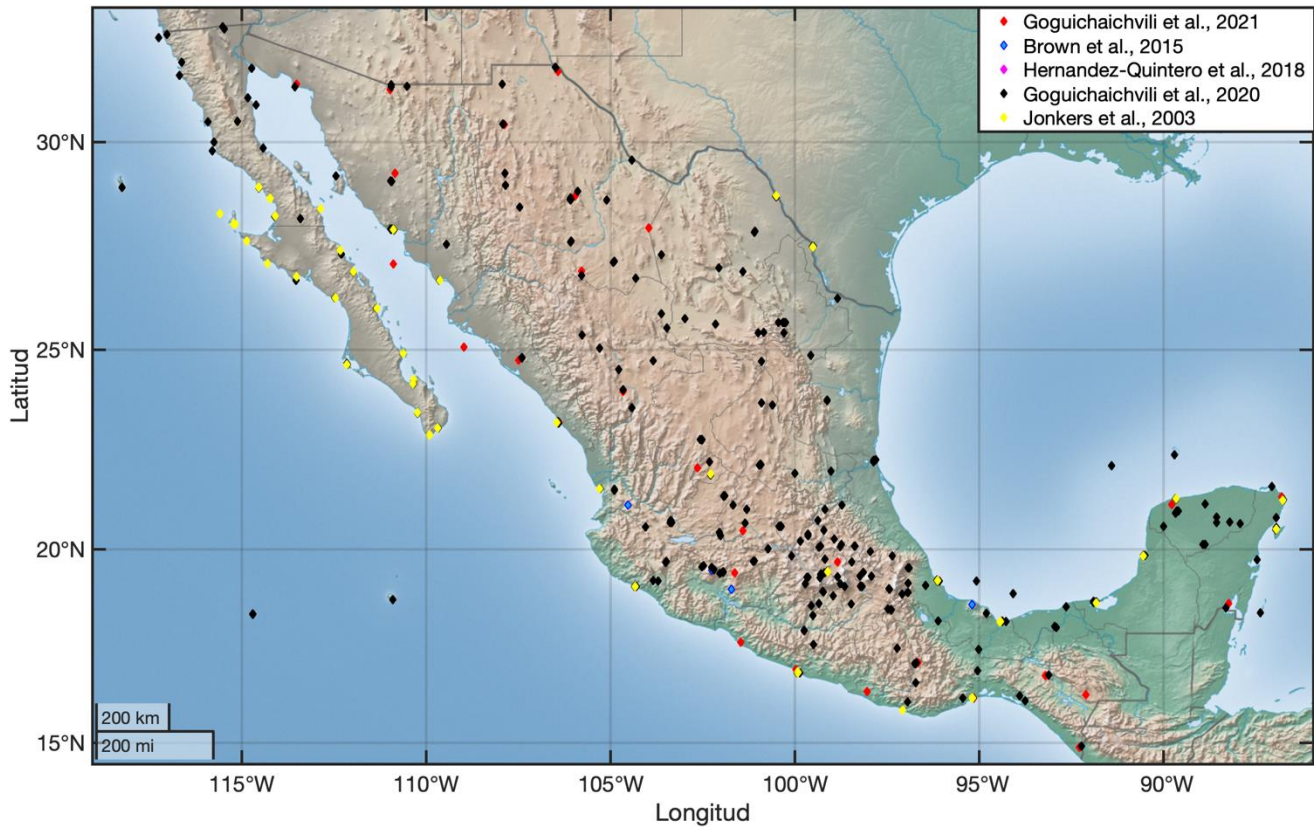


Figura 5.3. Mapa de la república mexicana elaborado en Matlab. La ubicación geográfica de los datos según su procedencia se visualiza con distinto color.

Posteriormente se llevó a cabo la relocalización de la información magnética desde el sitio arqueológico a un punto de referencia (Ciudad de México). El error ocasionado por la relocalización se puede visualizar en las figuras 5.4 y 5.5, el cual aumenta en función de la distancia al sitio de referencial, resultando estar en un rango de error de entre 3° y 4° para las direcciones y entre 0.5 – 1 μ T para la intensidad

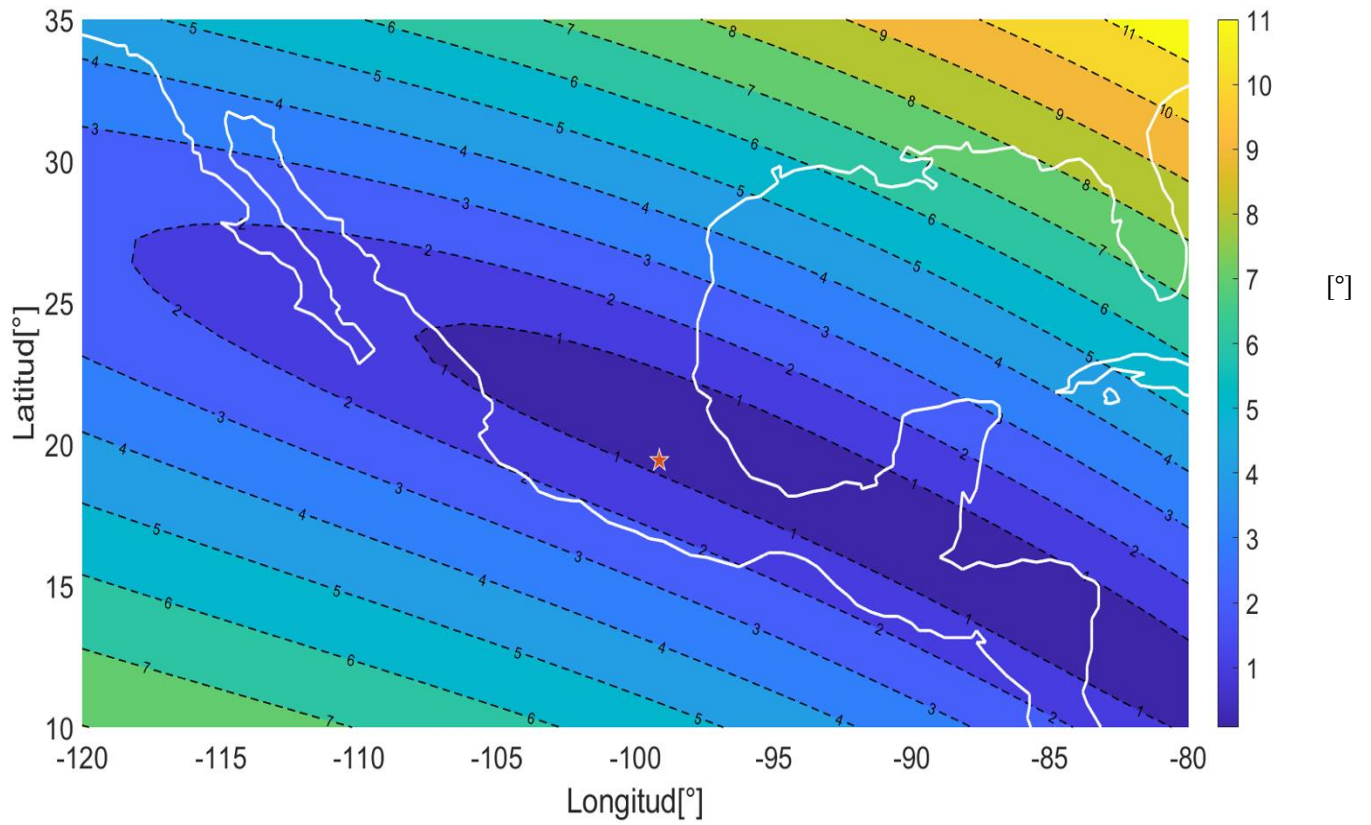


Figura 5.4. Mapa del aumento gradual del error de relocalización de las direcciones de la republica mexicana

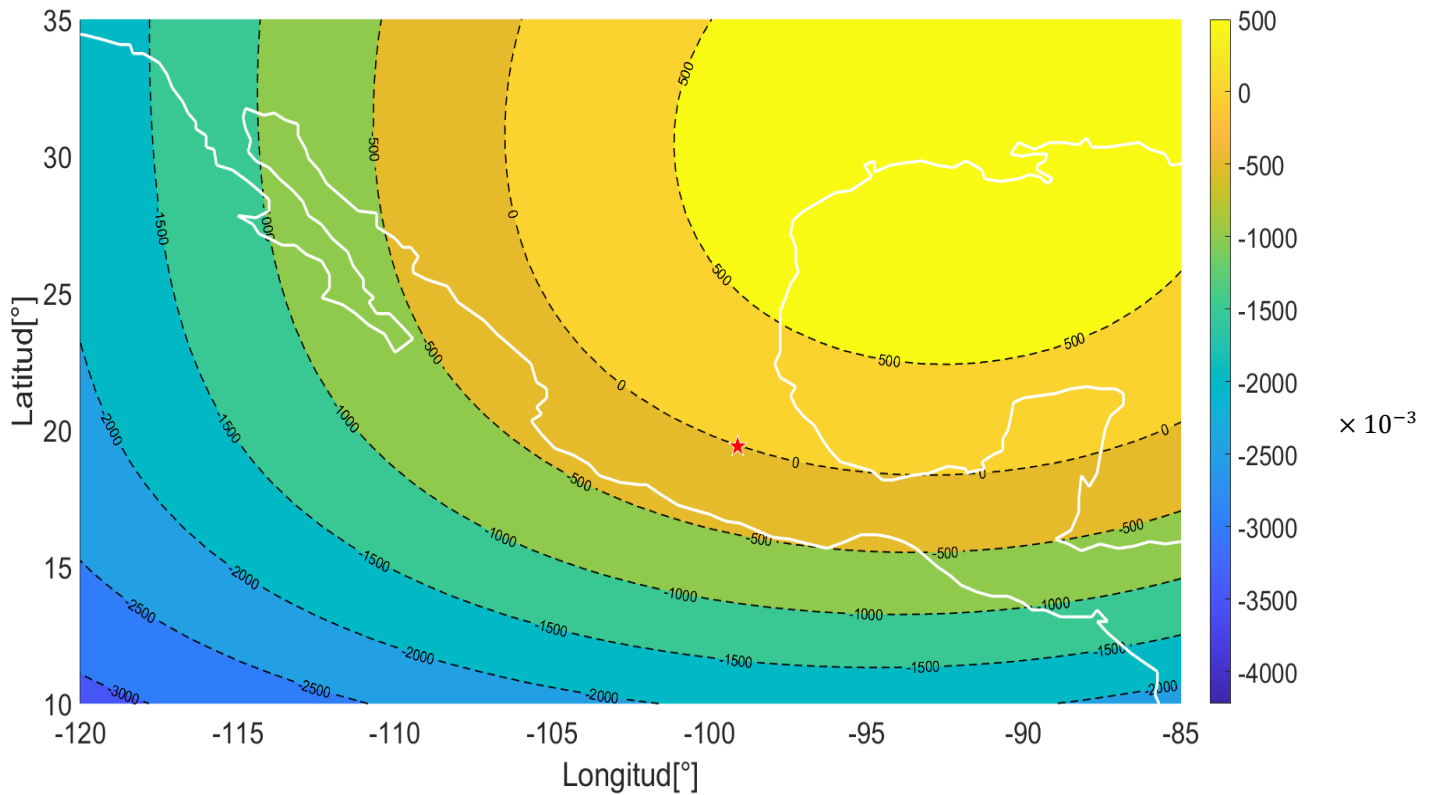


Figura 5.5. Mapa del aumento gradual del error por relocalización de la intensidad de la republica mexicana

Una vez relocalizada la información se desarrolló el método “Bootstrap”, generando así 500 nuevas colecciones de datos para cada componente magnética, que fueron interpoladas mediante P-Splines, obteniéndose así un conjunto de curvas intermedias que fueron utilizadas para construir una curva final junto con su error asociado (representado en línea punteada) de cada componente del CMT (figuras 5.6, 5.7 y 5.8).

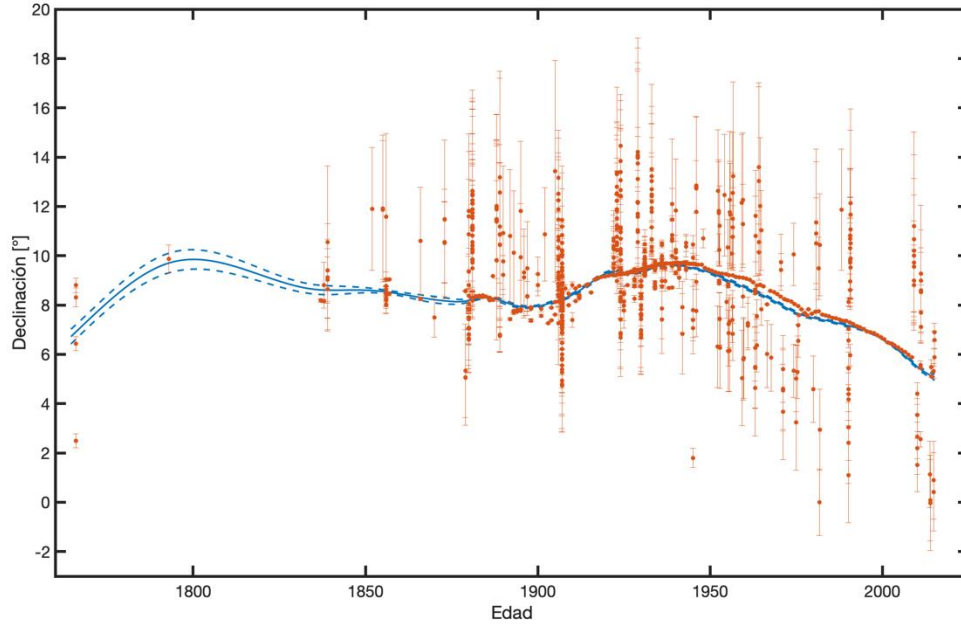


Figura 5.6. Curva de variación secular de la declinación magnética en México para los últimos 250 años

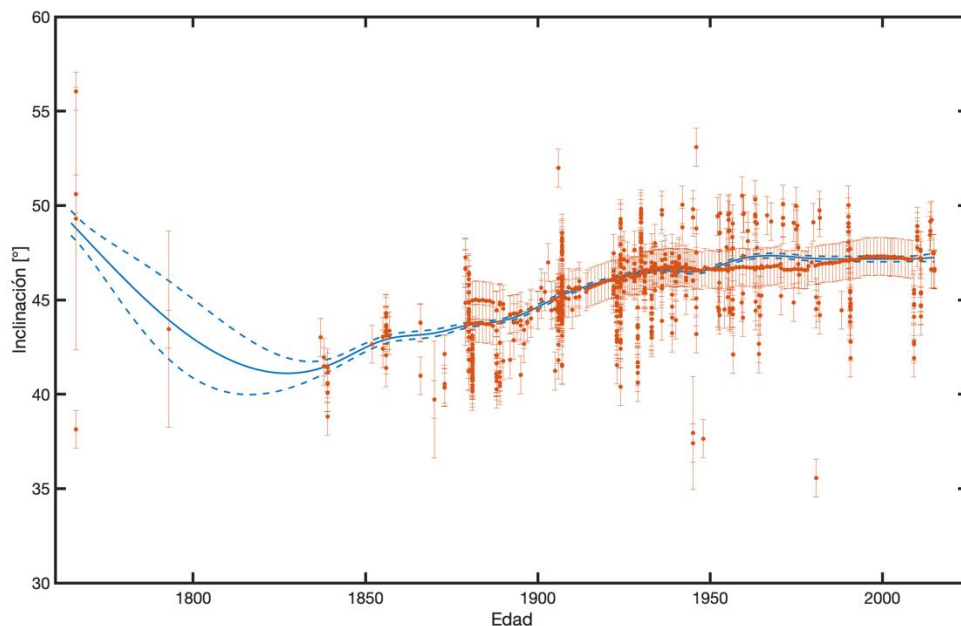


Figura 5.7. Curva de variación secular de la inclinación magnética en México para los últimos 250 años

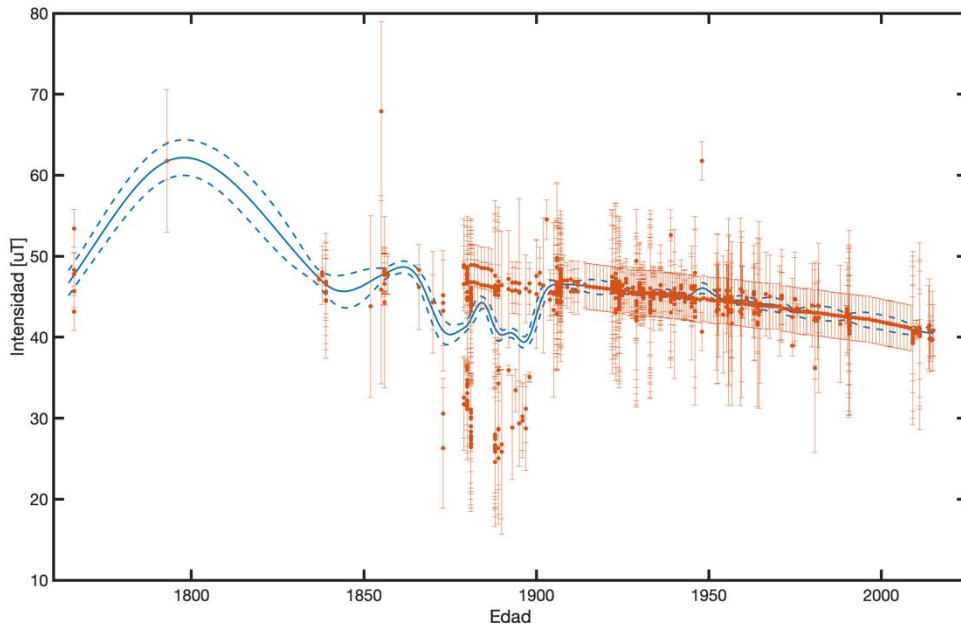


Figura 5.8. Curva de variación secular de la intensidad magnética en México para los últimos 250 años

Las curvas obtenidas fueron comparadas con las distintas CVPS disponibles para México García-Ruiz et al.(2022), Mahgoub et al. (2019), con el fin de contrastar los resultados obtenidos con aquellos ya verificados por la comunidad científica.

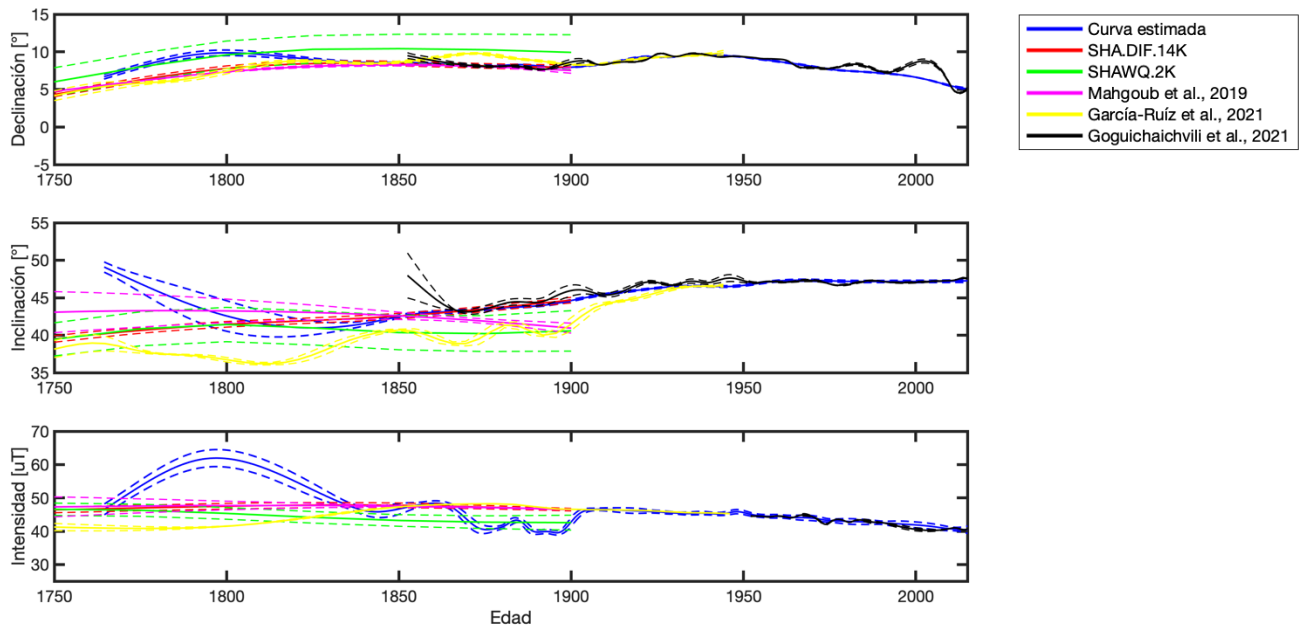


Figura 5.9. Comparación de distintas curvas de variación secular del vector completo del campo magnético en México obtenidas por modelos como por diferentes investigaciones con la curva generada en el presente trabajo.

Finalmente se estimaron la intensidad máxima y la curvatura de las direcciones con el fin de determinar la posible existencia de Jerks geomagnéticos en la CVPS elaborada.

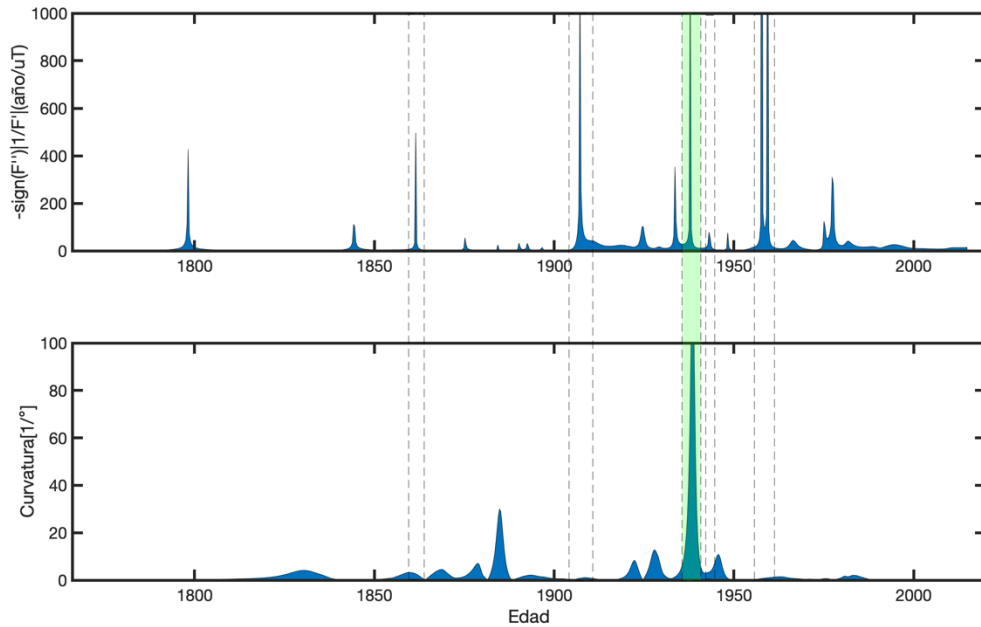


Figura 5.10. Grafica de la aceleración angular y la curvatura de las direcciones donde se visualiza un posible jerk geomagnético en el intervalo de tiempo 1900-1950.

6. Discusión

La recopilación de los valores óptimos para la construcción de una base de datos de calidad fue el reto de mayor esfuerzo y dedicación en el presente trabajo, ya que consistió en la búsqueda y análisis de la mayor cantidad de información disponible del vector completo del CMT en las distintas bases de datos paleomagnéticas. Así mismo se contempló la información presentada en varios artículos científicos enfocados en el análisis de la variación paleosecular. Como resultado de este proceso de selección, se logró construir una base de datos con información amplia y variada, reuniéndose datos arqueomagnéticos, así como un importante conjunto de información magnética resultado de mediciones directas. Este último grupo de

información es de gran relevancia pues el error asociado a dichas mediciones es mínimo, mientras que el error de la información arqueomagnética, si bien no era del todo bajo, su contribución no fue de gran peso en la curva final ya que solo cuatro valores arqueomagnéticos pasaron el proceso de selección. De igual forma, el error propiciado por la relocalización de los datos fue tomado en cuenta en la base de datos final, cobrando relevancia en la matriz contenedora de errores W y a su vez en la curva final, pues de esta forma se dio más peso a los mejores valores, es decir aquellos con los errores mínimos.

La elección de P-Splines como método de interpolación estuvo ligada a la importancia de la penalización en la construcción de una base de interpolación, ya que de esta forma se logra reducir la importancia del número y posición de los nodos contenidos en la base, además de que computacionalmente no son de difícil manejo.

Las CVPS obtenidas en el presente estudio fueron comparadas con los modelos SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014) y SHAWQ.2K (Campusano et al., 2019), presentándose visibles discrepancias tanto en las curvas direccionales como en la de intensidad para el periodo de 1750-1850 d.C., siendo esto una posible consecuencia de la escasa concentración de información y por tanto poca dispersión de los datos en dicho periodo, ocasionando que la curva tienda a comportarse de forma sintética en esta zona. Sin embargo a partir de 1850 d.C. las curvas direccionales aumentan su concordancia considerablemente con la del modelo SHA.DIF.14K, no sucediendo del mismo modo para la intensidad, en la cual el desfase es evidente. Mientras que para el modelo SHAWQ.2K la diferenciación de las curvas en los tres registros es substancial en todo el lapso temporal abarcado por la curva del modelo.

Se comparó la curva estimada en este trabajo con las presentadas por Mahgoub et al., (2019), García-Ruíz et al., (2021) y Goguitchaichivili et al., (2022). Al igual que en lo sucedido con los modelos antes mencionados, se presenta en las tres componentes del campo geomagnético una discrepancia durante el periodo de

1750 a 1850. Particularmente para la declinación, es a partir de 1850 que las curvas siguen una clara concordancia hasta el final de su respectivo dominio temporal. La inclinación por su parte presenta un desfase considerable con las curvas de Mahgoub et al., (2019) y García-Ruíz et al., (2021). Mientras que con la curva de Goguitchaichivili et al., (2022), se mantiene concordante durante todo dominio temporal. En cuanto a las intensidades, la curva estimada en este trabajo presenta un comportamiento atípico en el lapso de 1875 a 1900, atribuido a los valores de los datos aportados por Jonkers et al., 2003, los cuales resultan ser bastante bajos con respecto a lo que se consideraría un valor de intensidad típico. Con excepción de este lapso, donde existe un desfase con todas las curvas comparadas, a partir de 1900 se retoma una clara concordancia entre todos los registros comparados.

Finalmente los cálculos realizados con el fin de determinar potenciales Jerks geomagnéticos presentes en las CVPS, arrojaron como resultado un posible Jerk entre los años 1935 y 1940 donde los máximos coinciden tanto en la gráfica de la aceleración angular como en la curvatura de las direcciones. De Michelis et al., (2005) reportan dos Jerks atribuidos a los años 1932 y 1942 en Tucson (Estados Unidos), sin embargo son considerados únicamente como eventos locales. Goguitchaichivili et al., (2020) presentan un análisis de los posibles Jerks presentes en un rango temporal de 1800 a 1940, señalando un Jerk alrededor del año 1850, sin embargo en su gráfico de máxima intensidad y curvatura direccional, se puede apreciar otro posible Jerk alrededor del año 1940, coincidente con el señalado en este estudio. No obstante, se desconoce la razón por la cual dicho Jerk no fue señalado en su estudio.

7. Conclusión

Como resultado de este trabajo se obtuvo una base de datos de calidad, organizada y revisada que presenta la información del vector completo del CMT para los últimos 250 años en la república mexicana, además de un criterio de selección para los distintos tipos de datos magnéticos.

En cuanto a las CVPS obtenidas, se concluye un visible comportamiento sintético en los primeros 50 años, sin embargo consideramos que a pesar de este lapso temporal, las curvas cuentan con una dispersión homogénea en la información utilizada, además de que el contraste con las CVPS generadas por modelos y otros autores, es congruente en la mayoría del dominio temporal establecido, por lo que resulta una herramienta de datación fiable.

Se reporta la existencia de un potencial Jerk geomagnético entre los años 1935-1940 con similitudes al registrado en Tucson (Estados Unidos) y al observado en las curvas de información magnética histórica de México.

A manera de epílogo, es importante recalcar la importancia del estudio de la variación secular del campo magnético de la Tierra, pues como se ha demostrado a lo largo de este trabajo, resulta de gran relevancia en distintas aplicaciones de la geofísica y arqueología. En este sentido, creemos que los resultados obtenidos en el presente estudio contribuyen a la reconstrucción del pasado del campo magnético en México, del cual todavía hay mucho por descubrir, ya que nuestra nación tiene el privilegio de contar con un rico patrimonio arqueológico, que está a la espera de nuevos estudios e investigaciones.

8. Referencias

- Béguin, A., Pimentel, A y de Groot, L. V. 2021. Full-Vector Paleosecular Variation Curve for the Azores: Enabling Reliable Paleomagnetic Dating for the Past 2 kyr. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(2). <https://doi.org/10.1029/2020JB019745>
- Bidegain, J. y Yamile R. 2004. Mineralogía magnética Y Registros De Susceptibilidad En Sedimentos Cuaternarios De Polaridad Normal (Brunhes) Y Reversa (Matuyama) De La Cantera De Juárez, Provincia De Buenos Aires. *Revista De La Asociación Geológica Argentina* 59(3): 451-61. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/1427>.
- Brown, M., Donadini, M. Korte, A. Nilsson, K. Korhonen, A. Lodge, S. Lengyel y C.G. Constable. 2015. GEOMAGIA50.v3: 1. General structure and modifications to the archeological and volcanic database, *Earth Planets Space* 67:83, doi:10.1186/s40623-015-0232-0
- Butler, R. 2004. PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Portland, Oregon: Edición electronica.
- Carmona, J., Osete, L. Campuzano, S. Pavón-Carrasco, J. y Larrazabal, J. 2014. El Arqueomagnetismo como técnica de datación: Ejemplo en Fonte Do Milho, un Poblado de la Segunda edad del Hierro e Inicios del Imperio. *Actas de Las IV Jornadas de Jóvenes Investigadores Del Valle Del Duero*, 175–186.
- Casas, L. e Inconato, A. 2007. Distribution analysis of errors due to relocation of geomagnetic data using the “Conversion via Pole” (CVP) method: Implications on archaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 169(2), 448–454. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03346.x>
- Cifuentes G. 2009. Monitoreo Geomagnetico del Volcan Popocateptl. Tesis de Maestría para obtener el titulo de Maestro en Ciencias, Instituto de Geofisica, Universidad Nacional Autonoma de México, México, 4-11.
- Clement, B. M. 2004. Dependence of the duration of geomagnetic polarity reversals on site latitude. *Nature*, 428(6983), 637–640.
- García-Ruiz, R., Goguitchaichvili, A. Pavón-Carrasco, F. J. Soler, A. M. Pérez-Rodríguez, N. Osete, M. L. Morales, J., y Kravchinsky, V. 2022. Fluctuations of magnetic inclination and declination in Mexico during the last three millennia. *Quaternary Geochronology*, 71(October 2021). <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101309>
- García-Ruiz, R., Pérez-Rodríguez, N. Goguitchaichvili, A. Rodríguez Ceja, M. Morales, J. Soler, A. M., y Urrutia-Fucugauchi, J. 2021. On the absolute geomagnetic intensity

fluctuations in Mexico over the last three millennia. *Journal of South American Earth Sciences*, 106(September 2020). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102927>

Goguichaishvili, A., y Morales, J. 2019. Curva direccional de la variación paleosecular de mesoamerica para los ultimos tres milenios. 9, 1–4.

Goguitchaichvili, A., Hernández-Quintero, E. García-Ruiz, R. Kravchinsky, V. Cejudo, R. y Cifuentes, G. 2022. Secular variation of the Earth's magnetic field revealed by Mexican Geomagnetic Repeat Stations during the last two centuries. *Journal of South American Earth Sciences*, 113(December 2021). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103652>

Goguitchaichvili, A., Hernández-Quintero, E., García, R., Cejudo, R., Cifuentes, G., y Cervantes, M. (2020). Fluctuation of the Earth's magnetic field elements in Mexico revealed by archive documents since 1587. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 300(January).

Gubbins, D. y Herrera-Bervera, E. 2007. San Diego: Instituto de Geofísica y Física Planetaria, 1-6.

Guerrero-Sandoval, X., 2003. Análisis arqueomagnético de estucos del valle de México. Tesis de Física. Fac. Ciencias, UNAM. 31 pp.

Hernández-Quintero, E., Goguitchaichvili, A. García-Ruiz, R. Cervantes-Solano, M. y Cifuentes-Nava, G. 2018. More than 100 uninterrupted years of geomagnetic record in Mexico: Implications in the absolute dating of some historic buildings. *Arqueología Iberoamericana*, 39, 36–43. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106433>

Hueda, Y., 2000. Fechamiento arqueomagnéticos de estucos de los sitios de Teopancazco, Teotihuacan y Templo Mayor, Tenochtitlan. Tesis de Licenciatura en Arqueología, ENAH, México, 128 pp

Jonkers, A. R. T., Jackson, A. y Murray, A. 2003. Four centuries of geomagnetic data from historical records. *Reviews of Geophysics*, 41(2). <https://doi.org/10.1029/2002RG000115>

Lanza, R., y Meloni A. 2006. The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologist. Alemania: Editorial Springer, 1-66.

LATHAM, A. G., H. P. SCHWARZ y D. C. FORD, 1986. The paleomagnetism and U-Th dating of Mexican stalagmite, DAS2. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79, 195-207.

Macmillan, S. y Finlay, C. 2011. The international Geomagnetic Reference Field. En Manda y M., Korte, M., *Geomagnetic Observations and Models*, IAGA, UK Springer, 5, 265-275.

- Mahgoub, A. N., Juárez-Arriaga, E. Böhnel, H. Siebe, C. y Pavón-Carrasco, F. J. 2019. Late-Quaternary secular variation data from Mexican volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 519, 28–39. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.001>
- Michelis, P. De. (2005). Geomagnetic jerks: observation and theoretical modeling. *Memorie Della Società Astronomica Italiana*, 76(1978), 957–960. <http://www.earth-prints.org/handle/2122/3917>
- Noël, M., y Batt, C. M. 1990. A method for correcting geographically separated remanence directions for the purpose of archaeomagnetic dating. *Geophysical Journal International*, 102(3), 753–756. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb04594.x>
- Pavón-Carrasco, F. J., M. L. Osete, J. M. Torta, y L. R. Gaya-Piqué. 2008, A regional archaeomagnetic model for the palaeointensity in Europe for the last 2000 years and its implications for climatic change, *Pure Appl. Geophys.*, 165(6), 1209–1225, doi:10.1007/s00024-008-0354-4.
- Pavón-Carrasco, F. J., Marsal, S. Campuzano, S. A. y Torta, J. M. 2021. Signs of a new geomagnetic jerk between 2019 and 2020 from Swarm and observatory data. *Earth, Planets and Space*. <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01504-2>
- Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M. L. y Torta, J. M. 2010. Regional modeling of the geomagnetic field in Europe from 6000 to 1000 B.C. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(11), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2010GC003197>
- Pavón-Carrasco, F. J., Osete, M. L. Campuzano, S. A., McIntosh, G. y Martín-Hernández, F. 2015. Recent developments in archeomagnetism: The story of the earth's past magnetic field. *New Developments in Paleomagnetism Research*, March 2016, 99–158.
- Sánchez-López, F. 2005. Nuevos fechamientos arqueomagnéticos de Xalla y Teopancazco, zonas habitacionales de Teotihuacan. Tesis de Física, Fac. Ciencias, UNAM. 90 pp.
- Soler-Arechalde, A. M., Caballero-Miranda, C. Urrutia-Fucugauchi, J. Osete-López, M. López-Delgado, V. Goguitchaichvili, A y Barrera-Huerta, A. 2019. An updated catalog of prehispanic 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. E-pub 30 de octubre de 2019.
- Soler-arechalde, A. M., Caballero-miranda, C. Osete-lópez, M. L. López-Delgado, V. Goguitchaichvili, A. Barrera-Huerta, A. Urrutia-fucugauchi, J. Caballero-Miranda, C. y Urrutia-Fucugauchi, J. 2019. Galley proofs variation reference curve. 71(2).
- Soler-Arechalde, A. M., Caballero-miranda, C. Osete-lópez, M. L. López-delgado, V. Goguitchaichvili, A. Barrera-huerta, A. Urrutia-fucugauchi, J. Caballero-miranda, C., y Urrutia-fucugauchi, J. 2019. Galley proofs variation reference curve. 71(2).

- Soler-Arechalde, A. M. 2006. Investigaciones arqueomagnéticas en México-Fundamentos. Historia y Futuro. Monografías del Instituto de Geofísica. No. 10
- Soler-Arechalde, A. M. 2014. Arqueomagnetismo en México 1965-2013. *LatinMag Letters*, 4(4), 1–14.
- Tauxe, L., Banerjee, S.K. Butler, R.F y Van Der Voor. 2018. *Essentials of Paleomagnetism*, quinta edición, sitio web: <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/#x1-18002r12>
- Tchibinda Madingou, B., Perrin, M. Hervé, G. Hernández Cardona, A. Alva-Valdivia, L. M y Cruz Antillón, R. 2021. First Full Vector Archeomagnetic Data from Northern Mexico. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(10). <https://doi.org/10.1029/2021GC009969>
- Thebault, E., y Gallet, Y. 2010. A bootstrap algorithm for deriving the archeomagnetic field intensity variation curve in the Middle East over the past 4 millennia BC. *Geophysical Research Letters*, 37(22), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2010GL044788>
- Urrutia, J., 1996. Palaeomagnetic study of the Xitle-Pedregal de San Angel lava flow, southern Basin of Mexico. *Phys. Earth and Planet. Int.* 97, 177-196.
- Wolfman, D. 1990 *Archaeomagnetic Dating in Arkansas and the Border Areas of Adjacent States-II*, in Eighmy J.L., Sternberg R.S. (eds.), *Archaeomagnetic dating: Tucson*, The University of Arizona Press, pp. 237-260.
- Wolfman, D., 1973. *A re-evaluation of Mesoamerican chronology: AD 1-1200*. Tesis de Doctorado, Colorado University, 293 pp.