



# UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLAS DE HIDALGO

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA  
TIERRA

“ESTUDIO COMBINADO PALEOMAGNÉTICO Y  
PETROMAGNÉTICO DE FLUJOS DE LAVA ASOCIADOS AL  
RIFT TEPIC-ZACOALCO EMITIDOS DURANTE LOS CRHONES  
GEOMAGNÉTICOS GAUSS Y GILBERT”

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:  
MAESTRO EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL  
TERRITORIO

PRESENTA:

ULISES DEMIAN DÍAZ ORTEGA

ASESOR:

Dr. MIKHAIL OSTROOUMOV

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA  
TIERRA

COASESOR:

Dr. AVTO GOGICHAISVILI

INSTITUTO DE GEOFÍSICA CAMPUS MORELIA  
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MÉXICO

MORELIA MICHOACAN  
JULIO DE 2019



De Máximo: el dominio de sí mismo y el no dejarse arrastrar por ninguna clase de impulsos, fueran cuales fuesen; el valor en todas las circunstancias, muy especialmente en el curso de las enfermedades; aquella mezcla de dulzura y nobleza que daban tan grato sello a su carácter; aquel su ánimo generoso que le hacía cumplir sin esfuerzo cuantos trabajos se le deparaban; la confianza que sabía inspirar de que su pensamiento y su palabra eran una sola y única cosa y de que cuanto hacía era movido por la buena intención...

*-Meditaciones, Marco Aurelio-*

## **AGRADECIMIENTOS**

Gratitud es el sentimiento que experimenta una persona al estimar un favor o beneficio que alguien le ha concedido. Al sentir gratitud, el sujeto desea corresponder el mencionado favor de alguna manera.

Gracias a todas esas bellas personas que dedican su vida a una de las más nobles causas, la educación. Hoy soy un profesional, profesor, investigador y mejor persona gracias a sus enseñanzas.

Gracias Profes.

Quiero externar mi principal gratitud al Dr. Avto y al Dr. Cervantes, gracias por estar y por seguir estando cuando los he necesitado y en todo momento.

Gracias a ti corazón por impulsarme siempre.

El presente trabajo se realizó en el Instituto de Geofísica de la UNAM con el apoyo del proyecto UNAM-DGAPA PAPIIT n In101717.

<b>Resumen</b>	<b>6</b>
<b>Abstract</b>	<b>7</b>
<b>Introducción</b>	
<b>Capítulo 1 Fundamentos de Paleomagnetismo</b>	
1.1 Generalidades del campo magnético de la Tierra.....	11
1.1.1 Origen del Campo Magnético de la Tierra (CMT).....	11
1.1.2 Modelo del Geo Dínamo Axial (GAD).....	12
1.1.3 Esféricos armónicos.....	14
1.2 Unidades usadas en paleomagnetismo.....	19
1.3 Fundamentos de magnetismo de rocas.....	20
1.3.1 Minerales magnéticos .....	20
1.3.2 Dominios magnéticos.....	22
1.3.3 Ciclo de Histéresis.....	24
1.3.4 Tipos de magnetismo de rocas.....	25
1.3.5 Magnetismo a nivel atómico .....	27
1.3.6 Temperatura de Curie.....	32
<b>Capítulo 2 Variaciones del campo magnético de la Tierra</b>	
2.1 Polos Geomagnéticos .....	35
2.2 Variación secular.....	36
2.3 Inversiones y excursiones .....	37
2.4 Escala de Polaridades Geomagnética (GPTS).....	38
2.5 Excursiones geomagnéticas en el cron de Brunhes.....	41
2.6 Polaridades geomagnéticas durante el Plioceno-Pleistoceno.....	43
2.7 Anomalías Magnéticas Marinas (MMA).....	45
<b>Capítulo 3 Contexto geológico del área de estudio y detalles de muestreo</b>	
3.1 Contexto geológico regional (Faja Volcánica Trans Mexicana).....	47
3.1.1 El Rift Tepic-Zacoalco .....	49
3.1.2 Placa de Rivera.....	52
3.1.3 Bloque Jalisco .....	52
3.1.4 Provincia de la Sierra Madre Occidental.....	52
3.1.5 Baja California y la Provincia Extensional del Golfo.....	53
3.1.6 Vulcanismo Bimodal.....	54
3.1.7 Vulcanismo en el periodo Cuaternario.....	54
3.1.8 Patrón de los afloramientos del Plioceno .....	55
3.2 Características del El Rift Tepic Zacoalco.....	56
3.2.1 Deposición de ignibritas durante el Plioceno en el rift Tepic Zacoalco...	56
3.2.2 Basaltos altos en TiO <sub>2</sub> del Plioceno .....	57
3.2.3 Derretimiento de la parte superior de la corteza y deposición de basaltos.....	58
3.2.4 Fronteras del rift Tepic-Zacoalco.....	60
3.2.5 Evidencia de Extensión en el Rift Tepic-Zacoalco durante el Cuaternario.....	60
3.2.6 Modelos previos del desarrollo del Rift.....	61

3.3 Localización del área de estudio y muestreo.....	62
<b>Capítulo 4 Metodología</b>	
4.1 Tratamientos magnéticos (Desmagnetización por Campos alternos) .....	66
4.2 Métodos estadísticos (estadística de Fisher).....	67
4.3 Polos geomagnéticos y rotaciones.....	70
4.3.1 Determinación de los polos geomagnéticos virtuales VGP.....	70
4.3.2 Límites de confianza en polos.....	72
4.3.3 Direcciones esperadas de campo magnético.....	75
4.3.4 Rotaciones en tectónica regional.....	77
4.3.5 Rotaciones y achatamientos (Flattening).....	78
<b>Capítulo 5 Preparación de muestras y tratamientos magnéticos</b>	
5.1 Preparación de las muestras.....	80
5.2 Medición de la magnetización remanente natural (NRM).....	81
5.3 Metodología de la desmagnetización por campos alternos (AF).....	82
5.4 Determinación de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas termomagnéticas K-T).....	83
<b>Capítulo 6 Resultados y discusión</b>	
6.1 Curvas de susceptibilidad termomagnética K-T.....	85
6.2 Determinación de la paleodirecciones .....	86
<b>Conclusiones</b> .....	95
<b>Bibliografía</b> .....	97

## Resumen

Mediante técnicas paleomagnéticas fue posible determinar 17 direcciones de un total de 21 sitios de estudio, de las cuales 4 tienen una polaridad normal, 8 polaridad invertida y 5 con polaridades intermedias, de estas últimas cuentan con un cono de certidumbre que va desde los 2.5 hasta los 22°. Las muestras provienen de flujos de lavas localizados a lo largo del Rift Tepic- Zacoalco. Las cuales cuentan con pruebas radiométricas de alta calidad que reportan edades entre los 3 y 5Ma.

Se realizaron pruebas de magnetismo de rocas las cuales permiten obtener la variabilidad de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas k-T), la mayoría de las muestras tienen una sola fase con una temperatura de Curie cercana a los 570 °C la cual es representativa de titanomagnetita pobre en titanio. En el caso de los sitios que cuentan con dos, la primera fase se localiza alrededor de los 360°C, mientras que la segunda y fase dominante se encuentra aproximadamente a los 560°C lo cual es consistente con titanomagnetita con alto y bajo contenido en titanio.

Descartando las polaridades intermedias y realizando una inversión de las polaridades invertidas, fue posible calcular el promedio paleomagnetico con Dec= 347.4°, Inc=29.2°, N=12,  $\alpha_{95}$ =9.7°. La posición del polo geomagnético virtual obtenido es PLat= 77.9°N, PLong = 160.3°E, A95 = 6.83°, N = 21.

Comparando el polo obtenido con las curvas de deriva polar aparente para América del Norte (APWP) publicadas por Besse y Courtillot (2002) y Torsvik et al., (2008) las cuales fueron calculadas para una ventana de 5Ma, se observa una diferencia significativa, la cual puede atribuirse a un posible desplazamiento independiente del Bloque Jalisco respecto de la placa norteamericana.

Considerando las edades radiométricas de cada muestra y la polaridad determinada fue posible construir una columna de polaridades geomagnéticas.

Palabras clave: Paleomagnetismo, paleopolos, rift, Tepic-Zacoalco, tectónica.

**Abstract**

Using paleomagnetique techniques it was posible to determine 17 directions from a total of 21 study sites, of which 4 have normal polarity, 8 reverse polarity and 5 intermediate polarities, the last ones have a cone of certainty that ranges from 2.5 to 22°. The samples comes from lava flows located along the Tepic-Zacoalco Rift. Which have high quality radiometric tests that reporta ges between 3 and 5Ma.

Rock magnetism tests were performed which allow to obtain the variability of magnetic susceptibility as a function of temperature (kT curves), most of the samples have a single phase close to 570 ° C which is representative of poor in titanium titanomagnetite. In the case of sites that have two phases, the first one is located around 360 ° C, while the second and dominant phase is approximately 560 ° C which is consistent with titanomagnetite with high and low content in titanium.

By discarding the intermediate polarities and inverting the reverse polarities, it was possible to calculate the paleomagnetic average with Dec = 347.4 °, Inc = 29.2 °, N = 12,  $\alpha_{95} = 9.7$  °. The position of virtual geomagnetic pole the obtained is PLat = 77.9 ° N, PLong = 160.3 ° E, A95 = 6.83 °, N = 21.

Comparing the pole obtained with the apparent polar drift curves for North America (APWP) published by Besse and Courtillot (2002) and Torsvik et al., (2008) which were calculated for a 5Ma window, a significant difference is observed, which can be attributed to a possible independent displacement of the Jalisco Block with respect to the North American plate.

Considering the radiometric ages of each sample and the determined polarity, it was possible to construct a column of geomagnetic polarities.

## **Introducción**

La Tierra tiene un campo magnético (CMT) que orienta a las brújulas hacia el norte, pero también sabemos que esto no siempre ha sido así, ya que el campo magnético terrestre varía todo el tiempo, y además sufre inversiones, es decir, sus polos magnéticos cambian de posición.

Las variaciones que presenta el campo magnético terrestre (tanto en dirección como en intensidad), en tiempos geológicos, pueden indicar que la acción del geodínamo en el núcleo externo está siendo modulada por un estado convectivo del manto inferior. Esto a su vez puede aportar información sobre el ritmo de expansión del piso oceánico, vulcanismo, el ciclo tectónico terrestre y la deriva polar. Estas variaciones en tiempo y espacio del CMT son el objeto de estudio del paleomagnetismo.

Desde hace cinco décadas se han utilizado los datos paleomagnéticos direccionales y la intensidad del Campo Magnético de la Tierra (CMT) para estudiar su estructura ya que el conocimiento preciso de sus variaciones en el tiempo puede aportar información de gran importancia sobre la evolución del núcleo terrestre y del límite núcleo-manto (Glatzmaier, 1999, Coe et al., 2000, Goguitchaichvili et al., 2003 y 2004; Tauxe and Staudigel, 2004).

Actualmente, se piensa que las inversiones de polaridad geomagnética ocurren espontáneamente como resultado de la acción normal del dínamo, más que por un efecto externo. Si este es el caso, es de esperar que en los periodos en los que la frecuencia de las inversiones geomagnéticas sea sustancialmente diferente, dichos periodos se caractericen por diferentes formas de variación secular. Dos de estos periodos fueron el Supercron Normal Cretácico (CNS: 83-124Ma); cuando el campo se encontraba predominantemente en un estado de polaridad, es decir, no hubo inversiones; y el periodo Jurásico (145-200Ma) cuando las inversiones se presentaron con una rapidez promedio de 4.6 inversiones cada millón de años.



Actualmente los estudios paleomagnéticos realizados en rocas volcánicas han producido datos de alta calidad técnica que han permitido mejorar significativamente los modelos del CMT y de su variación secular PSV (Johnson y Mc Fadden 2013, Tauxe et al., 2003, Mejía et al., 2004). Esto trajo como consecuencia la necesidad de revisar sistemáticamente con criterios de calidad estrictos los datos paleomagnéticos más antiguos con la finalidad de descartar algún sesgo metodológico o de baja precisión que pudieran comprometer la calidad y las implicaciones de los modelos de CMT y PSV. Existen varios trabajos y recopilaciones que proponen criterios concretos sobre los datos que deben considerarse en estos modelos (Cromwell et al., 2017, Johnson et al., 2008, Perrin y Shcherbakov, 1997; Riisager et al., 2002; Cejudo Ruiz et al., 2006). Una conclusión de estas compilaciones es que los datos publicados son aún escasos, particularmente los datos de paleointensidad los cuales son del orden de diez determinaciones por millón de años para los últimos 10 millones de años, y menos de una determinación por cada millón de años en el periodo comprendido entre los 10 y 300 millones de años (Perrin, 1998). La escasez de datos es más significativa si se considera su distribución geográfica (en México cercano a los 20°N) concretamente a la Faja volcánica Transmexicana en donde el número de sitios reportados con direcciones de polaridad invertida es la cuarta parte del total (Mejía et al., 2005).

En el presente proyecto se reportan los resultados de un estudio paleomagnético realizado en rocas provenientes de las unidades volcánicas asociadas a las formaciones volcánicas asociadas al rift Tepic-Zacoalco realizado con la finalidad de describir el comportamiento del CMT en los últimos 5Ma y comparar el registro geomagnético con los modelos globales además se examinan las posibles repercusiones tectónicas y geológicas del área de estudio. Las formaciones volcánicas estudiadas en esta investigación se encuentran distribuidas a lo largo del rift Tepic-Zacoalco, localizados en los estados de Nayarit, Jalisco, Colima y Michoacán las cuales cuentan con mas de sesenta determinaciones de edades mediante métodos radiométricos publicados por Frey et al., (2007) por lo que son candidatas para estudios paleomagnéticos:

(1) Amplia distribución en grandes provincias volcánicas y de fácil acceso, (2) al tratarse de rocas volcánicas, estas registran fielmente el campo magnético existente al momento de su formación, y (3) cuentan con fechamientos radiométricos (K-Ar y/o Ar-Ar) confiables que permiten una correlación geocronológica precisa.

# Capítulo 1

## Fundamentos de Paleomagnetismo

### 1.1 Generalidades del campo magnético de la Tierra

#### 1.1.1 Origen del Campo Magnético de la Tierra (CMT)

El planeta tierra se encuentra rodeado por un manto invisible al ojo humano, sin embargo, basta con tomar en nuestras manos una brújula para observar la interacción de la aguja con éste, al momento conocemos algunas características del mismo como lo es su naturaleza magnética, de hecho, es posible medir su intensidad y distribución espacial en cualquier punto de la superficie terrestre, podemos representarlo matemáticamente y conocemos en cierta medida sus variaciones temporales. Es gracias a los estudios arqueomagnéticos y paleomagnéticos que hemos logrado describir con cierto grado de certidumbre como es que el Campo Magnético Terrestre presenta variaciones espaciales y de intensidad en función del tiempo, a pesar de lo ya antes mencionado parece increíble creer que conocemos poco acerca de su origen.

El campo magnético de la tierra se puede considerar como la superposición de tres campos los cuales tienen diferentes orígenes, el primero y principal componente del CMT es el dipolo geocéntrico axial (GAD por sus siglas en inglés) el cual abordaremos con mayor detalle en páginas consecutivas, como segunda aportación se encuentran los minerales magnéticos presentes en la corteza terrestre, una tercera aportación tiene su origen en las corrientes eléctricas que circulan en la ionósfera generadas por el viento solar.

El CMT se puede concebir como la superposición de contribuciones de diferentes orígenes según la región en la que se generan. Por encima de la corteza terrestre se localiza la ionósfera en la cual se producen corrientes eléctricas debido a la interacción del mismo campo con el viento solar, en la corteza existen minerales magnéticos los cuales realizan su propia aportación al CMT, si bien estas dos

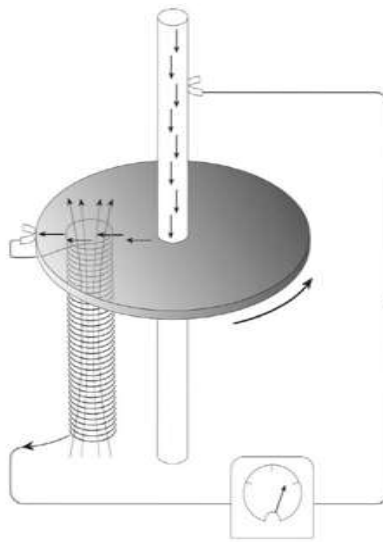
fuentes no son despreciables, resulta ser que, la principal aportación del campo magnético tiene origen en la parte fluida del interior, a este fenómeno se le conoce por el nombre de dipolo geocéntrico axial (GAD por sus siglas en inglés).

De las aportaciones al CMT antes mencionadas las dos últimas son consideradas como las componentes más estables, si bien en una primera aproximación se puede considerar al CMT como una distribución dipolar en la que existen líneas de campo salientes del polo norte y entrantes en el sur, en la realidad la distribución espacial resulta peculiar, determinada principalmente por las dos últimas aportaciones, de hecho esta distribución no solo cambia en el espacio sino que lo hace también en el tiempo. Estas variaciones temporales se pueden dividir para su estudio en dos tipos, aquellas de largo plazo también llamadas variaciones seculares las cuales pueden ser detectadas después de 5 o 10 años y son atribuidas generalmente a variaciones en los dos primeros tipos de contribuciones al campo y las de corto plazo tienen las cuales tienen un origen externo al planeta tierra y son detectadas en pequeños intervalos de tiempo a veces de fracción de segundo o incluso hasta algunos cuantos años, estas se encuentran relacionadas con fenómenos astrológicos como lo es la lluvia solar (Butler, 2004).

#### 1.1.2 Modelo del Geo Dínamo Axial (GAD)

Existen diversas teorías que abordan diferentes posibles procesos los cuales dan origen del CMT en el interior del planeta, en todas ellas se ve involucrada la propiedad de fluir que tiene el manto del planeta, el cual forma un dínamo magneto-hidrodinámico auto excitado. Para intentar explicar este fenómeno se ha creado una analogía con un dispositivo electromagnético que consta de un disco de cobre, el cual rota sobre un eje conductor perpendicular al disco, el disco interactúa con un campo magnético inicial aplicado de manera paralela al eje. Los electrones en el disco experimentan una fuerza de Lorentz al pasar a través del campo, esta fuerza es perpendicular al eje de rotación del disco haciendo que estos se desplacen hacia la orilla generando una corriente eléctrica, dicha corriente circula en una bobina que se encuentra debajo del disco, lo cual genera un campo magnético inductor en la misma dirección del campo inicial aplicado (Figura 1.1). De esta manera el sistema

se vuelve a alimentar, no obstante, para que el modelo pueda ser posible es necesario un medio conductor en movimiento, un campo magnético inicial aplicado y una fuente de energía que recupere las pérdidas por resistividad eléctrica, el primero ciertamente puede ser el magma del interior del planeta ya que en él se encuentran disueltos numerosos elementos y minerales conductores, mientras que el segundo podría ser generado por reacciones nucleares en el núcleo del planeta o minerales magnéticos presentes en la corteza, el manto y núcleo o una combinación de ambas, mientras que el calor del núcleo del planeta puede ser el responsable de convecciones térmicas en el magma.



**Figura 1.1** Representación de un dínamo auto excitado (modificado de Butler, 2004).

Al momento existen dos modelos tridimensionales publicados y que son aceptados (Roberts, 1995; Bloxham, 1996), ambos modelos describen de manera similar el campo generado en la superficie del planeta, pero difieren en el campo generado en el interior, sin embargo, se puede suponer que ambos modelos parten de una misma ecuación de estado

$$\frac{\partial B}{\partial t} = \nabla \times (U \times B) + \nu_m \nabla^2 B \quad (1.1)$$

A la ecuación 1.1 se le conoce como la ecuación de inducción magnética en la cual se expresan las variaciones del campo magnético  $B$ , el primer término del lado derecho de la ecuación describe el proceso de advección en el que,  $U$  describe el

campo de velocidades del fluido, mientras que el segundo término describe el proceso de difusión en donde  $v_m$  es la difusión magnética:

$$v_m = \frac{1}{\mu_0 \sigma} \quad (1.2)$$

En el caso particular en que  $\frac{\partial B}{\partial t} = 0$  ambos procesos (advección y difusión) se deberán encontrar en equilibrio, lo que implica que el decaimiento del campo y el reforzamiento del mismo se encuentran balanceados al menos por un periodo de tiempo, ya que se deberá considerar los momentos en los que el campo magnético experimenta excursiones o inversiones magnéticas (Butler, 2004).

### 1.1.3 Esférico armónico

Si bien en una primera aproximación el CMT se considera dipolar, la representación matemática formal del mismo requiere un estudio riguroso de la teoría electromagnética, partiendo de las ecuaciones de Maxwell para el campo magnético

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (1.3)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu \left( \mathbf{I} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \right) \quad (1.4)$$

Donde  $\mathbf{I}$  es la densidad de corriente eléctrica,  $\mathbf{D}$  es la inducción dieléctrica y  $\mu$  la permeabilidad magnética. En una región sin discontinuidades ni corrientes eléctricas, se puede asumir que  $\mathbf{B}$  se puede obtener a partir de un potencial  $V$  como sigue

$$\nabla \times \mathbf{B} = 0 \quad (1.5)$$

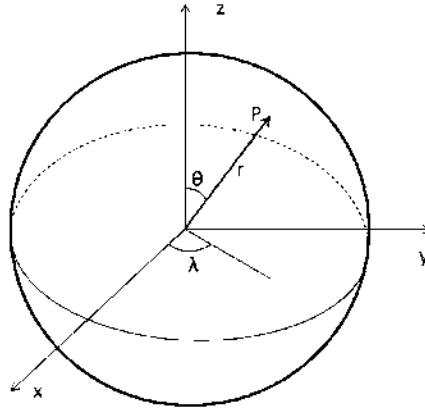
$$\mathbf{B} = \nabla V \quad (1.6)$$

Una herramienta matemática que permite analizar las variaciones espaciales del potencial es el Laplaciano el cual en coordenadas rectangulares se escribe

$$\nabla^2 V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (1.7)$$

El cual en coordenadas esféricas resulta en

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \lambda^2} = 0 \quad (1.8)$$



**Figura 1.2** Un punto P sobre la superficie de la Tierra es localizado en sus coordenadas esféricas, r es la distancia del centro del planeta,  $\theta$  la colatitud y  $\lambda$  la longitud (Butler, 2004).

Aquellas funciones que satisfacen el Laplaciano como función  $V=V(r,\theta,\lambda)$  se les conoce como funciones armónicas.

Las soluciones para el potencial en el Laplaciano pueden ser obtenidas por las técnicas llamada análisis del esférico armónico (SHA por sus siglas en inglés). La idea es poder escribir tres ecuaciones ortogonales que estén escritas en términos de una sola variable. Como  $\lambda$  varía de 0 a  $2\pi$  es necesario incluir en el cálculo funciones que sean periódicas. Es común para este tipo de derivación hacer una expansión en series de Fourier para  $\lambda$ . Mientras que para  $\theta$  se utiliza la función Smith casi normalizada (Smith, 1939). Lo anterior mencionado es equivalente a utilizar las funciones de Legendre  $P_{n,m}(\theta)$ , salvo un factor de proporcionalidad.

Las funciones de Legendre se definen por la siguiente ecuación

$$P_{n,m} = \text{sen}^m \theta \frac{d^m P_n(\theta)}{d(\cos \theta)^m} \quad (1.9)$$

Donde n denota el grado y m el orden. Para  $m=0$  los polinomios de Legendre se reducen a las ecuaciones zonales estándar:

$$P_n = \frac{1}{n!2^n} \frac{d^n}{d(\cos \theta)^n} (\cos^2 \theta - 1)^n \quad (1.10)$$

A continuación, se muestran los primeros 4 términos de esta expansión los cuales representan las variaciones latitudinales del campo magnético

$$P_0 = 1$$

$$P_1 = \cos\theta$$

$$P_2 = \frac{1}{2}(3\cos^2\theta - 1)$$

$$P_3 = \frac{1}{2}(5\cos^3\theta - 3\cos\theta)$$

$$P_4 = \frac{1}{8}(35\cos^4\theta - 30\cos^2\theta + 3)$$

Las funciones Smith usadas en geomagnetismo son polinomios de Legendre cuasi normalizados, las cuales difieren solo en un factor de proporcionalidad.

En la superficie de la Tierra una solución a la ecuación de Laplace debe incluir las dos posibilidades para que se genere el campo magnético y el potencial asociado, este puede ser original en el interior o el exterior del planeta. Esto implica que las fuentes externas que generan el campo deben adicionarse a los generados en el interior. Además, para que se cumplan las condiciones de frontera de la ecuación de Laplace es necesario que estos campos externos se generen a grandes distancias de la Tierra, también es necesario que la magnitud decrezca cayendo a cero en el centro. Para que esto pueda suceder se puede incluir una variable radial  $\left(\frac{r}{a}\right)^n$ , en el extremo opuesto, para que el campo se anule en el infinito se incluye el término  $\left(\frac{a}{r}\right)^{n+1}$ .

La expresión general para el potencial con las condiciones de frontera antes mencionadas será la siguiente:

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left( \left(\frac{r}{a}\right)^n T_n^e + \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} T_n^i \right) \quad (1.11)$$

Donde las funciones  $T_n^e$  (externas) y  $T_n^i$  (internas) son representadas por el producto de dos funciones angulares para la latitud y longitud. Estas funciones llamadas funciones esféricas armónicas  $T_n(\theta, \lambda)$  están dadas por la ecuación

$$T_n = \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^m \quad (1.12)$$



Donde  $g_n^m$  y  $h_n^m$  son las expansiones de los coeficientes del potencial magnético, que en geomagnetismo son llamados coeficientes de Gauss.

Las derivadas espaciales del potencial V se pueden definir de la siguiente manera:

$$X = \frac{\partial V}{r \partial \theta}; \quad Y = \frac{-\partial V}{r \operatorname{sen} \theta \partial \lambda}; \quad Z = \frac{\partial V}{\partial r} \quad (1.13)$$

En la superficie del planeta para  $r=a$ , las derivadas anteriores se pueden reducir a

$$X = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{dP_n^m}{d\theta} (g_n^m \operatorname{cos} m\lambda + h_n^m \operatorname{sen} m\lambda) \quad (1.14)$$

$$Y = \frac{1}{\operatorname{sen} \theta} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m (m g_n^m \operatorname{sen} m\lambda - m h_n^m \operatorname{cos} m\lambda) \quad (1.15)$$

$$Z = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m \left( (n g_n^{me} - (n+1) n g_n^{mi}) \operatorname{cos} m\lambda + (n h_n^{me} - (n+1) h_n^{mi}) \operatorname{sen} m\lambda \right) \quad (1.16)$$

Los términos  $g_n^{me}$ ,  $g_n^{mi}$ ,  $h_n^{me}$  y  $h_n^{mi}$  son los llamados coeficientes de Gauss y representan las dos posibles contribuciones del campo magnético, interno y externo.

Si consideramos ahora la expansión del potencial para  $n=1$  la ecuación que determina a V en la superficie del planeta será para cada punto  $P=P(\theta, \lambda)$

$$V_1 = \frac{a^3}{r^2} (g_1^0 P_1^0 + g_1^1 P_1^1 \operatorname{cos} \lambda + h_1^1 P_1^1 \operatorname{sen} \lambda) \quad (1.17)$$

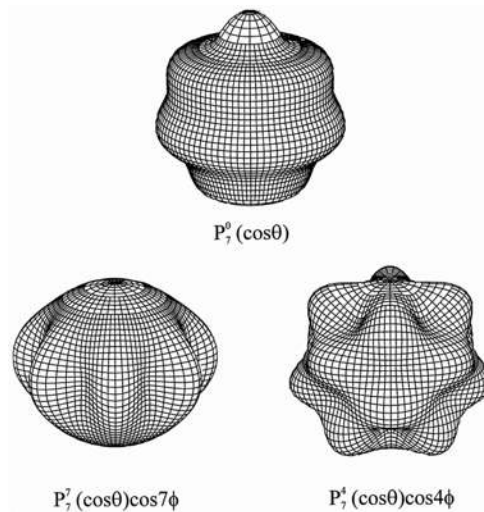
Y como ya hemos visto las funciones  $P_1^0 = \operatorname{cos} \theta$  y  $P_1^1 = \operatorname{sen} \theta$ , entonces la expresión anterior se puede reescribir de la siguiente forma

$$V_1 = \frac{a^3}{r^2} (g_1^0 \operatorname{cos} \theta + g_1^1 \operatorname{sen} \theta \operatorname{cos} \lambda + h_1^1 \operatorname{sen} \theta \operatorname{sen} \lambda) \quad (1.18)$$

Es sabido por observaciones realizadas desde 1830 hasta el día de hoy que la amplitud de la componente externa del coeficiente  $g_1^0$  con respecto de la interna es de apenas el 0.2%, mientras que para el  $g_1^1$  y el  $h_1^1$  es de tan solo el 2%, lo que implica que el campo en la superficie es mayormente generado por fuentes internas.

Este tipo de representaciones resultan un tanto ambiguas, ya que, si en el hipotético caso de que el campo fuese conocido sobre toda la superficie de la Tierra, no sería posible determinar con unicidad a las fuentes que lo generan ya que existen una

infinidad de combinaciones que proporcionarían la misma respuesta. Lo interesante de los armónicos esféricos es que explotan esta ambigüedad y se modela al campo magnético terrestre interno suponiendo que sus fuentes se encuentran exactamente en el centro. Estas fuentes son conocidas como el dipolo (armónico de grado 1), cuadrupolo (armónico de grado 2), octupolo (armónico de grado 3) etcétera. Por ejemplo, la suposición del campo magnético en la superficie de la Tierra puede ser generado por un enorme imán en la corteza debajo del polo norte puede modelarse por armónicos esféricos con un número finito de fuentes magnéticas en el centro de la Tierra. A pesar de que esta es la más sencilla de las simplificaciones es muy útil ya que nos ofrece una descripción matemáticamente muy manejable, es decir un conjunto de ecuaciones completo y ortogonal. Las fuentes internas del campo magnético presentan una dependencia radial del campo que varía con la distancia del centro  $r$  de la forma:  $r^{-(n+1)}$  donde  $n$  es el grado del armónico, lo que nos muestra que los armónicos de órdenes elevados son rápidamente atenuados hacia el exterior de la Tierra y solo el campo dipolar prevalece, por lo que es comúnmente dividido en una componente principal dipolar y componentes secundarias no dipolares. En la actualidad el campo tiene aproximadamente una configuración 80% dipolar y 20% no dipolar (tomado de Butler, 2004).



**Figura 1.3** Representación de los esféricos armónicos de orden cero, 7 y 4 (Merrill et al., 1996).

Los trabajos realizados en paleomagnetismo y arqueomagnetismo aportan datos de gran utilidad los cuales permiten describir la configuración actual y pasada del CMT, esto permite entre otras cosas determinar en qué momento de la escala geológica el campo no dipolar fue la componente principal y como afecta esto la distribución del mismo.

## 1.2 Unidades usadas en paleomagnetismo

En magnetismo es habitual hacer referencia a los siguientes términos:

**B**= inducción magnética

**H**= campo magnético

**J**= momento magnético por unidad de volumen o magnetización

En el cgs las unidades anteriores se encuentran relacionadas de la siguiente manera:

$$B = \mu_0 H + 4\pi J \quad (1.19)$$

De la ecuación anterior

$$J = \chi H \quad (1.20)$$

$\chi$  = susceptibilidad magnética

$\mu_0$  = permeabilidad magnética del espacio

B, H y J tienen las mismas unidades. Es común que algunas partículas se reporten en Gauss (G), H en oresteds (Oe) y J tanto en Gauss como en emu/cm<sup>3</sup> (electromagnetic units),  $\chi$  es una constante adimensional.

En el SI (Sistema Internacional) se utilizan las mismas unidades para B, J y H sin embargo, se agrega una cantidad adicional Mv la cual indica el momento magnético por unidad de volumen. Es importante aclarar que el símbolo Mv hace alusión a la densidad de momento magnético volumétrico mientras que el símbolo M es utilizado para el momento magnético.

En el sistema internacional se escribe la ecuación de inducción magnética como sigue

$$B = \mu_0 H + J \quad (1.21)$$

Donde  $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$  henries/m, por lo que el factor de conversión será

$$J = \frac{\chi H}{\mu_0} \quad (1.22)$$

En el SI B y J tienen las mismas unidades fundamentales (tesla T), Mv y H tienen las mismas unidades (ampere/metro A/m), de nueva cuenta  $\chi$  es adimensional (Butler, 2004).

### 1.3 Fundamentos de magnetismo de rocas

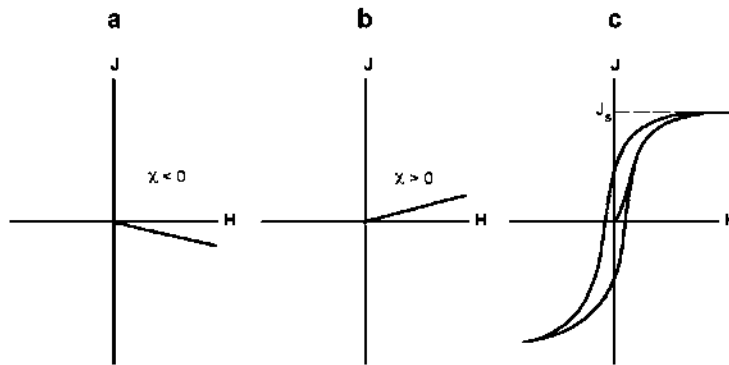
#### 1.3.1 Minerales magnéticos

En función de la susceptibilidad magnética se pueden clasificar a los sólidos en tres tipos esencialmente (Chikazumi, 1964):

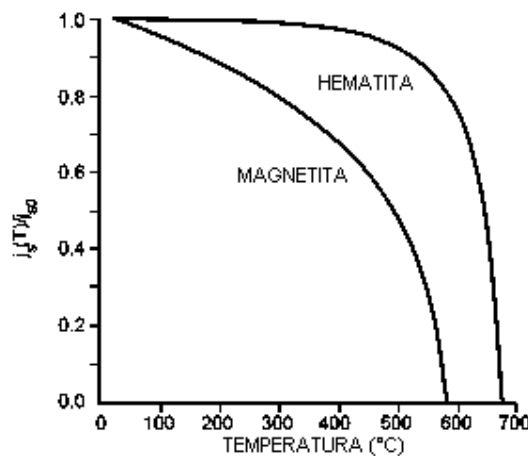
- Sólidos Diamagnéticos: estos sólidos responden adquiriendo pequeñas magnetizaciones  $J_i$  inducidas opuestas al campo aplicado H. La magnetización de estos sólidos presenta una dependencia lineal con el campo aplicado y reduce a cero cuando este es removido. La aplicación de un campo magnético altera el movimiento de los electrones en los orbitales produciendo una pequeña magnetización antiparalela.
- Sólidos Paramagnéticos: en este tipo de materiales los átomos contienen momentos magnéticos los cuales no interactúan con partículas adyacentes, los cuales adquieren magnetizaciones inducidas paralelas  $J_i$  al campo aplicado H. Al igual que los materiales diamagnéticos, la magnetización se reduce a cero cuando el campo magnético es removido.
- Sólidos Ferromagnéticos: tienen átomos como momentos magnéticos los cuales interactúan fuertemente con momentos atómicos adyacentes. En el caso de este tipo de materiales el campo de magnetización induce una magnetización varios ordenes mayor que en los sólidos paramagnéticos.

Para un mineral ferromagnético y una temperatura dada existe una magnetización máxima la cual se conoce con magnetización de saturación  $J_s$ , en este caso incrementar el campo  $H$  aplicado no implicara una mayor magnetización.

La magnetización de saturación decrece mientras se incrementa la temperatura, alcanzando el cero en la llamada temperatura de Curie  $T_c$ .



**Figura 1.4** En la imagen se muestra la magnetización  $J$  en función del campo  $H$  aplicado, a) muestra la reacción de un material diamagnético, b) un material paramagnético y c) un mineral ferromagnético (Butler, 2004).

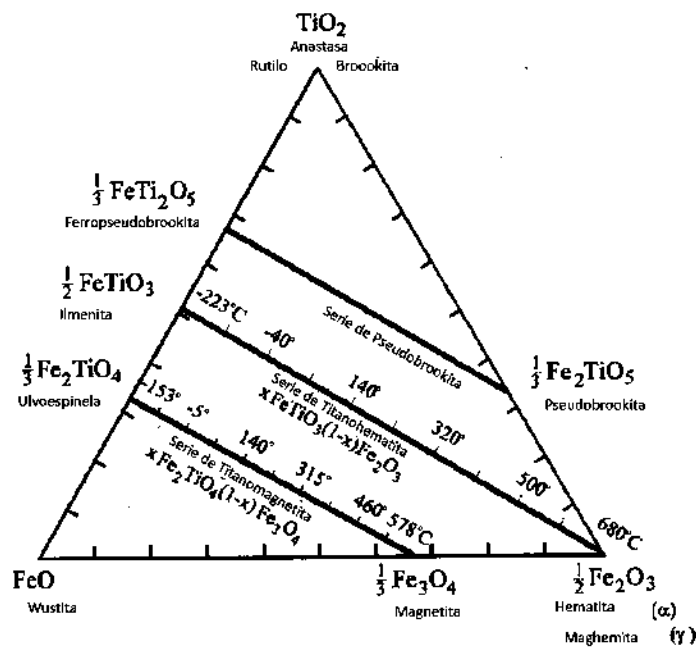


**Figura 1.5** En la gráfica se muestra la magnetización de saturación contra la temperatura para la hematita y magnetita (Butler, 2004).

Los minerales magnéticos ferromagnéticos más representativos son los óxidos de hierro-titanio (FeTi), estos minerales son generalmente opacos, y para poder hacer estudios petrográficos es necesario realizar observaciones sobre superficies pulidas

e iluminadas. En paleomagnetismo es necesario tener conocimientos elementales sobre la química y estructuras magnéticas de estos minerales, algunas cuestiones importantes son las fases de formación de cristales primarios de rocas ígneas fundidas y reacciones de sub-sólidos.

En la Figura 1.6 se muestra el diagrama terciario de los óxidos de FeTi(TiO<sub>2</sub>-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Las posiciones de izquierda a derecha indican el incremento en el rango férrico (Fe<sup>3+</sup>) a ferroso (Fe<sup>2+</sup>), mientras que el contenido de titanio va de abajo hacia arriba (Ti<sup>4+</sup>) (Butler, 2004).



**Figura 1.6** Diagrama Ternario para los compuestos TiO<sub>2</sub>-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Butler, 2004).

### 1.3.2 Dominios magnéticos

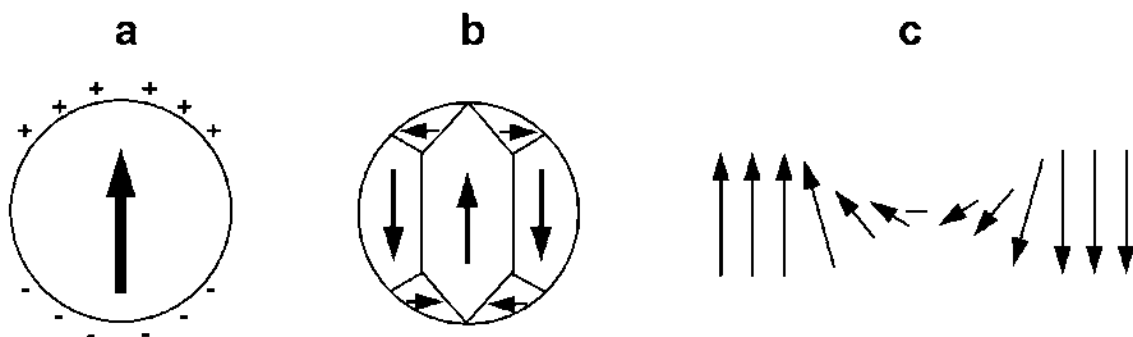
Las rocas son generalmente un ensamble de minerales ferromagnéticos dispersos en una matriz de minerales diamagnéticos y paramagnéticos. Es de interés para la discusión de distintos resultados el estudio y análisis de la magnetización de granos ferromagnéticos individuales, al mismo tiempo resulta indispensable conocer la magnetización de las rocas como el conjunto de diferentes minerales y su matriz. Para distinguir los parámetros de minerales magnéticos individuales y muestras completas se utiliza una convención en la cual se designan las letras minúsculas

para hacer alusión a los granos individuales y mayúsculas para la muestra completa, así pues, se utilizará la letra  $j$  para la magnetización de la magnetita y la letra  $J$  para la magnetización de la muestra completa.

Considérese una partícula esférica de un mineral ferromagnético con magnetización uniforme. Los momentos magnéticos atómicos pueden ser modelados como un par de cargas magnéticas, las cargas magnéticas de átomos adyacentes cancelan la magnetización en el interior, pero producen una distribución de carga en la superficie. Para una partícula esférica, un hemisferio tiene carga positiva mientras que el otro tendrá carga negativa. A este fenómeno se le conoce como energía magnetostática ( $e_m$ ). Para un grano uniforme de magnetización  $j$ ,  $e_m$  es proporcional a  $j^2$ . En el capítulo 5 se analizarán los detalles de la magnetización desde una perspectiva de la mecánica cuántica.

Un grano ferromagnético magnetización uniformemente tiene una magnetización  $j=j_s$ ,  $j_s$  es la magnetización de saturación del mineral. La energía magnetostática será máxima para materiales con una alta  $j_s$ .

La formación de dominios magnéticos reduce la energía magnetostática debido al porcentaje cubierto por cargas magnéticas, además de que cargas de signo opuesto son adyacentes en lugar de encontrarse separados. En el interior de cada uno de los minerales de dominio simple la magnetización es  $j_s$ , sin embargo, el conjunto de minerales tendrá una magnetización  $j \ll j_s$ .



**Figura 1.7** a) esfera de mineral ferromagnética uniformemente magnetizada, b) esfera de material ferromagnético subdividido en dominios magnéticos, c) rotación

de los momentos magnéticos con una pared de dominio (modificado de Butler, 2004).

Aquellos granos con un diámetro  $d > 10 \mu\text{m}$  se conocen como granos multidominio (MD). Se conoce como pared de dominio a la región que separa los dominios. Debido a la energía de intercambio entre átomos adyacentes, los momentos magnéticos atómicos giran en forma de espiral alrededor de la pared de dominio. El cual tiene una energía y ancho finitos ( $\sim 1000\text{\AA}$  para la magnetita).

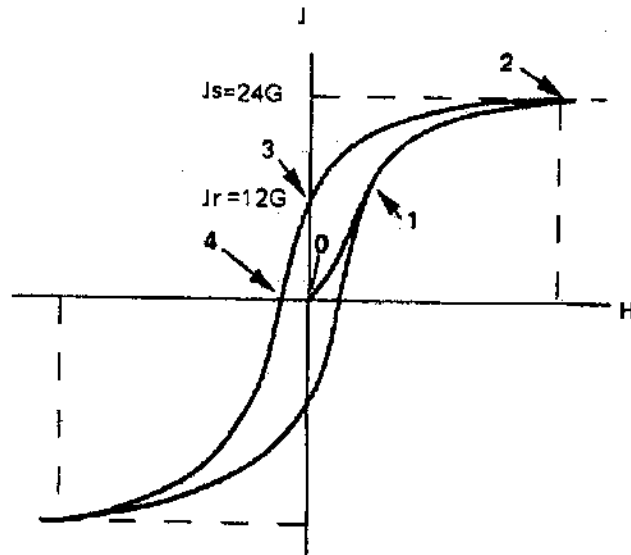
Con la reducción del tamaño de grano baja el número de dominios magnéticos. Eventualmente el grano se vuelve tan pequeño que la energía requerida para formar la pared de dominio es mayor que la reducción en la energía magnetostática, como resultado se tiene que el grano se divide en dos dominios. Por debajo de este tamaño de partícula, no se presentan las condiciones para que en el grano existan diversos dominios. En consecuencia, el grano contara con un solo dominio. A estos granos se les conoce como granos de dominio simple (SD por sus siglas en ingles). Las propiedades de los granos de SD son dramáticamente diferentes de aquellos de MD (Butler, 2004).

### 1.3.3 Ciclo de Histéresis

En los minerales ferromagnéticos la manera en la que estos adquieren magnetización en presencia de campos está determinada por su ciclo de histéresis. Este describe la respuesta de magnetización de las muestras a un campo aplicado en incrementos sucesivos hasta alcanzar la magnetización de saturación ( $J_s$ ). Al disminuir la intensidad del campo aplicado la magnetización lo hace por una trayectoria distinta a la de magnetización, sin llegar a ser cero cuando el campo ha desaparecido, al incrementar la intensidad, pero en dirección contraria el mineral alcanzará una nueva magnetización de saturación ( $-J_s$ ) si de nueva cuenta se disminuye la intensidad del campo aplicado hasta cero y se invierte de nueva cuenta la dirección de la magnetización se completará el ciclo de histéresis (Figura 1.8). Cabe mencionar que el ciclo es distinto para cada mineral, alcanzando diferentes



magnetizaciones de saturación, y cambiando de manera drástica si se trata de un mineral de dominio simple o multidominio.



**Figura 1.8** Ciclo de Histéresis para un mineral de dominio simple, de 1 a 4 se muestra el proceso de magnetización y remagnetización en dirección contraria, modificado de Butler (2004).

#### 1.3.4 Tipos de magnetismo de rocas

Las rocas analizadas en paleomagnetismo, así como las muestras arqueológicas analizadas en arqueomagnetismo presentan diferentes tipos de magnetización. Es razonable pensar que con el pasar del tiempo las muestras pueden estar expuestas a diferentes fenómenos físicos o químicos los cuales pueden inducir magnetizaciones secundarias que no son objeto principal de los estudios de paleomagnetismo, la simple interacción del CMT puede llegar a alterar la dirección de los momentos magnéticos.

En general podemos definir la magnetización de una roca como la suma de dos componentes:

$$J = J_i + J_r \quad (1.23)$$

$$J_i = \chi H \quad (1.24)$$

Donde  $J_i$  es la magnetización inducida por el campo geomagnético local  $H$  y  $J_r$  la magnetización natural remanente. En este caso la susceptibilidad magnética  $\chi$  es el resultado de todas las contribuciones de los diferentes minerales magnéticos usualmente dominados por los ferromagnéticos.

La Magnetización Natural Remanente (NRM por sus siglas en inglés) es la magnetización presente en las muestras previas a los tratamientos de laboratorio. El NRM depende del campo geomagnético en el momento de la formación de las rocas y de los procesos geológicos que forman la historia posterior de las mismas. Llamamos componente primaria aquella que se adquirió en el momento de la creación de la roca debido a la presencia del CMT y componentes secundarias a aquellas subsecuentes a su formación. Las componentes secundarias se adicionan de manera vectorial a la primaria para formar la magnetización total NRM. Existen tres tipos principales de NRM:

- Magnetización Termo-Remanente (TRM): es aquella producida por el enfriamiento por debajo de la temperatura de Curie ( $T_c$ ) en presencia de un campo magnético. La TRM es el tipo de magnetización que adquieren la mayoría de las rocas ígneas.
- Magnetización Remanente Química (CRM): se produce cuando ocurren cambios en la estructura química de los minerales ferromagnéticos por debajo de su temperatura de bloqueo. Estos cambios pueden ocurrir cuando un mineral preexistente se altera para formar un mineral ferromagnético (el mineral preexistente puede a su vez haber sido de tipo ferromagnético) o por la precipitación de minerales ferromagnéticos en soluciones (este es el caso de sedimentos).
- Magnetización Remanente Detrítica (DRM): esta es adquirida durante la deposición y litificación de rocas sedimentarias. En la mayoría de los entornos sedimentarios el mineral dominante es la magnetita. La DRM es un proceso complicado por los diversos procesos que se ven involucrados en la formación de las rocas sedimentarias.

Existen otros tipos de magnetización remanente como lo es la Magnetización Remanente Viscosa (VRM) la cual es adquirida de manera gradual en largos periodos de tiempo cuando las rocas se ven expuestas a campos magnéticos externos, la Magnetización Remanente Isotermal (IRM) la cual se adquiere cuando la muestra se encuentra expuesta a un campo magnético externo intenso en un breve periodo de tiempo y a temperatura ambiente, Magnetización Remanente Anhisterético (ARM) si en el proceso de desmagnetización de las muestras se encuentran en presencia de un campo externo algunas partículas pueden remagnetizarse en la dirección de dicho campo, Magnetización Piezoremanente (SRM) es la adquirida por impactos o esfuerzos entre otras (Butler, 2004).

### 1.3.5 Magnetismo a nivel atómico

En general podemos decir que la materia responde a campos magnéticos externos generando campos internos. Existen solo algunos casos en los cuales se genera una magnetización de manera espontánea en ausencia de un campo externo. En este sentido podemos distinguir la magnetización  $M$  de un material en dos contribuciones, aquella que existe solo en presencia de un campo externo (magnetización inducida) y aquella que existe en ausencia de campo magnético (magnetización remanente).

En física clásica sabemos que el momento  $m$  magnético de un átomo es generada por el movimiento de los electrones en los orbitales. La magnitud de este momento está relacionada con la corriente  $i$  y el área de la curva del orbital:

$$m = i\pi r^2 \quad (1.25)$$

Mientras que la corriente  $i$  es la carga por segundo:

$$i = \frac{q_e v_e}{2\pi r} \quad (1.26)$$

Donde  $v_e$  es la velocidad del electrón, de las dos ecuaciones anteriores podemos reescribir el momento en función de la carga y la velocidad del electrón:

$$m = i\pi r^2 = \frac{q_e v_e r}{2} \quad (1.27)$$

La mecánica cuántica hace una corrección a la interpretación anterior advirtiendo que un electrón girando alrededor de un núcleo generaría ondas de radio que resultarían en pérdida de energía, lo cual implicaría que el electrón colapsara hacia el núcleo, lo cual no sucede en la naturaleza de manera espontánea. En cuántica se considera que el momento angular del electrón debe estar cuantizado y es un múltiplo entero de  $h/2\pi$ , donde  $h$  es la constante de Planck. En este orden las orbitas de los electrones estarán dadas por la siguiente expresión:

$$\mu_e v_e r = n \cdot \frac{h}{2\pi} \quad (1.28)$$

Donde  $\mu_e$  es la masa del electrón y  $n$  es el nivel de energía del orbital. Sustituyendo y despejando en la ecuación podemos reescribir la ecuación de momento magnético como sigue:

$$m_n = \frac{nh q_e}{2\pi \mu_e} \quad (1.29)$$

Para  $n=1$  se tiene el magnetón de Bohr ( $m_b$ ) con un valor de  $9.27 \times 10^{-24} \text{ Am}^2$ .

Los electrones en las orbitas no decaen hacia el núcleo porque existe un equilibrio entre dos fuerzas, la primera es la fuerza de atracción entre la carga del núcleo y la carga del electrón la cual es descrita como la ley de Coulomb (ecuación 1.30) y la otra es la fuerza centrípeta (ecuación 1.31) que impulsa el electrón hacia el exterior del átomo:

$$F = \frac{kq_n q_e}{r^2} \quad (1.30)$$

Donde  $k$  es la constante de Boltzmann y  $q_n$  es la carga del núcleo.

Igualando ambas fuerzas se tiene:

$$F = \frac{\mu_e v_e^2}{r} = 2\pi \mu_e \omega^2 r \quad (1.31)$$

Donde  $\omega$  es la frecuencia del orbital.

Los electrones en las órbitas experimentan un torque  $m \times \mu_0 H$  en presencia de un campo externo  $H$ , este torque modifica las órbitas creando un nuevo balance entre las fuerzas antes mencionadas. Estos cambios en el balance de fuerzas modifican

la frecuencia de los orbitales lo cual se traduce en un cambio en el momento magnético. El sentido de cambio del momento magnético es siempre opuesto al campo aplicado. La respuesta de los momentos magnéticos de los electrones crea una magnetización inducida  $M_i$ .  $M_i$  es una función del campo aplicado  $H$ .

$$M_i = \chi H \quad (1.32)$$

Donde  $\chi$  es la susceptibilidad magnética.

En casi todos los materiales geológicos las contribuciones orbitales se cancelan y la magnetización es esencialmente producida por los espines de los electrones. El espín de un electrón es un concepto de la mecánica cuántica y no tiene una analogía simple con la mecánica clásica.

La mecánica cuántica describe la distribución de los electrones en el átomo en términos de cuatro números cuánticos  $n$ ,  $l$ ,  $m$  y  $s$ . La energía de cada capa está dada por  $n$ . la forma y orientación están dadas por los números  $l$  y  $m$  respectivamente y el spin de cada electrón está dado por el numero  $s$  el cual puede ser  $\pm \frac{1}{2}$ .

Cada nivel  $n$  tiene un número mayor de posibles orbitales. Para  $n=1$ , tenemos la capa  $1s$ . Para  $n=2$  se tiene el orbital  $2s$  y tres orbitales  $p$ . Los orbitales electrónicos se llenan de acuerdo a las siguientes reglas:

- No pueden existir dos electrones con la misma combinación de números cuánticos. Este es el principio de exclusión de Pauli.
- Los orbitales se llenan en orden de menor a mayor energía.
- Los electrones se agregan de tal manera que los espines de los mismos sean lo más paralelos posibles. Regla de Hund.

Aquellos espines de electrones no apareados se convierten en dipolos magnéticos, con un momento magnético equivalente a un magnetón de Bohr. En ausencia de un campo aplicado, o en ausencia de la influencia de espines vecinos (interacciones de intercambio), los espines se orientan de manera aleatoria. Un campo aplicado actúa alineando los espines los cuales crean una magnetización  $\chi_p H$ .  $\chi_p$  es la susceptibilidad paramagnética.

Los elementos con la mayor cantidad de espines no apareados son los elementos en transición, los cuales son los responsables de las propiedades paramagnéticas observadas en rocas, algunos ejemplos de estos elementos son el  $Mn^{25}$  el cual tiene 5 espines no apareados equivalentes a  $5m_b$ , el  $Fe^{26}$  con un momento de  $4m_b$ , los cuales se presentan en la naturaleza como una variedad de estados de oxidación. Para el Fe se presentan mayormente en sus valencias  $Fe^{2+}$  y  $Fe^{3+}$ , al perder estos electrones para formar iones el  $Fe^{3+}$  termina con un momento total de  $5m_b$  mientras que el  $Fe^{2+}$   $4m_b$ . El hierro es el principal elemento observable en materiales geológicos y arqueológicos.

Un modelo para los minerales paramagnéticos fue publicado por P. Langevin en 1905, el cual consta de las siguientes afirmaciones:

- Cada espín no apareado contribuye con un momento dipolar.
- En ausencia de un campo aplicado, los momentos son orientados de manera aleatoria.
- Un campo aplicado actúa para alinear los espines lo que produce un momento total.
- Existe una competencia una competencia entre la energía térmica  $kT$  ( $k$  es la constante de Boltzmann y  $T$  la temperatura en kelvin) y la energía magnética  $E_m$ . La energía magnética con momento magnético  $m$  con un ángulo  $\theta$  con un campo externo  $H$  esta dado por la siguiente expresión:

$$E_m = -m \cdot \mu_0 H \cos\theta \quad (1.33)$$

La energía magnética es mínima cuando el momento magnético es paralelo al campo aplicado. Utilizando los principios de la mecánica estadística, se puede determinar la densidad de probabilidad para un momento dado teniendo una energía magnética  $E_m$  dada:

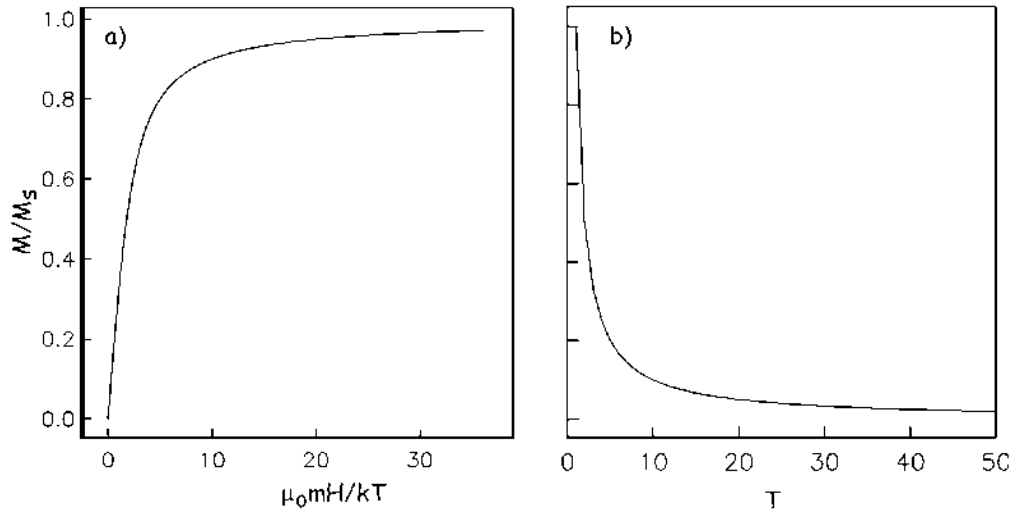
$$P(E) \propto \exp(-E_m/kT) \quad (1.34)$$

Esta probabilidad conduce directamente a la relación:

$$\frac{M}{M_s} = \left[ \coth a - \frac{1}{a} \right] = L(a) \quad (1.35)$$

$$a = \mu_0 m H / kT \quad (1.36)$$

A la expresión anterior se le conoce como la función de Langevin. En la Figura 1.9 se alcanza una magnetización de saturación  $M_s$ , cuando  $m\mu_0 H$  es alrededor de 10-20 veces  $kT$ . Cuando  $kT \gg m\mu_0 H$ , L(a) tiene un comportamiento aproximadamente lineal con pendiente  $\sim 1/3$ .



**Figura 1.9** a) Magnetización paramagnética (L(a) contra  $a = \mu_0 m H / kT$ ), b) magnetización paramagnética como función de la temperatura (Ley de Curie). Modificado (Tauxe, 2005).

A temperatura ambiente y campos superiores a varios Teslas, L(a) es aproximadamente  $m\mu_0 H / 3kT$ . Si los momentos  $m$  son espines no apareados ( $m = m_b$ ), entonces  $M_s = Nm_b / v$  y

$$\frac{M}{M_s} \cong \frac{m_b \mu_0}{3kT} H \quad (1.37)$$

Resolviendo para  $M/H$  podemos reescribir la ecuación anterior como sigue:

$$\frac{M}{H} = \frac{m_b \mu_0}{3kT} M_s = \frac{Nm_b^2 \mu_0}{3kv} \frac{1}{T} = \chi_p \quad (1.38)$$

A  $\chi_p$  es llamada susceptibilidad paramagnética la cual es positiva en primer orden e inversamente proporcional a la temperatura. A esta dependencia con la temperatura se le conoce como la ley de Curie.

A la primera aproximación en la cual podemos considerar  $\chi$  como una cantidad escalar se le conoce como susceptibilidad magnética de bulto. La relación entre la magnetización inducida y el campo aplicado se puede ver afectada por las

características físicas de la red cristalina, estructuras de celosía, densidad de dislocación estados de estrés etcétera, lo cual conllevan a una posible anisotropía en de la susceptibilidad. Mas aún, existe solo un número finito de momentos electrónicos para un volumen dado. Cuando estos se encuentran alineados se alcanza una magnetización de saturación.

### 1.3.6 Temperatura de Curie

La llamada energía de intercambio es mínima cuando los espines de los electrones se encuentran alineados de manera paralela o antiparalela (dependiendo de la estructura cristalina). En los elementos de transición los orbitales 3d son particularmente susceptibles a la energía de intercambio puesto que en esta capa los electrones prevalecen sin apareamiento.

Cuando un cristal es expuesto a un incremento de temperatura, este se expande ocasionando que la energía de intercambio entre los átomos se debilite. Cada mineral posee una temperatura característica por debajo de la cual preserva sus propiedades magnéticas, a esta temperatura se le conoce como Temperatura de Curie  $T_c$ . Una vez superada esta temperatura la interacción entre espines vecinos desaparece y el mineral se convierte en paramagnético.

En general se considera que el momento ferromagnético es el resultado de una respuesta cuasi-paramagnética a un campo magnético interno. A este campo se le conoce como el campo molecular Weiss ( $H_w$ ).

$H_w$  es proporcional a la magnetización de la sustancia:

$$H_w = \beta M \quad (1.39)$$

donde  $\beta$  una constante de proporcionalidad. Así podemos escribir el campo magnético total que una sustancia experimenta como la suma de la magnetización interna y la externa:

$$H_{tot} = H + H_w = H + \beta M \quad (1.40)$$



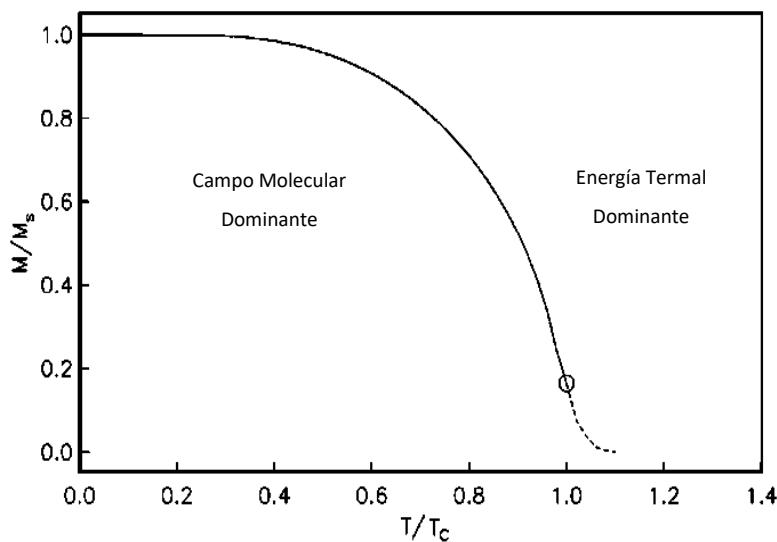
Al tratarse de minerales paramagnéticos podemos reescribir  $a = \mu_0 m_b H_{tot} / kT$ . Reescribiendo la ecuación de Langevin como sigue:

$$\frac{M}{M_s} = L\left(\frac{m_b \mu_0 (H + \beta M)}{kT}\right) \quad (1.41)$$

Para temperaturas superiores a la  $T_c$  (es decir  $T - T_c > 0$ ) por definición no existe campo interno. Sustituyendo  $M_s = Nm_b/v$ , y utilizando una aproximación por campos bajos la ecuación de Langevin se convierte en:

$$\frac{M}{H} = \frac{\mu_0 N m_b^2}{3vk(T - T_c)} = \chi_f \quad (1.42)$$

La expresión anterior es conocida como la ley de Curie-Weiss y describe la susceptibilidad de los minerales ferromagnéticos por encima de la  $T_c$ .



**Figura 1.10** Comportamiento de la magnetización en función de la temperatura de un mineral ferromagnético. Modificado de (Tauxe, 2005).

Por debajo de la temperatura  $T_c$ , se puede omitir el campo externo obteniendo:

$$\frac{M}{M_s} = L\left(\frac{m_b \mu_0 \beta M}{kT}\right) \quad (1.43)$$

Realizando nuevamente la para  $M_s$  y despejando podemos obtener:

$$\frac{M}{M_s} = L\left(\frac{Nm_b^2 \beta}{vkT} \cdot \frac{M}{M_s}\right) = L\left(\frac{T_c}{T} \cdot \frac{M}{M_s}\right) \quad (1.44)$$

De esta expresión tenemos que  $T_c$  está dada por:

$$T_c = \frac{Nm_b^2\beta}{vkT} \quad (1.45)$$

Por debajo de  $T_c$  la energía de intercambio es relativamente mayor que la interacción con los campos externos, en este sentido la magnetización está representada fielmente por la ecuación 1.45 (Tauxe, 2005).

# Capítulo 2

## Variaciones del campo magnético de la Tierra

### 2.1 Polos Geomagnéticos

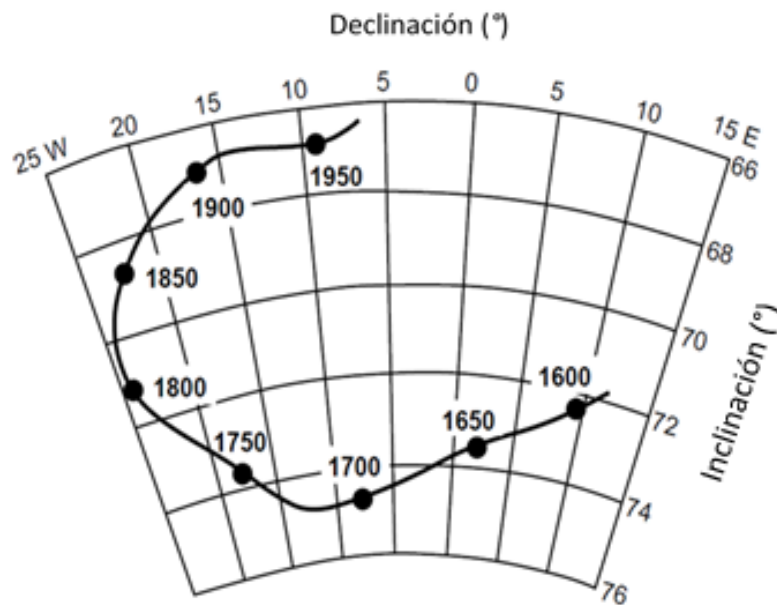
Hasta el momento sabemos que el CMT es en una primera aproximación dipolar, sin embargo, una representación más fiel es predominantemente dipolar con la superposición de campos no dipolares de orden mayor. También sabemos debido a diversas observaciones que el CMT presenta variaciones tanto en intensidad como en distribución espacial en función del tiempo. De esta manera debemos poder distinguir algunos términos con respecto a los polos para describir estas variaciones:

- Polo Geomagnético: se refiere al mejor ajuste dipolar geocéntrico. Para el año 1980, el norte geomagnético se encontraba localizado aproximadamente a  $79^{\circ}\text{N}$  y  $289^{\circ}\text{E}$  en las islas árticas de Canadá.
- Polo Virtual Geomagnético (VGP): se refiere a cualquier cálculo de la posición del polo geomagnético en base de una sola observación. En este sentido el cálculo de un VGP determina la posición del polo para una locación y un tiempo específico.
- Polo Paleomagnético: se refiere a la dirección del polo geomagnético obtenido a partir del estudio de remanencia magnética en rocas, es importante recalcar que debido a la distribución no dipolar del CMT se espera cierta variación entre el VGP calculado y el paleopolo. En la práctica las técnicas de datación magnética son suficientemente precisas para permitir la determinación de los polos en rangos de edades de los últimos miles de años, estas técnicas no pueden extenderse a edades superiores a los últimos 5Ma debido al desplazamiento de las placas tectónicas.

## 2.2 Variación secular

La dirección y magnitud del campo magnético de la tierra cambia en función del tiempo. Existen dos tipos de variaciones temporales, aquellas de ventana corta las cuales están relacionadas con el viento solar y las corrientes eléctricas en la ionósfera y tienen duraciones de algunos pocos segundos hasta algunos meses, y aquellas de ventana larga o variaciones seculares las cuales tienen periodos de variación de un año hasta  $10^5$  años. Incluso considerando tiempo considerablemente grandes las variaciones den direcciones son significantes. El rango de variación de la inclinación es desde  $66^\circ$  hasta los  $75^\circ$  mientras que la declinación es de  $-25^\circ$  hasta  $10^\circ$ .

Existen patrones de variación los cuales son similares en varias regiones subcontinentales, por ejemplo, las variaciones observadas en Londres son similares a aquellas observadas en Paris. Sin embargo, los patrones de variación secular entre continentes son muy distintos. Este comportamiento se atribuye esencialmente a la distribución no dipolar del CMT.



**Figura 2.1** Registro histórico de la dirección del CMT en Greenwich Inglaterra.

El origen de las variaciones seculares puede ser dividido en dos contribuciones con un empalamiento en sus periodos: en primer lugar, se tienen los cambios no dipolares los cuales dominan las variaciones cortas, por otra parte, se tienen las variaciones dipolares con periodos largos. Las variaciones no dipolares tienen periodicidades dominantes menores a los 3000 años.

### 2.3 Inversiones y excursiones Geomagnéticas

Los registros del campo magnético de la tierra muestran a en algunas ocasiones que la dirección del campo es inversa. A aquellos intervalos mayores a 1Ma en los cuales el campo tiene predominantemente la misma polaridad se le llama Cronos. En ocasiones en los periodos entre cronos el campo magnético presenta inversiones por un corto tiempo (menores a 0.1 Ma) a estos periodos se les llama subcronos. En algunas ocasiones se ha observado que durante periodos cortos la dirección del campo se aleja de su configuración axial, pero sin alcanzar a establecerse una inversión, a estos eventos se les llama excursiones. De manera arbitraria se definen estos casos cuando la colatitud del VGP es mayor a 45°. Resulta particularmente complicado estudiar estos eventos debido a que los tiempos de las excursiones son cortos y realizar un fechamiento certero resulta esencial.

Excursiones magnéticas han sido observadas en lavas de diferentes edades y diferentes partes del mundo, así como fondos oceánicos y sedimentos de lagos. En la actualidad existen aún algunas cuestiones sin resolver acerca de las excursiones magnéticas, en principio no se sabe a ciencia cierta si las inversiones son fenómenos globales o alguna anomalía local debido a una distribución no dipolar del CMT. Por otra parte, otra cuestión importante es que, si consideramos que durante las variaciones seculares se modifican el campo en todo el mundo, pueden revertir su polaridad durante una inversión.

Al obtener la intensidad del campo magnético en la superficie del planeta, esta es la suma de las dos contribuciones principales dipolar y no dipolar. En la práctica resulta imposible distinguir cual es la contribución de la parte no dipolar. Durante

una excursión magnética la intensidad del campo magnético se ve reducida alrededor del 10%.

En algunas ocasiones se han observado una o más excursiones previas a un cambio mayor de polaridad, (Quidelleur et al., 2002) encontraron una excursión en flujos de lavas alrededor de 40ka antes de la transición Matuyama/Brunhes las cuales además se ven correlacionadas con un descenso de intensidad en los registros de alta resolución en pisos oceánicos. En 1998 reportaron 14 eventos de excursiones durante en cron de Brunhes (Lund, 1998). Merrill y McFadden (1994) argumentaron que un gran número de cambio de polaridades implicaría que el estado de polaridad inversa sería substancialmente menos estable durante el cron de Brunhes, sin embargo, la ecuación del geodínamo establece que ambos estados de polaridad deberían ser estadísticamente similares.

El gran número de subcrones y excursiones en los cronos de Matuyama y Brunhes desencadenan un gran número de preguntas con relación a la estabilidad del CMT. Uno de los principales obstáculos es el periodo durante el cual podemos realizar observaciones si consideramos escalas de tiempo geológico (la inversión más antigua conocida ocurrió ~3500Ma).

Existen diversas posibles hipótesis para explicar las excursiones magnéticas, posiblemente pueden ser expresiones de un cambio mucho mayor en las variaciones seculares que aún no hemos observado del todo, también es posible que sean intentos abortados de inversiones, o podrían ser el resultado de un proceso caótico en el sistema de procesos no lineales que dominan el comportamiento del CMT. Es de interés a su vez poder distinguir entre los fenómenos que propician una inversión o una excursión y cuál es la relación entre estas.

#### 2.4 Escala de Polaridades Geomagnética (GPTS)

Las primeras personas en descubrir una dirección de magnetización antiparalela a la posición actual de campo magnético en rocas fueron David y Brunhes (Brunhes, 1906; David, 1904). En el año de 1906 Brunhes registró magnetizaciones en

sedimentos, las cuales estaban alineados de manera antiparalela a las direcciones en lavas pertenecientes al Mioceno de lavas del centro de Francia. Además, en el mismo año Brunhes realizó la primera prueba termal para obtener la magnetización termo remanente (TRM por sus siglas en inglés), lo que ahora se conoce como la prueba de “baked contact”. Matuyama (1929) fue el primero en utilizar las propiedades magnéticas de dirección para diferenciar secuencias de rocas volcánicas de China y Japón pertenecientes al periodo del Pleistoceno y Plioceno atribuyendo la variación en las direcciones a una posición inversa del CMT. Es así como Matuyama utiliza por primera vez la magneto-estratigrafía para ordenar secuencias en rocas.

La época moderna del paleomagnetismo comienza con los estudios de Hospers (1951;1953;1954) en Islandia, y Roche (1950;1951;1956) en la cadena montañosa en el centro de Francia. El trabajo de Hospers en Islandia fue complementado por Rutten y Wensink (1960), quienes subdividieron las lavas del Plioceno-Mioceno pertenecientes a la región de Islandia en tres regiones de polaridad, de la más joven a la más antigua (normal-invertida-normal). Las mediciones de las magnetizaciones remanentes en lavas basálticas de Cox, (1963) y McDougall y Tarling (1963a; 1963b;1964) combinadas con el desarrollo de datación radiométrica K/Ar dieron como origen a la Escala de Polaridades Geomagnética (GPTS por sus siglas en inglés). Como resultado de estos estudios y posteriores realizados en los años 60's, establecieron que rocas de las mismas temporalidades deberán cargar la misma polaridad, por lo menos en los últimos millones de años. Los muestreos de rocas basálticas se realizaron a lo largo del globo terrestre encontrando una conexión entre ellas por medio de su datación radiométrica, de lo cual se dedujo que la gran mayoría no se encontraban en una superposición estratigráfica. Doell y Dalrymple (1966) designaron periodos largos para los últimos 5 millones de años y los nombraron como los grandes pioneros del geomagnetismo: Brunhes, Matuyama, Gauss y Gilbert. Mientras que los periodos más cortos fueron nombrados como las localidades del estudio: Jaramillo (Doell y Dalrymple, 1966), Olduvai (Grommé y Hay, 1963) Kaena y Reunion (McDougall y Chamalaun, 1966), Mammoth (Cox et al., 1963), y Nunivak (Hoare et al., 1968). En la actualidad se siguen nombrando las

excursiones como la localidad más próxima a la zona de estudio por ejemplo Laschamps en Francia.

Los estudios paleomagnéticos y radiométricos, junto con los estudios de anomalías magnéticas de márgenes marinos (MMAs) fueron un argumento sólido para la teoría de las inversiones globales del campo geomagnético, las cuales fueron atribuidas a la componente dipolar principal.

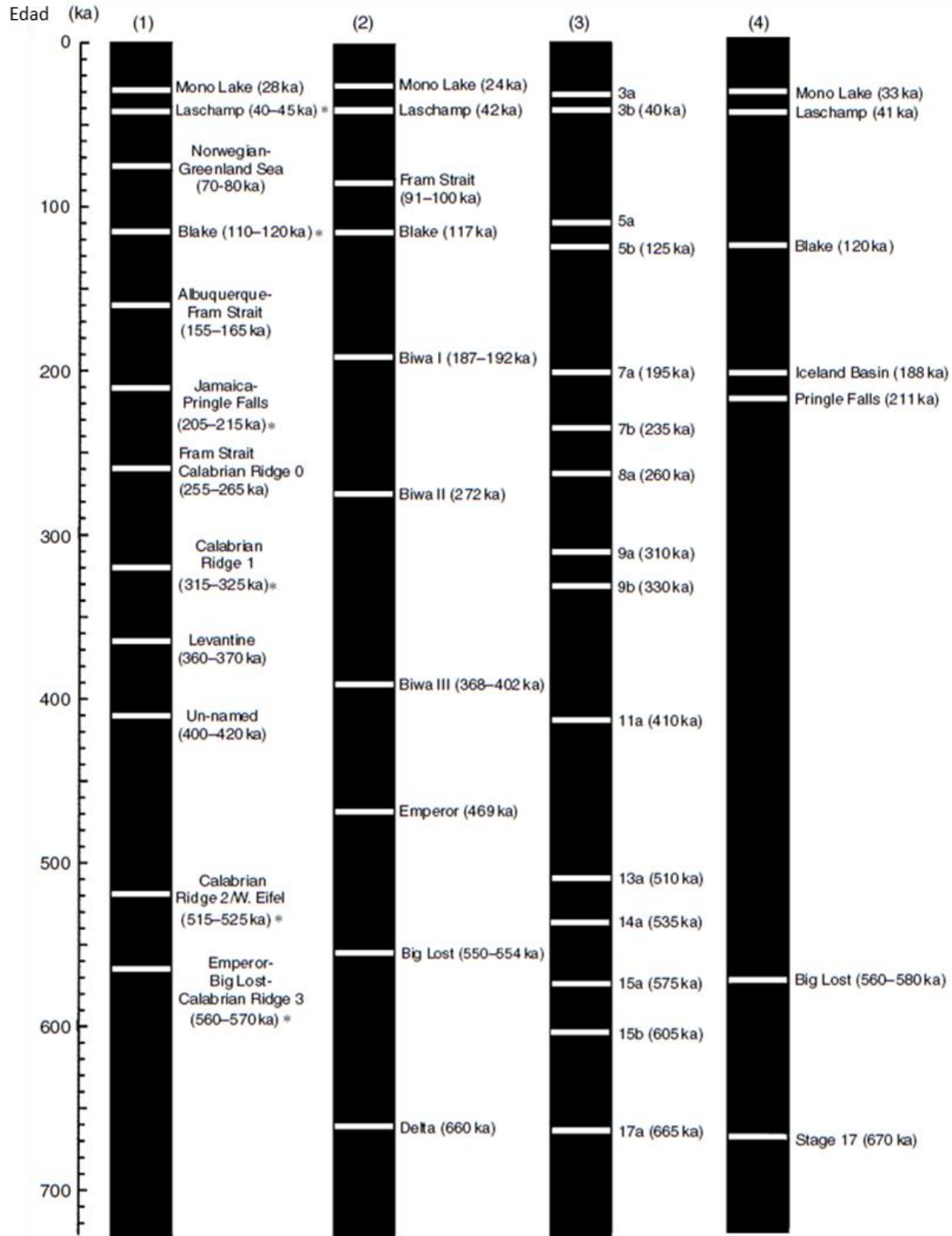
La primera curva magneto-estratigráfica realizada en sedimentos se les atribuye a Creer et al., (1954) e Irving y Runcorn (1957) quienes documentaron polaridades normales e inversas en 13 localidades con rocas pertenecientes las areniscas torridonianas Proterozoicas del Devónico y Triásico en Escocia. Cabe mencionar que en un principio los estudios de estratigrafía magnética estuvieron poco soportados por la bio-estratigrafía, fue hasta los años 60's cuando con el estudio de sedimentos marinos pertenecientes al Plio-Pleistoceno que se dio origen a la magneto-estratigrafía moderna (Opdyke et al., 1966; Ninkovitch et al., 1966; Hays y Opdyke, 1967; Hays et al., 1969).

Heitzler et al., (1968) construye una escala de tiempo de polaridades para los últimos 80 Ma, para ello estudiaron las MMAs de atlántico sur asumiendo un rango de extensión constante y extrapolando las mediciones obtenidas para los cronos Gauss/Gilbert (~5Ma). Después de la publicación del trabajo de Heitzler se llevaron a cabo numerosas investigaciones en la región, las cuales corroboraban lo ya observado, haciendo del margen del atlántico sur la referencia fundamental para los estudios posteriores llevados a cabo en la India y océanos del Pacífico (Cande y Kent 1992), donde la velocidad de extensión resulta mayor, esto permitió refinar la escala de tiempo de polaridades e incluso extenderla hasta 84Ma.



## 2.5 Excursiones geomagnéticas en el cron de Brunhes

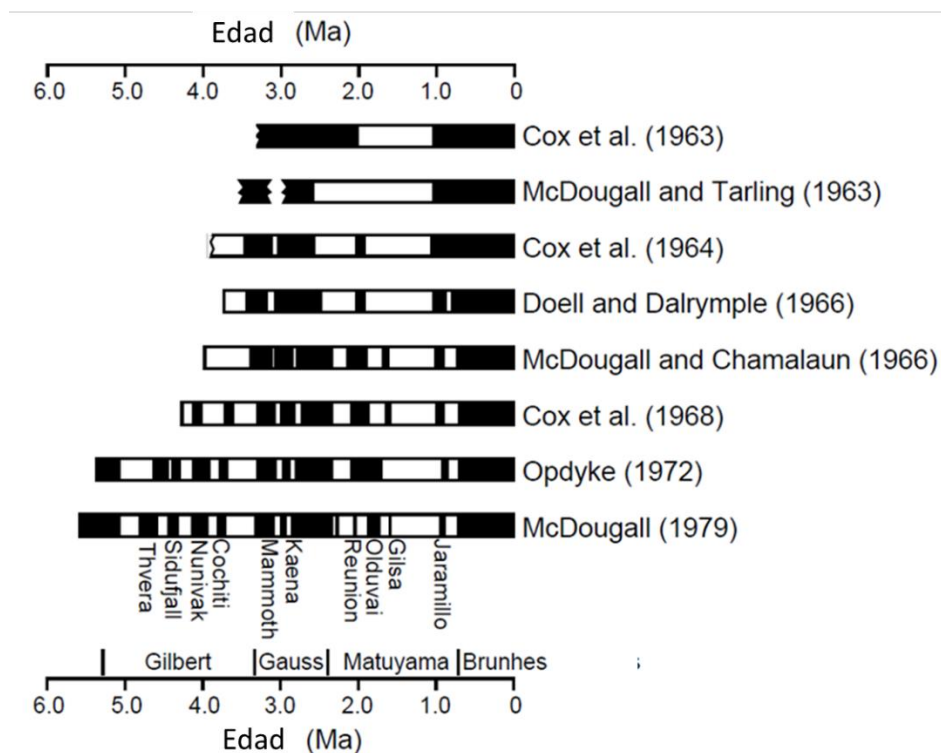
La primera excursión geomagnética se identificó en lavas del Macizo Central de Francia, tuvo una duración de ~40ka. Resulta ser la excursión más estudiada y aceptada por la comunidad científica, a diferencia de otras excursiones reportadas en el cron de Brunhes, de las cuales algunas de ellas son estudios sedimentológicos por ejemplo el evento de Starno (Noel y Tarling, 1975), el Gothenburg 'flip' (Mörner y Lanser, 1974) y la excursión del lago Mungo (Barbetti y McElhinny, 1972). Otras excursiones ratificadas por estudios posteriores fueron: la excursión del evento Blake en isotopos marinos y 5 excursiones del riedge externo de Blake (Smith y Foster, 1969). Wollin et al., (1971) documenta tres intervalos cortos de inclinación paleomagnética invertida en núcleos del caribe y el este del mediterráneo.



**Figura 2.2** Excursiones geomagnéticas (intervalos en color blanco) durante el Cron de Brunhes reportadas por diferentes autores: (1) (Langereis et al., 1997), (2) (Worm, 1997), (3) (Lund et al., 2001a), (4) (Laj et al., 2006).

## 2.6 Polaridades geomagnéticas durante el Plioceno-Pleistoceno

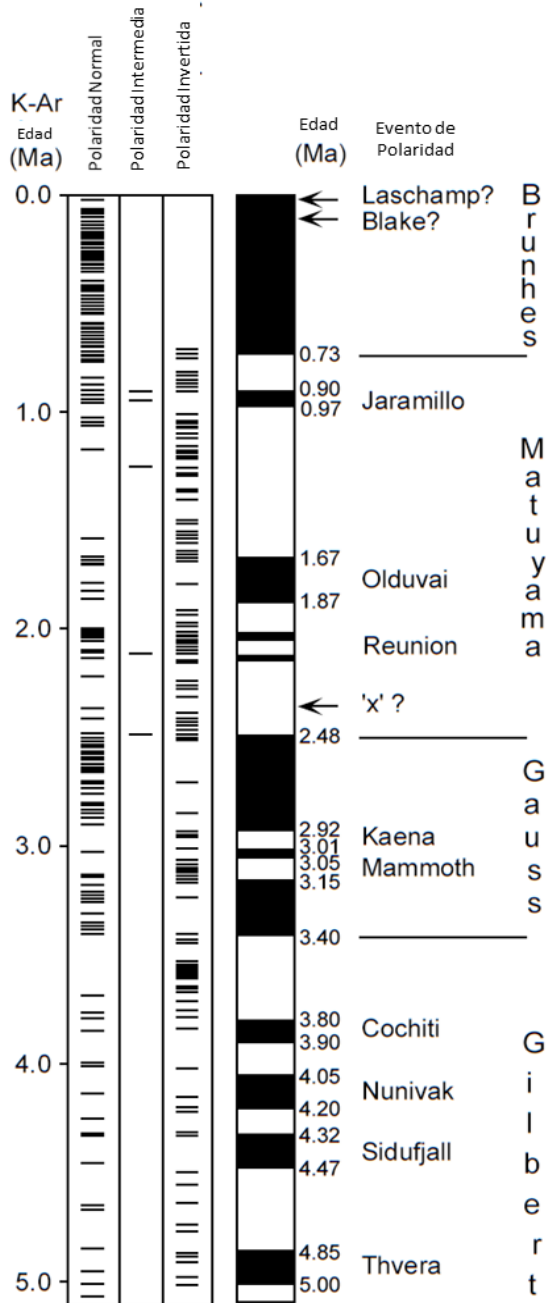
El desarrollo moderno de la escala de polaridades magnéticas fue iniciado en los 60's, impulsado por el desarrollo de técnicas de datación radiométrico (K-Ar) en rocas ígneas. Así se demostró que rocas ígneas de edades similares, pero localidades distintas registran la misma polaridad. El incremento de las mediciones paleomagnéticas de rocas ígneas permitió el desarrollo de la primera escala de polaridades geomagnéticas para los últimos cinco millones de años (Figura 2.3).



**Figura 2.3** Evolución de la escala de polaridades geomagnética, en negro se muestran las polaridades normales mientras que en blanco se indican las polaridades invertidas. Modificado de MCDougall (1979).

Mankinen y Dalrymple (1979) con un catálogo más extenso el cual constaba de 354 edades reportadas mediante datación radiométrica y estudios paleomagnéticos de la mismas, construyeron una escala de polaridades geomagnéticas (Figura 2.4) en la cual incluyeron además de las polaridades de los cronos y subcronos, los eventos de excursiones magnéticas conocidas al momento. En la actualidad existe una gran

variedad de modificaciones que se pueden realizar escala de polaridades producto de nuevas investigaciones y descubrimientos.



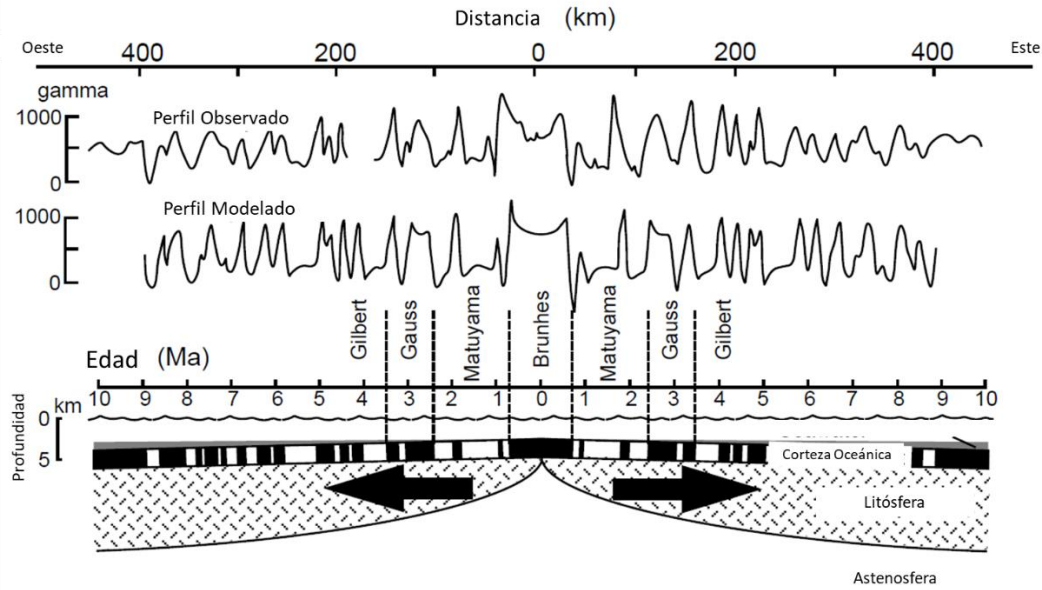
**Figura 2.4** En la gráfica las líneas negras en las columnas 'Normal polarity' e 'Intermediate polarity' representan estudios de rocas ígneas para los cuales se determinó su edad y polaridad mediante técnicas de datación radiométrica y paleomagnéticas. Las flechas indican intervalos de tiempo cortos en los cuales se cree existieron excursiones geomagnéticas. Modificado de Mankinen y Dalrymple (1979).

Del análisis de la anterior escala se pueden realizar conjeturas:

- Durante los últimos 5Ma, el promedio de duración de los intervalos de polaridad es  $\sim 0.25$ Ma. sin embargo existe una amplia gama de duraciones, siendo los intervalos de duración cortos los más comunes.
- Alrededor del 1.5% de las observaciones son consideradas como polaridades intermedias.
- Las inversiones de polaridad geomagnéticas son aleatoriamente espaciadas en el tiempo. Lo que significa que no existe un patrón de intervalos de polaridad sucesivos.
- Existen incertidumbres inherentes a las técnicas radiométricas limitando su aplicación a los últimos 5Ma. En una medición absoluta de 5 Ma el error típico en la determinación radiométrica de las edades es del orden de la duración típica de un intervalo de polaridad.

## 2.7 Anomalías Magnéticas Marinas (MMA)

Las anomalías magnéticas marinas (MMA) constituyen la principal fuente de información con relación a las secuencias de los intervalos de polaridad magnéticas desde el Mesozoico medio hasta el presente. Durante la expansión del piso oceánico, la parte superior de manto asciende por el margen y solidifica en el extremo de las placas oceánicas. La corteza oceánica forma la parte superior de la litosfera y está formado por rocas máficas ígneas (basaltos y pillow lavas) (Figura 2.5). Estas rocas ígneas contienen titanio-magnetita lo que les permite adquirir una TRM. Si bien es cierto que el fondo oceánico puede ser concebido como un registro limitado pero fidedigno del registro de las polaridades del campo geomagnético, la obtención de las polaridades de la corteza oceánica no puede ser obtenido por muestreo directo.



**Figura 2.5** Formación de las anomalías magnéticas marinas y la variación de polaridades diferenciados por bloques (en negro se muestra la polaridad normal mientras que en blanco se muestra la invertida).

La secuencia de polaridades geomagnéticas puede ser inferida de las anomalías magnéticas marinas. Debido a que el GPTS para el Plioceno-Pleistoceno ha sido determinado de manera independiente, el patrón de alternancia entre las polaridades normales e invertidas de los bloques cercanos a las dorsales oceánicas es también conocido. De hecho, este patrón es linealmente escalado una vez conocida el rango de expansión del suelo oceánico.

## Capítulo 3

### Contexto geológico del área de estudio y detalles de muestreo

#### 3.1 Contexto geológico regional (Faja Volcánica Trans Mexicana)

Investigaciones geofísicas marinas realizadas en las cercanías de la entrada del Golfo de California han demostrado que la Península de Baja California ha experimentado un proceso de extensión de  $\sim 2^\circ$  en dirección noroeste y una rotación en el sentido horario de  $\sim 8^\circ$ , lo cual la ha separado del territorio mexicano esto durante el Mioceno tardío (Larson, 1972; Mammerickx, 1980). Así mismo las correlaciones encontradas en rocas volcánicas y unidades sedimentarias durante esta misma periodicidad recolectadas a lo largo de toda la península indican que esta fue alguna vez adyacente a México durante el Mioceno temprano (Gastil et al., 1979; Hausback, 1984). Correlaciones geológicas realizadas a rocas del Mesozoico pertenecientes a la Península de Baja California Y el estado de Sonora sugieren que no existieron traslaciones de la península anteriores a la apertura del Golfo de California desde el Cretácico tardío (Silver et al., 1979). En el mismo contexto estudios paleomagnéticos realizados en rocas volcánicas y sedimentarias por Hagstrum et al., (1985) y Filmer y Kirschvink (1986) indican que existió una traslación de  $11^\circ$  en latitud y una rotación de  $32^\circ$  en sentido horario, lo cual excede lo estimado para la apertura del Golfo de California. La mayor parte del movimiento desde el Cretácico tardío ocurrió previo al Mioceno temprano, hasta llegar a la posición conocida como pre-Golfo. Este movimiento durante el Terciario temprano es consistente con datos paleomagnéticos (Coney et al., 1980), lo cual indica que la traslación y rotación relativa al Cratón Norte Americano abarco gran parte del Terciario (Beck, 1976, 1980) (Figura 3.1).

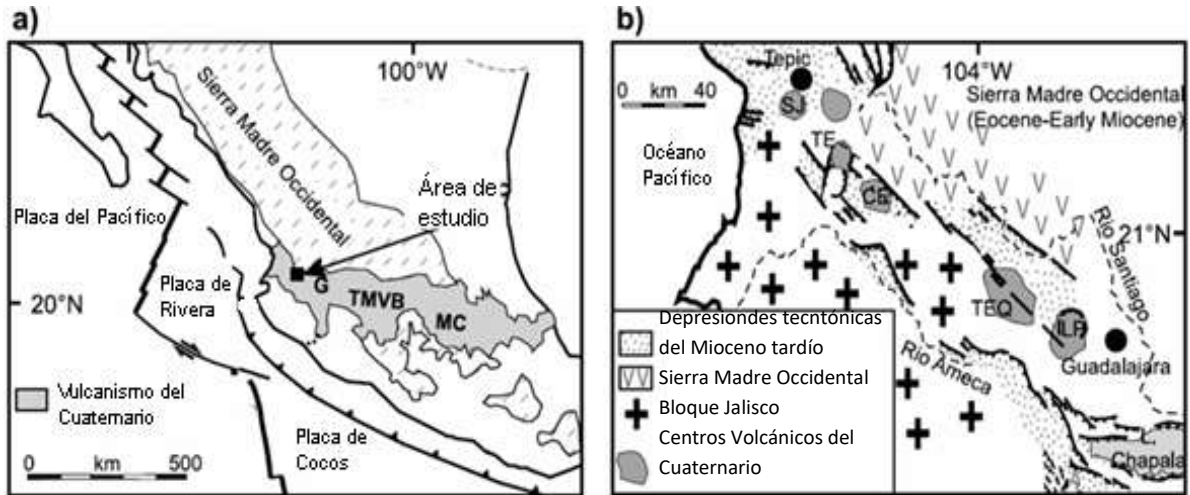


Figura 3.1. a) Mapa geológico del Cinturón Volcánico Trans Mexicano (TMVB). G: Guadalajara; MC: Mesa Central. b) Mapa geológico esquemático del rift Tépico-Zacoalco. Las cruces negras muestran el área de Tepeltitic. Las flechas invertidas señalan la región del Rift Tépico-Zacoalco. SJ: Volcán San Juan; TE: Volcán Tepeltitic; CE: Volcán Ceboruco; TEQ: Volcán Tequila; LP: Caldera La Primavera Modificado de Calvo et al., (2013).

Por otra parte, y en oposición a la evidencia geológica y geofísica, Pischke y Marshall (Pischke et al., 1979; Marshall et al., 1979) concluyen de estudios de paleomagnetismo realizados a rocas Neogenéticas pertenecientes a la península que la Baja California se encontraba  $10^\circ$  hacia el sur de su presente locación durante el Mioceno tardío. Luyendyk notó algunas desviaciones en algunas rocas del sur de California y al oeste de Arizona y propuso que la inclinación podría ser explicada por un periodo largo no dipolar del campo geomagnético localizada en la parte suroeste de Norte América (Luyendyk et al., 1985). En adición Pischke sugiere que un campo anómalo (Pischke et al., 1986), influido por una traslación tectónica pudo haber sido la responsable de las inclinaciones observadas en las rocas del Cretácico de la península (Hagstrum et al., 1985).

Resultados paleomagnéticos presentados en rocas pertenecientes al Mioceno reflejaron los cambios en los regímenes tectónicos que afectan a la península de Baja California (Hagstrum et al., 1987). Previo al Mioceno la placa de Farallon comenzó a subducir en el suroeste de Norte América (Atwater, 1970; Mammerickx y Klitgord, 1982) y está asociada con el vulcanismo en el oeste de México (Clark et al., 1982). Un episodio mayor de vulcanismo riolítico en la Sierra

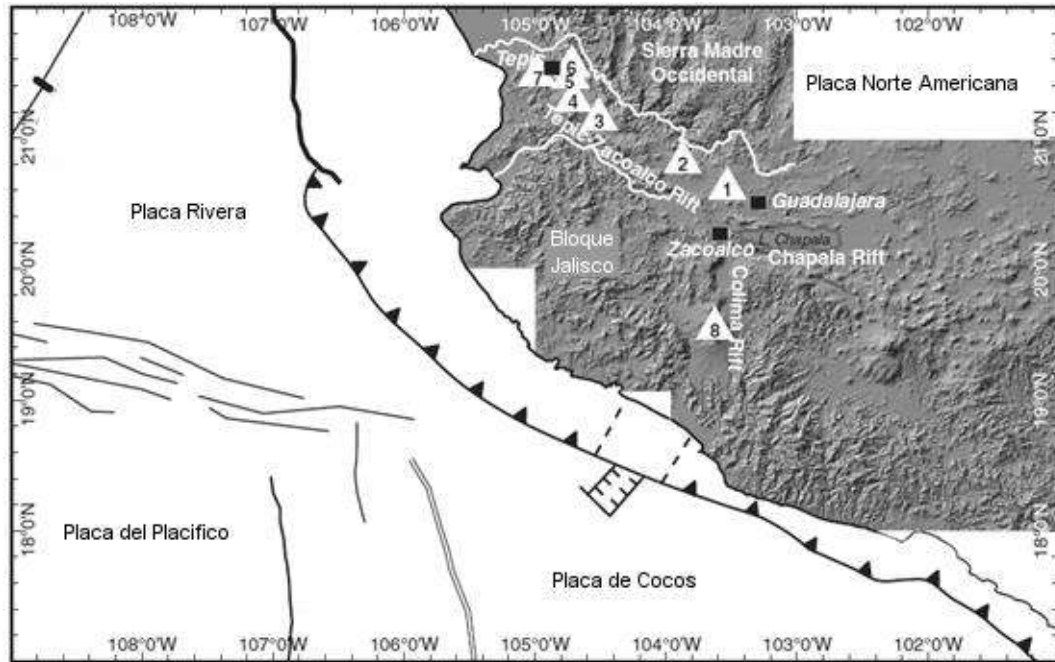


Madre Occidental (SMO) entre los 34 y 27 Ma y dichos productos fueron emplazados sobre una secuencia más antigua (102 a 45 Ma) que generalmente poseen composición intermedia de rocas batolíticas (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979). El eje de la actividad volcánica probablemente migro en dirección oeste y llegó a abarcar lo que ahora es el margen este de la península de Baja California alrededor de 24 Ma en el pasado. Las rocas volcánicas en la península de Baja California varían desde los flujos andesíticos y lájares hasta las riolitas y flujos de ceniza y tobas.

El fallamiento transformante comenzó a lo largo del margen continental de California hace 29 Ma cuando la placa Norte Americana se desprendió del centro del margen divergente entre las placas Pacífica-Farallon y tuvo por primera vez contacto con la placa del Pacífico (Atwater y Molnar, 1973). La subducción continuó hacia el sur y a lo largo del margen oeste de la península mientras que los segmentos ubicados al norte de la elevación Guadalupe-Pacífico cesaron (Mammerickx y Klitgord, 1982), el fallamiento normal en Tosco-Abreojos y San Benito iniciaron aproximadamente 12.5Ma (Spencer y Normark, 1976). La existencia del vulcanismo en la península de Baja California fue cercanamente seguida del cese de la subducción (Hausback, 1984b; Sawlan y Smith, 1984).

### 3.1.1 El Rift Tepic-Zacoalco

El rift Tepic-Zacoalco es una trinchera con una dirección Noroeste, esta mide aproximadamente 50km de ancho por 250 km de longitud. Es uno de los tres brazos del sistema de triple rift el cual está formado por el rift de Colima y la trinchera de América media (graven de Chapala). Esta morfología delimita la frontera del llamado Bloque Jalisco (BJ) el cual podría estarse moviendo de manera independiente a la dirección del resto del continente. La región es caracterizada por una gran actividad volcánica por lo que las rocas son predominantemente riolitas, flujos de cenizas, tobas y lavas, las cuales fueron depositadas entre las etapas del Oligoceno y Mioceno y pertenecen a la provincia de la Sierra Madre Occidental.



**Figura 3.2** Mapa general tectónico y de elevación (MDE escala 1:50 000) del este de México. 1-Sierra la primavera, 2- Volcán Tequila, 3- Volcán Ceboruco, 4- Volcán Tepeltitic, 5- Volcán San-ganguey, 6-Volcán las Navajas, 7- Volcán San Juan y 8-Volcán Nevado de Colima, modificado de Delgado-Granados (1993a).

Estudios radiométricos ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) previos realizados a muestras volcánicas distribuidas a lo largo del rift, revelaron que existen flujos de ignibritas y riolitas altos en titanio no estudiados mediante técnicas paleomagnéticas, que fueron depositados entre los 5 y 3Ma los cuales son a menudo asociados con basaltos altos en titanio pertenecientes al periodo del Plioceno. Se sabe que durante este periodo el rango de erupciones fue de un orden mayor al reportado para la misma zona durante el último millón de años.

Las voluminosas erupciones de ignibritas registradas en la zona durante los 5-3Ma pueden ser evidencia del inicio del proceso de extensión del BJ con respecto de la placa de Norte América, comparando con un caso análogo en la región del Proto Golfo entre los 12 y 6Ma, previo a la transformación en lo que ahora conocemos como la península de Baja California la cual se generó por el desplazamiento entre la placa del Pacífico y la de Norte América.

El acercamiento del afloramiento de las placas Pacífico-Farallon hacia el margen convergente de la placa de Norte América el cual ocurrió hace aproximadamente 28Ma y la subsecuente ruptura de la placa de Farallon en varias micro placas tuvieron una significativa influencia en la tectónica y vulcanismo en el oeste de Norte América (Atwater, 1970, 1989; Stock y Lee, 1994; Bohannon y Parsons, 1995). Cuando los centros de afloramiento de los fragmentos de la placa de Farallon se aproximaron a la trinchera, la tracción del fondo oceánico cedió y la subducción comenzó, permitiendo una transferencia progresiva de las micro placas hacia la placa del Pacífico (Stock y Lee, 1994; Lonsdale, 1995; Bohannon y Parsons, 1995; DeMets y Traylen, 2000). Como parte de este proceso, una sección de corteza continental fue transferida a la placa del Pacífico (Baja California). En la actualidad la menor de las placas (la placa de Rivera) subduce a lo largo de la Trinchera de América Media al oeste de México. Al proceso previamente descrito se le conoce como la captura de micro placas oceánicas cercanas a zonas de subducción continental, este fenómeno tiene un gran impacto en la historia deformacional y volcánica de la zona, en particular el llamado Cinturón Volcánico Trans Mexicano región a la cual pertenece nuestra zona de estudio.

El sistema de tripe rift mencionado con anterioridad determinan la frontera del BJ el cual se supone comenzó un proceso de deslizamiento relativo de Norte América (Luhr et al., 1985; Allan et al., 1991). De ser así este deslizamiento es muy lento, del orden de algunos mm/año o menos (Bandy y Pardo, 1994). Mediciones de GPS realizadas durante un periodo de 4 años fueron incapaces de determinar un movimiento relativo con el interior de la placa Norte Americana (Hutton et al., 2001). En un estudio de la tectónica del rift Tepic-Zacoalco (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000) se llegó a la conclusión de que la extensión del rift ocurrió predominantemente en dos periodos, el primero en el Mioceno tardío (12-9 Ma) mientras que el segundo en el Plioceno temprano (5.5-3.5 Ma) y con una menor extensión en el Cuaternario.

### 3.1.2 Placa de Rivera

La placa de Rivera subduce en un ángulo inicial de aproximadamente 10° a lo largo de la Trinchera Media de América e incrementa de manera constante hasta los 50° a una profundidad de 40 km, donde los terremotos han sido registrados a profundidades menores a los 130 km (Pardo y Suarez, 1993). La subducción de la placa de Rivera es actualmente mayor en el margen sur ( $\sim 38 \pm \text{mm/yr}$ ) y reduce progresivamente (velocidades  $< \sim 15 \text{mm/yr}$ ) hacia el extremo norte (DeMets y Wilson, 1997; Bandy et al., 2000). Durante los últimos 10 Ma la placa de Rivera se ha movido de manera independiente a la placa de Cocos a la cual es adyacente.

### 3.1.3 Bloque Jalisco

El BJ delimitado en el norte por el rift Tepic-Zacoalco y hacia el este por el rift de Colima, está conformado principalmente por rocas plutónicas y volcánicas pertenecientes a las temporalidades desde el Cretácico hasta el Eoceno, junto con secuencias subordinadas de sedimentos (Gastil et al., 1978; Köhler et al., 1988; Lange y Carmichael, 1991). Hacia el interior la sucesión volcánica es dominada por flujos de toba de ceniza volcánica riolítica datada entre los 65 y 92Ma (Wallace y Carmichael, 1989; Richter et al., 1995; Rosas-Elguera et al., 1997; Gastil et al., 1978). La región es caracterizada por la ocurrencia de series de campos volcánicos lampróficos pertenecientes al Plioceno-Cuaternario (Wallace y Carmichael, 1989; Lange y Carmichael, 1991; Carmichael et al., 1996; Richter y Rosas-Elguera, 2001).

### 3.1.4 Provincia de la Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental (SMO) es la provincia volcánica silícica más grande del mundo, cubriendo una superficie de  $\sim 296\,000 \text{ km}^2$  desde el sur de los Estados Unidos hasta el rift Tepic Zacoalco, promediando 1 km de espesor (McDowell y Clabaugh, 1979; Swanson y McDowell, 1984). Esta provincia volcánica silícica es atribuida a la subducción de la placa de Farallon en la parte oeste de México en el Oligoceno- Mioceno temprano (Atwater, 1970). Los productos en la provincia de la SMO varían desde los basaltos hasta las riolitas, y son dominadas

por las ignibritas riolíticas (Wark et al., 1990; Albrecht y Goldstein, 2000), de las cuales las edades reportadas van desde los 45 hasta los 18 Ma, con un vulcanismo más joven (desde los 34 hasta los 18 Ma) predominante en la región sur de la provincia. Existen varios estudios de datación de la porción norte del rift Tepic-Zacoalco, pero solo cuatro edades entre 21-18 Ma han sido reportadas en el interior del mismo (Gastil et al., 1978; Ferrari et al., 2002).

### 3.1.5 Baja California y la Provincia Extensional del Golfo

Baja California es un ejemplo de corteza continental de Norte América la cual fue transferida a la placa del Pacífico debido al cese de la subducción y a captura de micro placas entre 15 y 8-7Ma (Atwater, 1970; Mammerickx y Klitgord, 1982; Michaud et al., 2004; 2006). En la actualidad se cuenta con evidencia de carácter geofísico, estructural y geocronológico de la región circundante al golfo, las cuales ilustran que en un periodo que va desde el Mioceno hasta el Plioceno temprano (16-5 Ma) se llevó a cabo la expansión del afloramiento del piso oceánico (Karig y Jansky, 1972; Angelier et al., 1981; Dokka y Merriam 1982; Stock y Hodges, 1989; 1990; Lee et al., 1996). El desplazamiento en la Provincia Extensional del Golfo produjo a su vez ignibritas riolíticas entre los 12.5 y 6.3 Ma (Stock et al., 1999; Nagy et al., 1999; Oskin et al., 2001).

La cercanía entre el rift Tepic-Zacoalco y la región sur de la Provincia Extensional del Golfo ha provocado que ambos sistemas compartan algunas condiciones, como lo es el sistema de fallas de Pochotitlán, el cual consiste de un conjunto de fallas normales que cortan la ignibritas en la SMO y determinan el margen norte del rift Tepic-Zacoalco por al menos la mitad de su longitud (Allan et al., 1991). En adición varios diques máficos (11.9-11.5 Ma) se localizan de manera paralela entre el sistema de fallas (Damon et al., 1979; Clark et al., 1981; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). Lavas máficas con edades correspondientes a este periodo afloraron a lo largo de todo el margen norte del rift Tepic-Zacoalco, dentro de los cuales se encuentran los basaltos de San Cristóbal (10 Ma) localizados al noroeste de Guadalajara (Moore et al., 1994), los basaltos del norte de Tepic (9 Ma; Richter et al., 1995), los basaltos de Punta Mita (10 Ma) (Gastil et al., 1979)

y los basaltos localizados a lo largo del Río Santiago (9-11 Ma) (Nieto-Obregón et al., 1985; Damon et al., 1979). Al parecer el magmatismo máfico presente en la zona está relacionado con una extensión del brazo de la Provincia Extensional del Golfo. Moore demuestra que los espesores mayores a 600m de basaltos fueron depositados entre los 10.2 y 9.6Ma en la zona del rift (Moore et al., 1994). Ferrari (2004) argumentó que en el periodo 11-9Ma el vulcanismo basáltico a lo largo del margen norte del rift Tepic-Zacoalco podría ser el resultado de la descompresión provocada por la placa de Rivera (Ferrari, 2004).

### 3.1.6 Vulcanismo Bimodal

Como ya se ha mencionado con anterioridad la gran mayoría del vulcanismo presente en la zona del rift Tepic-Zacoalco pertenece al periodo Oligoceno-Mioceno (Sierra Madre Occidental) o al Cretácico-Paleoceno (Bloque Jalisco), sin embargo en la literatura se encuentran reportadas 12 edades de ignibritas y lavas silíceas pertenecientes al periodo del Plioceno (2.8-5.5 Ma) (Gastil et al., 1979; 1985; Nieto-Obregón et al., 1985; Richter et al., 1995; Rosas Elguera et al., 1997; Lewis-Kenedi et al., 2005). Adicionalmente 12 edades para lavas máficas (riolitas) con altas concentraciones de  $TiO_2$  entre los 3.2-4 Ma (Nieto-Obregón et al., 1985; Gilbert et al., 1985; Moore et al., 1994; Richter et al., 1995; Rosas-Elguera et al., 1997; Lewis-Kenedi et al., 2005).

### 3.1.7 Vulcanismo en el periodo Cuaternario

El vulcanismo arriba mencionado se extendió hasta el periodo cuaternario en la región que rodea el Volcán de Tequila. Aproximadamente  $35 \text{ km}^3$  de riolita y  $39 \text{ km}^3$  han sido depositados entre 1-0.2Ma, con un volumen menor a los  $3 \text{ km}^3$  de andesita-dacita en el mismo periodo (Harris, 1986; Wopat, 1990; Lewis-Kenedi et al., 2005). Mas recientemente (145-30 ka) ocurrió vulcanismo mediante el cual se depositaron alrededor de  $45 \text{ km}^3$  de riolita en la región de Sierra la Primavera, dicho centro volcánico se localiza a 60km al sureste del volcán Tequila.

En el mismo periodo perteneciente al cuaternario se registró vulcanismo alcalino en la porción noroeste del rift, en el cual se reconocieron flujos de basaltos-olivinos, hawaita, mugearita y benmoreita (Nelson y Carmichael, 1984), también

en una región cercana al volcán Las Navajas se produjo tracita y riolita pralkalina (0.2Ma) (Nelson y Hegre, 1990).

El rift Tepic Zacoalco forma parte del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, en el cual se localizan cinco estratovolcanes andesíticos el primero de ellos el volcán San Juan, volcán San Ganguey, volcán Tepetiltic, volcán Ceboruco y el Volcán Tequila con numerosos eventos en las periferias de los mismos. Todos ellos siendo creados en un periodo menor a los 0.6 Ma. (Frey et al., 2004; Lewis-Kenedi et al., 2005; Luhr, 2000; Nelson y Carmichael, 1984).

### 3.1.8 Patrón de los afloramientos del Plioceno

Según datos del Instituto Nacional de Estadística Geografía (INEGI) en la región correspondiente al Rift Tepic-Zacoalco 45% de la superficie ha sido catalogada como flujos de tobas y cenizas. Con una longitud ~185 km y un promedio de anchura de ~50 km, el rift se extiende desde la ciudad de Guadalajara hasta la ciudad de Tepic con una superficie de aproximadamente 9250 km<sup>2</sup>, de la cual alrededor de 4200 km<sup>2</sup> son productos volcánicos silícicos. Las estructuras dominantes en la región son domos y flujos de toba y ceniza, estas a su vez forman mesetas relativamente altas (más de ~2000m sobre el nivel del mar). Teniendo en cuenta las edades reportadas en estudios de datación radiométrica y relacionándolos con las lavas de la SMO ha sido posible reconocer un patrón en los afloramientos. En primer lugar, las unidades correspondientes a la SMO son profundamente disecadas en los modelos digitales de elevación de alta resolución, comparados con aquellos pertenecientes al Plioceno, lo cual es más evidente en las secuencias de flujos de tobas y cenizas al noreste del Volcán Ceboruco. La mayor región de ignibritas se localiza al noreste del Volcán Ceboruco y comprende ~450 km<sup>2</sup>. Otras regiones documentadas con secuencias pertenecientes a este periodo se localizan al oeste y al norte del Volcán Tepetiltic, al noroeste del Volcán Tequila en la región central del rift y al norte de Guadalajara. El área expuesta total estimada de vulcanismo riolítico perteneciente al Plioceno es de ~2030km<sup>2</sup> lo cual representa el 48% del territorio mapeado como vulcanismo silícico (Holli et al., 2007). Estudios de perforaciones

realizados en las cercanías de los Volcanes Ceboruco y Sierra La Primavera (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000) identificaron regiones de riolitas pertenecientes al Plioceno las cuales fueron cubiertas por depósitos del Cuaternario. Al sumar estas regiones la extensión del área se incrementa hasta los  $\sim 4230 \text{ km}^2$ .

El espesor de las secuencias de los flujos de toba y ceniza es de al menos 500m y fueron expuestos debido al fallamiento al norte y noreste del Volcán Ceboruco. Al este del Volcán Tequila los espesores van desde los 200-300m. Mientras que las ignibritas riolíticas tienen un espesor  $\sim 40\text{m}$  en las cercanías del Volcán Ceboruco y son mayores a los 140m en Sierra La Primavera (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000).

### 3.2 Características del El Rift Tepic Zacoalco

#### 3.2.1 Deposición de ignibritas durante el Plioceno en el rift Tepic Zacoalco

El mapa de la extensión territorial de las riolitas del Plioceno está basado en la distribución geográfica de las unidades datadas y el contraste topográfico con las unidades más antiguas disecadas de la SMO. En total  $\sim 2030 \text{ km}^2$  de riolita del Plioceno se encuentran expuestas. Substanciales secuencias de fallas normales indican que los rangos de espesor de las secuencias se encuentran entre los  $\sim 200$  a  $>500\text{m}$ . Si estos espesores son aplicados al área total de los depósitos totales de riolita en el Rift Tepic-Zacoalco, los valores estimados de mínimo y máximo volumen son  $\sim 200$  y  $\sim 1000\text{km}^3$ . Considerando las regiones cubiertas en las proximidades del Volcán Ceboruco las cuales tienen un espesor de 40m, el volumen adicional es de  $\sim 34\text{km}^3$ . De manera similar en la región de Sierra La Primavera con un espesor de  $\sim 140\text{m}$ , el volumen adicional es de  $190\text{km}^3$ . Estas estimaciones no incluyen aquellas riolitas que pudieron haber sido cubiertas por basaltos del Plioceno o los depósitos del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Por lo tanto, el volumen mínimo estimado para las riolitas pertenecientes al vulcanismo del Plioceno en el Rift es cercano a los  $600 \text{ km}^3$ .

Aunque geográficamente el vulcanismo riolítico del Plioceno no es tan extenso como el perteneciente a la provincia de la SMO si es equivalente en intensidad



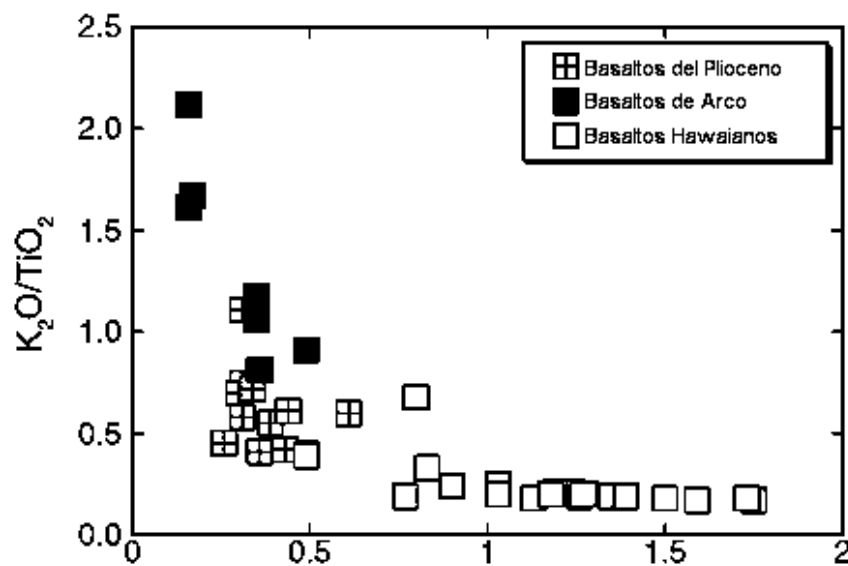
en el Rift Tepic-Zacoalco, al menos localmente, basado en los espesores de flujos de ceniza y toba acumuladas en un millón de años. El promedio de los espesores de las ignibritas de la SMO en la parte sur de la provincia es ~1200m (Nieto-Samaniego et al., 1999). En comparación los flujos de ceniza y toba del Plioceno acumularon espesores de al menos 500m en menos de un millón de años en la cercanía del Volcán Ceboruco. Esto indica una acumulación local >50cm/k.a., el cual es un orden de magnitud mayor que el documentado para el arco volcánico en el Rift durante el último millón de años en los campos volcánicos Tequila y Ceboruco-San Pedro (5–8 cm/k.a.) (Frey et al., 2004; Lewis-Kenedi et al., 2005).

### 3.2.2 Basaltos altos en TiO<sub>2</sub> del Plioceno

Afloramientos de basaltos del Plioceno se encuentran a lo largo de todo el Rift. En la zona cercana al Volcán Ceboruco, basaltos del plioceno (3.9 y 4.0 Ma) parecen ser depositados a lo largo de los escarpes de fallas normales. Otros basaltos ocurrieron estratigráficamente en la cima de domos de riolitas y tobas. Basaltos altos en titanio y basaltos andesíticos (48-56 wt% SiO<sub>2</sub>), con rangos de edades de 3.2 a 4.0 Ma, fueron depositados al norte de la parte central y en la parte este del Rift (Nieto-Obregón et al., 1985; Gilbert et al., 1985; Moore et al., 1994; Richter et al., 1995; Rosas-Elguera et al., 1997; Lewis-Kenedi et al., 2005).

La composición de las lavas basálticas en el Rift es variable, pero todas son caracterizadas por un contenido relativamente alto de Ti (>1.5 wt%). Ciertamente los basaltos altos en Ti no son típicos en zonas de subducción, sino que se encuentran más bien relacionadas con OIB (Ocean-Island Basalt) y adscriben a un fenómeno de extensión-descompresión y fundición del manto astenosférico. Existen además evidencias geoquímicas, los cuales indican que los basaltos altos en Ti en el Rift no son solo el resultado de la subducción. Los basaltos del arco han sido enriquecidos por iones de la litósfera como lo son Rb, Sr, Ba y K, los cuales están relacionados a su vez con elementos de campos de altas tensiones como lo son Nb, Ta, Hf, Zr, Ti. En el diagrama de K<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub> contra Zr/Ba (Figura 3.3) se muestra que los basaltos del Plioceno se encuentran entre aquellos del tipo basaltos de arco del campo volcánico Michoacán- Guanajuato

y basaltos de tipo Hawaiano (Hasenaka y Carmichael, 1987). Por lo tanto, parece ser que los basaltos del plioceno se encuentran en un estado transicional entre la deriva astenosférica no relacionada con la subducción y aquella típica de los arcos. Estos basaltos probablemente fueron formados por una fusión descompresional del manto astenosférico en algún proceso de subducción previo (Ferrari, 2004). Esta composición intermedia, junto con la extensión de fallamiento normal sugieren que el vulcanismo basáltico del Plioceno es una consecuencia de la extensión y adelgazamiento de la litósfera y no necesariamente de la subducción activa.

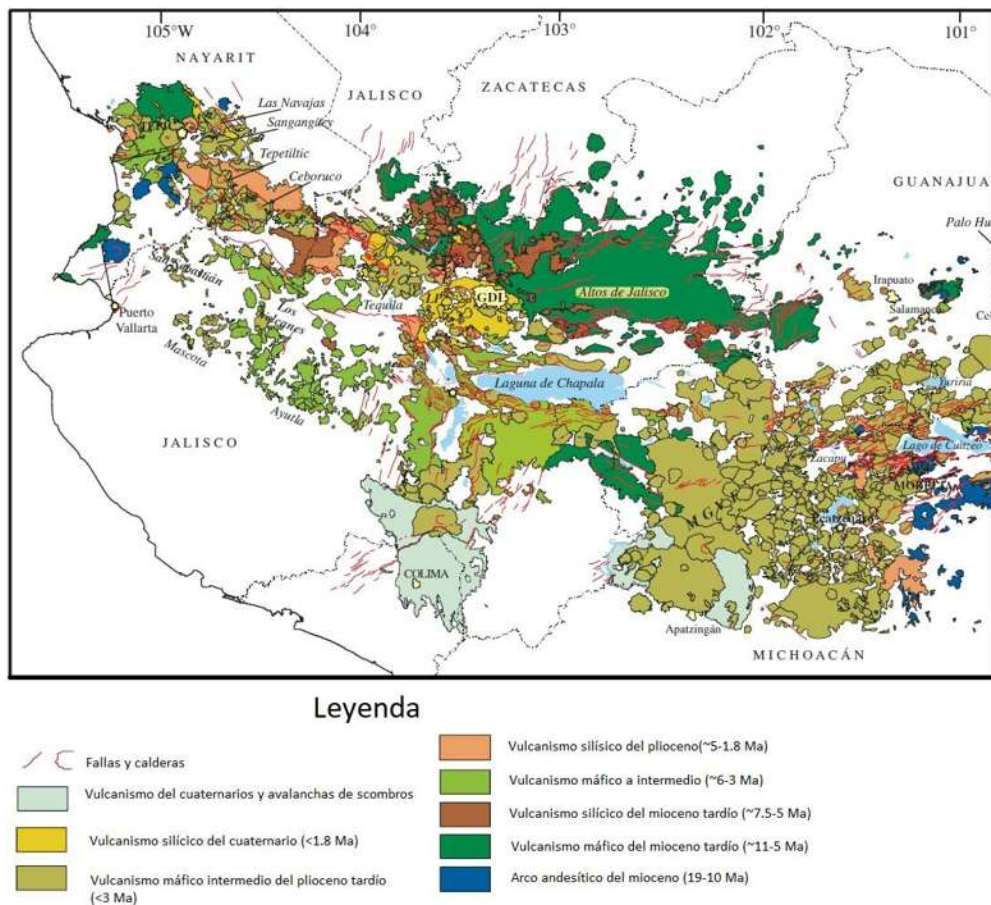


**Figura 3.3** Gráfica de  $K_2O/TiO_2$  contra  $Zr/Ba$  de los basaltos del Plioceno, basaltos altos en Mg del este de México y Hawaianas toleíticas. Los basaltos del Plioceno son transicionales toleíticas y son típicas de los basaltos de arco del oeste de México (Hasenaka y Carmichael, 1987).

### 3.2.3 Derretimiento de la parte superior de la corteza y deposición de basaltos

Durante el periodo del Plioceno el vulcanismo en la región del Rift fue de carácter bimodal, con algunas pocas fases intermedias, lo cual es típico de los arcos volcánicos. Las riolitas del Plioceno podrían haberse producido por un segundo derretimiento parcial de lavas e ignibritas pertenecientes a la SMO (o sus componentes plutónicos equivalentes) derivando en el emplazamiento de magma basáltico en la parte superior de la corteza. Evidencia de ello puede encontrarse

en el flujo piroclástico al noreste del Volcán Tepetitlic (SMO-12), donde cristales sanidinos reportan edades propias del Plioceno (4.7-4.9Ma) o del Oligoceno (26Ma). Los cristales sanidinos son probablemente derivados de un protolito riolítico perteneciente a la SMO que fueron preservados durante un derretimiento parcial para producir la riolita en el Plioceno. Esta hipótesis es corroborada con los estudios de concentración de Sr. Las riolitas pertenecientes al Plioceno tienen la concentración más baja de Sr comparadas con aquellas pertenecientes a los periodos Paleoceno-Eoceno y Oligoceno-Mioceno (SMO). Este patrón es consistente con la hipótesis de que las riolitas son parcialmente fundidas y recicladas a lo largo del tiempo.



**Figura 3.4** Mapa geológico de la parte oeste del Cinturón Volcánico Transmexicano. Modificado de Gómez-Tuena (2007).

### 3.2.4 Fronteras del rift Tepic-Zacoalco

El margen sur del Rift Tepic-Zacoalco es el Rio Ameca, el curso del cual es controlado por la tectónica de la depresión de Ameca (Nieto-Obregon et al., 1992), el cual fue dividido después en tres depresiones por Ferrari (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). El rio Ameca es de gran relevancia puesto que al momento no se han encontrado deposito alguno que haga referencia a la SMO, cuya provincia se extiende a lo largo de toda la región del Rift.

El margen norte del Rift es el Rio Santiago, en el cual basaltos de 11-9Ma se encuentran a lo largo de toda su extensión (Gastil et al., 1979; Damon et al., 1979; Clark et al., 1981; Nieto-Obregón et al., 1985; Moore et al., 1994; Richter et al., 1995; Holli y Frey et al., 2007). De manera similar al Rio Ameca, parece ser que en la actualidad el curso del rio sigue una frontera tectónica preexistente. En este caso, se trata de una extensión del brazo de la provincia extensional del Golfo la cual fueron depositados de basaltos con un espesor >600m entre los 10 y 9Ma (Moore et al., 1994).

### 3.2.5 Evidencia de Extensión en el Rift Tepic-Zacoalco durante el Cuaternario

Aunque aparentemente el vulcanismo ocurrido durante el periodo del Plioceno parece no haberse extendido hasta el Cuaternario, exceptuando las regiones cercanas al Volcán Tequila y Sierra La Primavera, han ocurrido extensiones den la dirección NO y fallamientos normales. Por ejemplo, La meseta de basaltos de Santa Rosa (1 Ma) al norte del Volcán Tequila presenta una inclinación de  $\sim 1^\circ$  en dirección del cañón del Rio Santiago, donde el borde norte es  $\sim 700\text{m}$  más elevado que la parte sur. La inclinación de  $1^\circ$  a lo largo de 10 km de la meseta indican que se originó un desplazamiento vertical de  $\sim 175\text{m}$  durante el último millón de años.

Otra evidencia es la sismicidad reciente registrada en el presente lo que indica que la extensión del fallamiento continua en la actualidad. Por ejemplo, las secuencias de pequeños sismos registradas en Abril-Mayo de 1997 en la cercanías del poblado de Zacoalco (Pacheco et al., 1999), como también el closter de 48 eventos sísmicos en el valle del rio Ameca entre 1996 y 1998 (Núñez-Cornú et al., 2002), los cuales evidenciaron un movimiento normal en las

fallas que tenían una dirección NO en profundidades de 0 a 35km. Estos eventos recientes son consistentes con la evidencia de sismos de magnitudes  $>7.0 M_w$  cercanos a los poblados de Ameca y Zacoalco en 1568 (Suarez et al., 1994). Considerando las evidencias de sismicidad se puede suponer que cualquier modelo que se desarrolle para el Rift deberá considerar que los eventos ocurridos durante el Plioceno continúan generando un fallamiento normal durante el Cuaternario (Holli et al., 2007).

### 3.2.6 Modelos previos del desarrollo del Rift

Hasta antes del descubrimiento de los depósitos pertenecientes al Plioceno se habían desarrollado tres modelos de la evolución del Rift los cuales se mencionan brevemente a continuación:

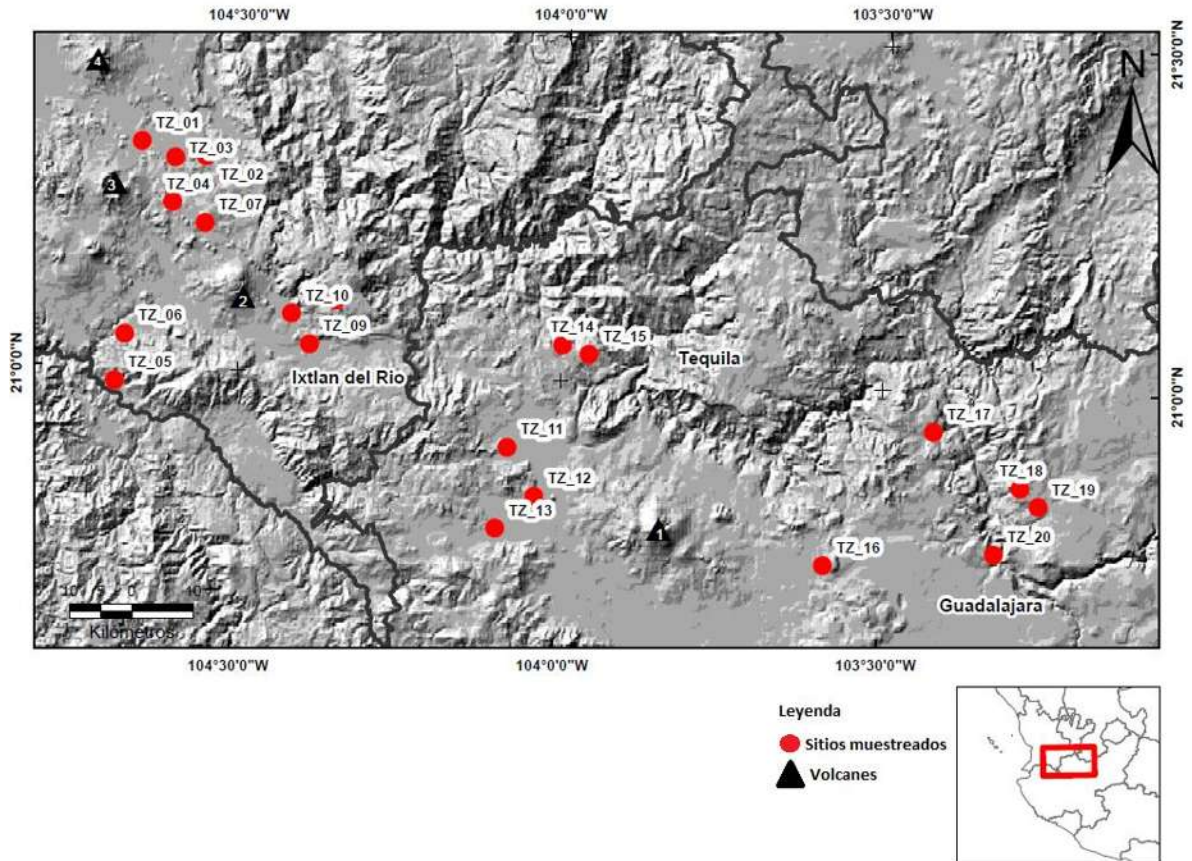
- El primer modelo Luhr et al., (1985) sugiere que el sistema del Rift Tepic-Zacoalco es parte de un sistema de triple rift, el cual es el resultado de la propagación en dirección este de saltos de extensiones de crestas y la continua elevación de la porción este de la Placa del Pacífico. De acuerdo con este modelo el BJ y la placa de Rivera han comenzado a transferirse a la placa del Pacífico, evidencia de ello es la extensión y el fallamiento deslizado en el rift Tepic-Zacoalco y el fallamiento normal en el graben de Colima, de manera análoga a lo ocurrido en Baja California.
- En segundo modelo Serpa et al., (1989) propone que la subducción oblicua de la placa de Rivera está causando un deslizamiento dextral junto con la región del antearco, el cual incluye la región del BJ y el Rift Tepic-Zacoalco. Evidencia de ello fue el fallamiento dextral junto con la región de antearco costa afuera al sur del Rift de Colima presentado por Bandy et al., (2005). Adicionalmente Bandy y Millol et al., (1997) sugirieron que existe un incremento en la oblicuidad de la subducción derivando en una extensión del BJ en el sentido NO-SE.
- En el tercer modelo Rosas-Elguera et al., (1996) argumentó que el rift es una característica extensional que se desarrolló en respuesta a la

regresión, debido a la subducción en retroceso de la placa de Rivera. La deformación como respuesta a la regresión es común en muchos arcos volcánicos (Otsuki, 1989), Delgado-Granados utilizan este argumento para crear una hipótesis para explicar la deformación extensional en el oeste de México (Delgado-Granados, 1993).

Las nuevas evidencias presentadas por Holli sobre el vulcanismo perteneciente al Plioceno (Holli et al., 2007), sugiere que la evolución del sistema del Rift Tepic-Zacoalco podría tratarse de una modificación del modelo propuesto por Luhr el cual describe de mejor manera la substancial extensión de la litósfera durante el este periodo (Luhr et al., 1985).

### 3.3 Localización del área de estudio y muestreo

Durante la segunda semana de abril del 2016 se realizó una campaña de muestreo en 21 sitios distribuidos en los alrededores del Rif- Tepic-Zacoalco. La selección de los sitios se basó en que contaran con edades radiométricas dando prioridad a aquellas las unidades volcánicas con edades entre los 3 y 5 Ma. En la Tabla 3.1, Figura 3.4 se muestra la localización y el tipo de roca de los sitios muestreados.



**Figura 3.4.** Localización de los sitios estudiados (escala 1:750,000). 1- Volcán Tequila, 2- Volcán Ceboruco, 3- Volcan Tepeltitic, 4- Volcán Sanganguey. En rojo se muestran los sitios muestreados.

**Tabla 3.1** Resumen de los sitios visitados.

Sitio	Coordenadas de sitio visitado		Tipo de roca	Edad (Ma)	Referencia
	Latitud	Longitud			
TZ_13	20°46.97	104°05.66	Riolita	3.02 ± 0.05	6
TZ_16	20°44.57	103°35.14	Flujo de lava riolítico	3.27 ± 0.02	1
TZ_05	20°58.81	104°41.41	Basalto alto en Titanio	3.38 ± 0.05	2
TZ_14	21°03.10	103°59.90	Basalto alto en Titanio	3.26 ± 0.18	5
TZ_15	21°02.40	103°57.40	Basalto alto en Titanio	3.19 ± 0.26	5
TZ_11	20°54.07	104°04.76	Flujo de lava riolítico	3.54 ± 0.01	1
TZ_18	20°51.70	103°17.00	Basalto alto en Titanio	3.69 ± 0.13	5
TZ_12	20°49.884	104°02.141	Basalto alto en Titanio	3.86 ± 0.04	7
TZ_20	20°45.788	103°19.354	Basalto alto en Titanio	3.97 ± 0.06	4
TZ_09	21°02.367	104°23.532	Basalto alto en Titanio	4.01 ± 0.02	1
TZ_10	21°06.497	104°25.156	Toba silícea	4.23 ± 0.02	2
TZ_08	21°05.144	104°21.107	Domo de lava riolítica	4.32 ± 0.01	1
TZ_06	21°02.868	104°40.586	Toba silícea	4.57 ± 0.01	1
TZ_07	21°12.815	104°33.471	Domo de lava riolítica	4.72 ± 0.02	1
TZ_04	21°14.577	104°36.581	Flujo de lava riolítico	4.72 ± 0.04	1
TZ_03	21°18.494	104°36.316	Toba silícea	4.75 ± 0.01	1
TZ_02	21°18.572	104°33.6	Riolita	4.60 ± 0.20	3



<b>TZ_01</b>	21°19.74	104°39.64	Toba silícea	4.78 ± 0.04	1
<b>TZ_19</b>	20°50.17	103°15.28	Toba silícea	4.85 ± 0.06	4
<b>TZ_18</b>	20°56.162	103°25.697	Flujo de lava riolítico	5.19 0.06	4

1 (Holli y Frey, 2007), 2 (Righter et al., 1995), 3 (Gastil et al., 1978), 4 (Gilbert et al., 1994), 5 (Moore et al. (1994), 6 (Lewis-Kenedi et al., 2005), 7 (Rosas-Elguera et al., 1997).

La extracción de los núcleos se realizó utilizando un taladro portátil de gasolina (Figura 3.5), todas las muestras fueron orientados orientados con brújula magnética y con un compás solar siempre que fue posible, se recolectaron en promedio de 8 a 10 muestras cilíndricas paleomagnéticas estándar (2.5 cm de diámetro, 10 cm de largo) por sitio (Figura 3.4).



**Figura 3.5.** a) Perforadora a gasolina y broca hueca.





**Figura 3.5** A la izquierda se observa la colocación del orientador magnético.

En total se obtuvieron 185 muestras provenientes de 21 sitios. El capítulo 5 se hablará sobre el los tratamientos paleomagnéticos y mineralógicos a los que fueron sometidas.

# Capítulo 4

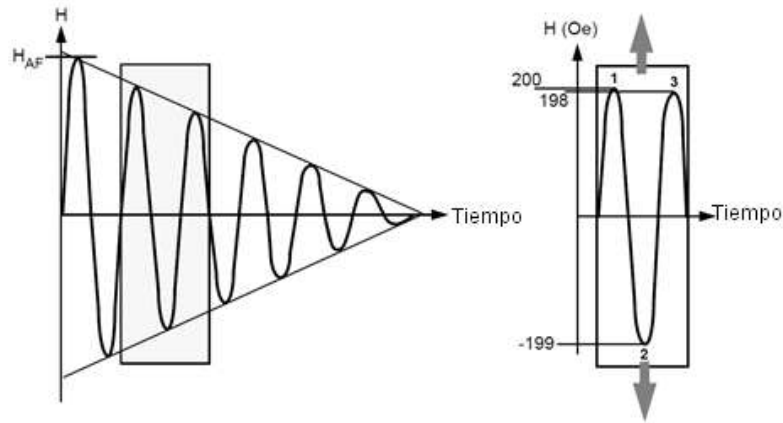
## Metodología

### 4.1 Tratamientos magnéticos (Desmagnetización por Campos alternos)

Para poder determinar la dirección primaria en muestras de cualquier origen es necesario implementar las llamadas técnicas parciales de desmagnetización, las cuales permiten discriminar las magnetizaciones secundarias de la primaria, existen dos principios para estas técnicas la desmagnetización por campos alternos (AF) y la desmagnetización térmica ( $T_{\text{demag}}$ ).

La desmagnetización por campos alternos consiste en exponer las muestras a un campo magnético alterno, el cual tiene forma sinusoidal y decrece de manera lineal en magnitud (Figura 4.1). Es común que los instrumentos de desmagnetización funcionen con intensidades de hasta 1000 Oe (100mT), con una frecuencia de 400 Hz y un tiempo de decaimiento desde un máximo de amplitud hasta cero de ~1 minuto.

Supongamos una dirección arbitraria  $z$  paralela al eje de la muestra, así mismo supongamos que colocamos la muestra en el instrumento de tal manera que la onda generada por el mismo vibre en el plano  $xz$ , en este plano la onda cambiara de dirección desde  $+x$  hasta  $-x$  por su naturaleza sinusoidal, entonces para una amplitud específica (100mT por ejemplo) todas las partículas que tengan un momento magnético de igual o menor amplitud sentirán la interacción con el campo como un jalón, primero en dirección positiva seguido de otro en dirección opuesta, y dado que el campo decrece lineal mente al ser jalado en dirección negativa este vector se estirará hasta una amplitud de un mT menos que la posición anterior y así consecutivamente hasta alcanzar el cero (ver Figura 4.1).



**Figura 4.1** Representación de la onda sinusoidal aplicada a la muestra. En la imagen se ve como decae la amplitud de la onda en una unidad a cada cambio de dirección (Butler, 2004).

En el caso térmico las muestras son elevadas a altas temperaturas ( $T_{\text{demag}}$ ) por debajo de la temperatura de Curie de los minerales que las constituyen, enseguida son enfriadas en un medio controlado en ausencia de campos magnéticos. Esto provoca que todas las partículas con temperatura de bloqueo  $T_B \leq T_{\text{demag}}$  adquieran una Magnetización Termorremanente, pero al estar en presencia de un campo cero esto conlleva en el borrado de la NRM presente en ellas.

#### 4.2 Métodos estadísticos (estadística de Fisher)

Debido a la naturaleza de los datos paleomagnéticos es necesario el empleo de técnicas estadísticas para su análisis. La estadística empleada para determinar las direcciones medias de los vectores de magnetización en el cálculo de los polos paleomagnéticos es de tipo bidimensional. La más utilizada es la de Fisher publicada en 1953, que se basa en suponer a los vectores de magnetización distribuidos en la superficie de una esfera. Existen otros métodos como los de Roberts y Ursell y la distribución normal bidimensional. En este trabajo solo se emplea la de Fisher, (1967).

La distribución de Fisher ve a las direcciones de los vectores de NRM de varios especímenes como puntos en la superficie de una esfera unitaria, con cada una de las direcciones con peso unitario (Fisher, 1967).

La función de densidad Fisher  $P_{dA}(\theta)$ , es la probabilidad por unidad de área angular de encontrar una dirección dentro de dicha área  $dA$ , centrada a un ángulo  $\theta$  de la media verdadera. El área angular se expresa en estereorradianes, donde el área total de una esfera unitaria son  $4\pi$  estereorradianes. Las direcciones se encuentran distribuidas de acuerdo a la función de densidad de probabilidad:

$$P_{dA}(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh(\kappa)} \exp(\kappa \cos\theta) \quad (4.1)$$

donde  $\theta$  es el ángulo a la dirección verdadera, (cero en este caso) y  $\kappa$  es el parámetro de precisión, esto es una medida de la concentración de la distribución alrededor del valor medio, este valor crece en tanto sea mayor la concentración.

Sea  $\xi$  el ángulo acimutal alrededor de la dirección media verdadera, la probabilidad de una dirección dentro de un área angular  $dA$ , puede expresarse como sigue:

$$P_{dA}(\theta)dA = P_{dA}(\theta) \sin\theta d\theta d\xi \quad (4.2)$$

El término  $\sin\theta$  aparece, ya que el área de una banda de ancho  $d\theta$  varía sinusoidalmente; la normalización de la función de Fisher se expresa:

$$\int_{\xi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} P_{dA}(\theta) dA = P_{dA}(\theta) \sin\theta d\theta d\xi = 1.0 \quad (4.3)$$

La probabilidad  $P_{d\theta}(\theta)$  de encontrar una dirección en una banda de ancho  $d\theta$  entre  $\theta$  y  $\theta+d\theta$  está dada por:

$$P_{d\theta}(\theta) = \int_{\xi=0}^{2\pi} P_{dA}(\theta) dA = 2\pi P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta = \frac{\kappa}{2 \sinh(\kappa)} \exp(\kappa \cos \theta) \sin \theta d\theta \quad (4.4)$$

y los ángulos de porcentaje, donde la dirección media se encuentra en ese margen, puede calcularse y algunos de los más comunes son los siguientes:

$$\theta_{50} = \frac{67.5^\circ}{\sqrt{\kappa}}, \quad \theta_{63} = \frac{81^\circ}{\sqrt{\kappa}}, \quad \theta_{95} = \frac{140^\circ}{\sqrt{\kappa}} \quad (4.5)$$

La dirección media puede calcularse mediante las expresiones:

$$D = \tan^{-1} \frac{\sum m_i}{\sum l_i} \quad (4.6)$$

$$I = \frac{\text{sen}^{-1} \sum n_i}{R} \quad (4.7)$$

$$R = \sqrt{(\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2} \quad (4.8)$$

Donde  $l_i, m_i, n_i$ , son los cosenos directores de la  $i$ -ésima dirección.

Fisher demostró que la estimación del parámetro de precisión  $\kappa$  es:

$$\kappa = \left( \frac{N-1}{N-R} \right) \quad (4.9)$$

cuando es conocida la dirección verdadera, o

$$\kappa' = \frac{N}{N - R \cos \omega} \quad (4.10)$$

donde  $\omega$  es el ángulo entre la dirección verdadera y las medidas estimadas.

Para darse ya una dirección media, debe de ir acompañada del límite de confianza, que en este caso es el llamado  $\alpha_{95} = \alpha_{(1-P)}$  y está dado por la expresión:

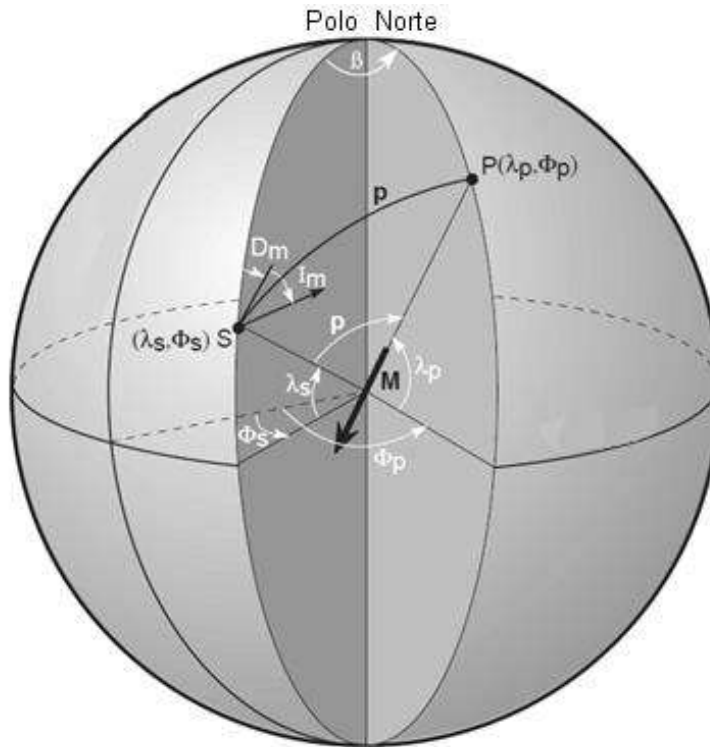
$$\cos \alpha_{(1-P)} = 1 - \frac{N - R}{N} \left\{ \left( \frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right\} \quad (4.11)$$

una buena aproximación es si  $\kappa \geq 10$ ,  $N \geq 10$ .

### 4.3 Polos geomagnéticos y rotaciones

#### 4.3.1 Determinación de los polos geomagnéticos virtuales VGP

Si suponemos que la distribución del CMT es dipolar entonces los valores de la declinación e inclinación magnéticos sobre la superficie del planeta estarán determinados por la posición del punto de observación, sin embargo, la posición del polo es única para un tiempo determinado. La posición del polo es la localización geográfica de la proyección del extremo negativo del dipolo sobre la superficie del planeta (Figura 4.2).



**Figura 4.2** Determinación de la posición del polo magnético  $P(\lambda_p, \phi_p)$  en función de la declinación  $D_m$  e inclinación  $I_m$  medidas en un punto de observación S con localización  $(\lambda_s, \phi_s)$  (Butler, 2004).

El cálculo de la posición del polo en función de un punto observado se reduce a resolver las leyes de senos y cosenos en el triángulo formado entre el punto de observación S el polo geográfico y el punto P del polo, considerando que la latitud  $\lambda$  se mide desde  $-90^\circ$  en el polo geográfico sur hasta  $90^\circ$  en el polo geográfico norte pasando por el cero en el ecuador y la longitud  $\varphi$  será positiva media en dirección este desde el meridiano de Greenwich, de esta manera podemos calcular el ángulo entre el punto S y el polo P como sigue:

$$p = \tan^{-1} \left( \frac{2}{\tan I_m} \right) \quad (4.12)$$

La longitud del polo  $\lambda_p$

$$\lambda_p = \text{sen}^{-1}(\text{sen} \lambda_s \text{cosp} + \text{cos} \lambda_s \text{senp} \text{cos} D_m) \quad (4.13)$$

Mientras que la distancia longitudinal  $\beta$  desde el punto de observación S y el polo P está dada por:

$$\beta = \text{sen}^{-1} \left( \frac{\text{sen} p \cos D_m}{\cos \lambda_p} \right) \quad (4.14)$$

En el cálculo de la longitud  $\varphi_p$  podrán presentarse dos casos

$$1. \text{ Si } \cos p \geq \text{sen} \lambda_s \text{sen} \lambda_p \text{ entonces } \varphi_p = \varphi_s + \beta \quad (4.15)$$

$$2. \text{ Si } \cos p \leq \text{sen} \lambda_s \text{sen} \lambda_p \text{ entonces } \varphi_p = \varphi_s + 180 - \beta \quad (4.16)$$

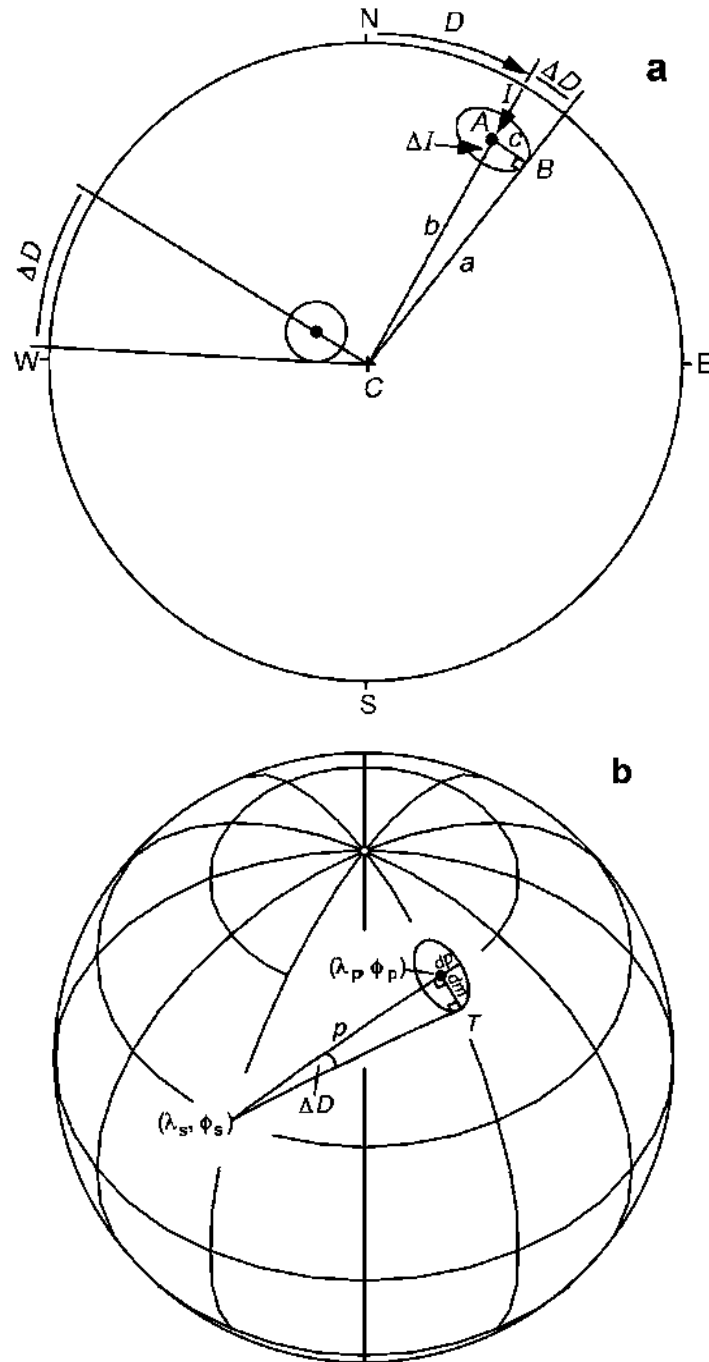
#### 4.3.2 Límites de confianza en polos

Como se mencionó en el apartado anterior es posible conocer la posición relativa del polo magnético en función de la declinación e inclinación medidas en un punto de observación S sobre la superficie del planeta. En este sentido es posible además determinar el límite de confianza de los valores determinados para la posición del polo P en términos de la Declinación, Inclinación y el término coeficiente estadístico  $\alpha_{95}$ .

Se trata de resolver un problema de dirección y espacio que se representa en la Figura 4.3 b). Consideremos el triángulo esférico con vértices en  $(\lambda_s, \varphi_s)$ ,  $(\lambda_p, \varphi_p)$  y T, el ángulo en el vértice  $(\lambda_s, \varphi_s)$  es  $\Delta D$ , los ángulos en los otros dos vértices son  $\pi/2$ . La distancia angular entre  $(\lambda_s, \varphi_s)$  y  $(\lambda_p, \varphi_p)$  es la colatitud magnética p. La distancia angular entre  $(\lambda_p, \varphi_p)$  y T es dm.

Consideremos ahora el triángulo ABC de la Figura 4.3 a). La distancia angular  $b = \pi/2 - l$  y  $c = \alpha_{95}$ . El ángulo B es  $\pi/2$  y el ángulo en C es  $\Delta D$ .





**Figura 4.3** a) proyección de igual área de las direcciones I, D ilustrando los límites  $\Delta I$ ,  $\Delta D$ . El límite de confianza de la dirección es circular en espacio, pero en la proyección sobre la superficie se convierte en una elipse. b) se muestra la posición del polo magnético con coordenadas  $(\lambda_p, \varphi_p)$  y los respectivos límites de confianza  $d_p$  y  $d_m$ , la posición del sitio  $(\lambda_s, \varphi_s)$ ,  $p$  es la colatitud magnética. La región clara dentro de la elipse alrededor del polo magnético tiene como semi eje mayor y menor a  $d_m$  y  $d_p$  respectivamente. Modificado de Buttler (2004).

Aplicando la ley de senos se tiene que:

$$\frac{\text{sen } c}{\text{sen } C} = \frac{\text{sen } b}{\text{sen } B} \quad (4.17)$$

$$\text{sen } C = \frac{\text{sen } c \text{ sen } B}{\text{sen } b} \quad (4.18)$$

Sustituyendo los valores de los ángulos.

Haciendo la sustitución  $T = \pi/2$  y  $\text{sen}(\Delta D) = \text{sen} \alpha_{95} / \cos I$ ,

$$\text{sen} \Delta D = \frac{\text{sen} \alpha_{95} \text{sen} \frac{\pi}{2}}{\text{sen} \left( \frac{\pi}{2} - I \right)} = \frac{\text{sen} \alpha_{95}}{\cos I} \quad (4.19)$$

De la Figura 4.3 a) se puede observar que  $\Delta I = \text{sen} \alpha_{95}$ .

Reescribiendo nuevamente la ley de los senos, tenemos que

$$\frac{\text{sen } d_m}{\text{sen } \Delta D} = \frac{\text{sen } p}{\text{sen } T} \quad (4.20)$$

Sustituyendo  $T$ ,  $\text{sen}(\Delta D)$  en la ecuación 4.20 y considerando que  $d_m$  y  $\alpha_{95}$  son normalmente ángulos pequeños ( $\text{sen } x \approx x$ , para ángulos pequeños), es posible despejar  $d_m$  como sigue:

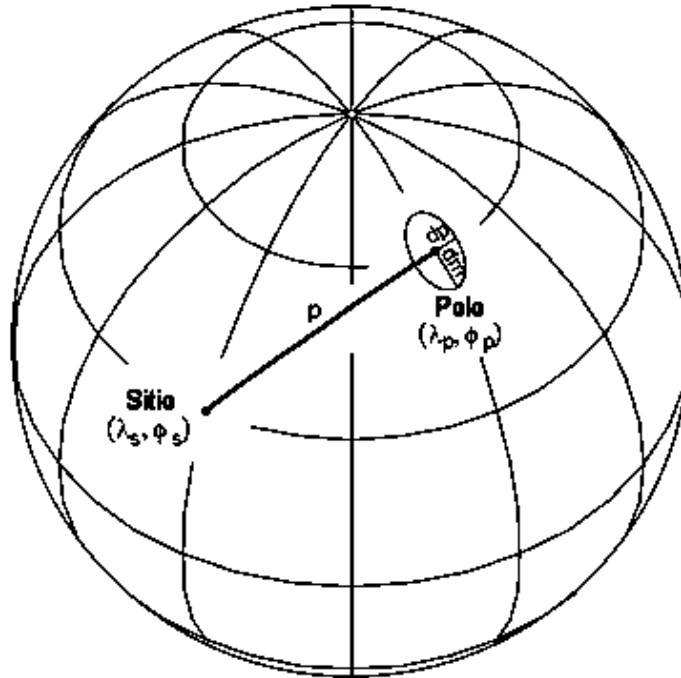
$$d_m = \alpha_{95} \left( \frac{\text{sen } p}{\cos I_m} \right) \quad (4.21)$$

La distancia angular  $p$  se puede determinar a partir de la siguiente ecuación

$$p = \cot^{-1} \left( \frac{\tan I}{2} \right) \quad (4.22)$$

diferenciando ambos lados de la ecuación y después de realizar algunas sustituciones con identidades trigonométrica se obtiene:

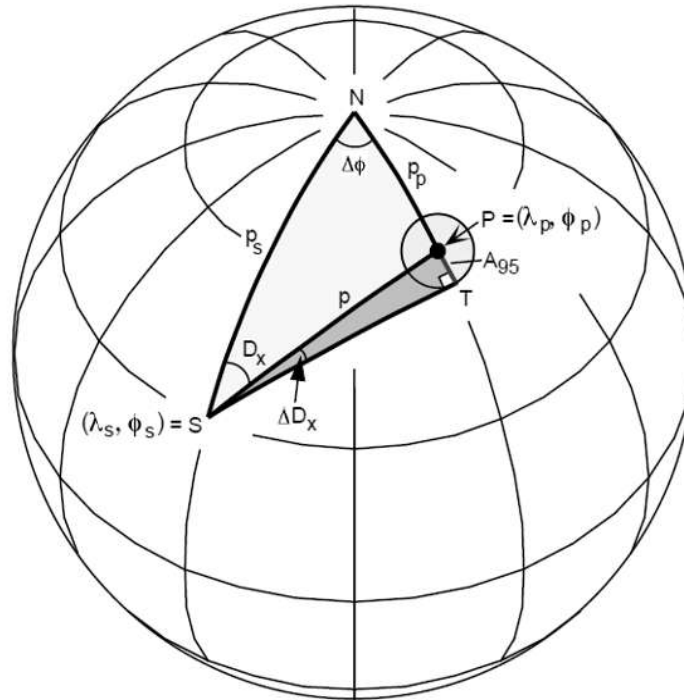
$$d_p = 2\alpha_{95} \left( \frac{1}{1+3\cos^2 I} \right) \quad (4.23)$$



**Figura 4.4** Elipse de confianza alrededor de la posición calculada del polo magnético, (Butler, 2004).

#### 4.3.4 Direcciones esperadas de campo magnético

Considerando las coordenadas geográficas del sitio observado  $(\lambda_s, \varphi_s)$  junto con las coordenadas del polo  $(\lambda_p, \varphi_p)$ , así como el límite de confianza del polo ( $A_{95}$ ), es posible determinar las direcciones esperadas del campo magnético en el sitio observado. El problema se reduce como en caso de la determinación del polo magnético a calcular el ángulo  $S$  en la Figura 4.5.



**Figura 4.5** Geometría utilizada para determinar las direcciones esperadas para un campo magnético determinado. El polo magnético está en la posición  $(\lambda_p, \phi_p)$  con un círculo de confianza  $A_{95}$ , la localización del punto de observación está en  $(\lambda_s, \phi_s)$  (Butler, 2004).

La declinación e inclinación y los límites de confianza para los mismos se pueden calcular a partir de las expresiones siguientes:

$$I_x = \tan^{-1}(2\cot p) \quad (4.24)$$

$$\Delta I_x = A_{95} \left( \frac{2}{1+3\cos^2 I_x} \right) \quad (4.25)$$

$$\cos D_x = \frac{\cos \lambda_p - \sin \lambda_s \cos p}{\cos \lambda_s \sin p} \quad (4.26)$$

$$\Delta D_x = \sin^{-1} \left( \frac{\sin A_{95}}{\sin p} \right) \quad (4.27)$$

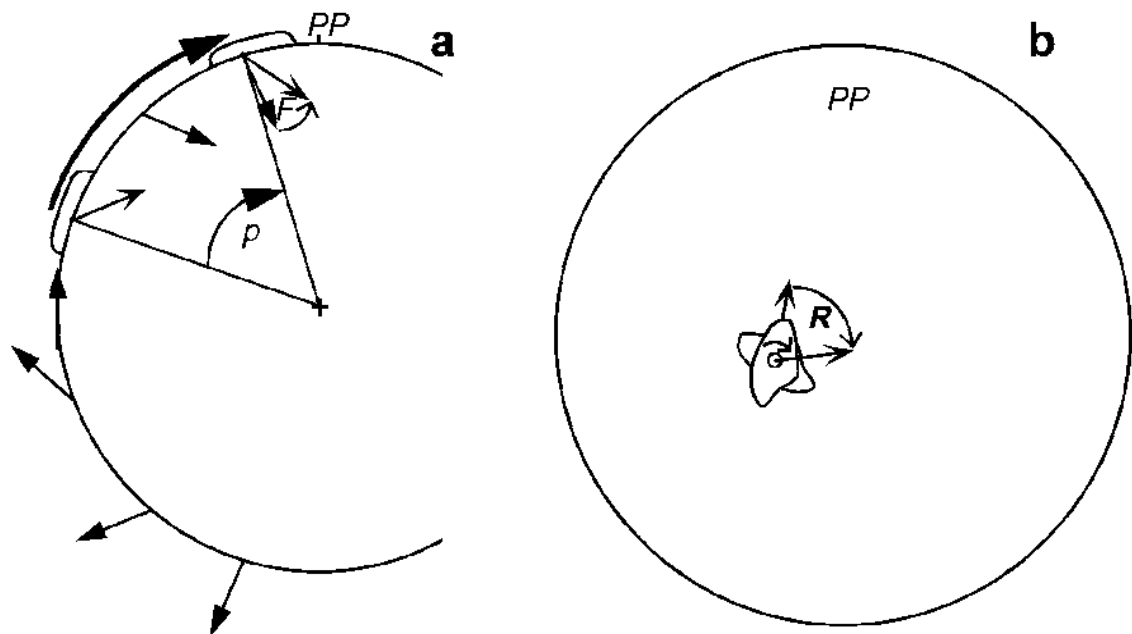
Donde  $p$  es la distancia angular entre el punto de observación y la posición del polo.

#### 4.3.4 Rotaciones en tectónica regional

Actualmente se consideramos la litósfera como un sistema dinámico que involucra las dorsales oceánicas, fallas transformantes y zonas de subducción. La deriva continental es una consecuencia natural y aceptada de la tectónica de placas, así como las extensiones de la corteza terrestre donde se forman rifts, un ejemplo de estos es la Baja California.

El término bloque de corteza es utilizado para denotar una región subcontinental la cual se ha movido con respecto al interior del continente. En la Figura 4.6 se ilustra cómo se utilizan los estudios de paleomagnetismo para determinar movimientos de bloques de corteza. Es importante resaltar que no es posible determinar aquellos movimientos puramente longitudinales, esto debido a la naturaleza del dipolo geocéntrico axial que genera el CMT.

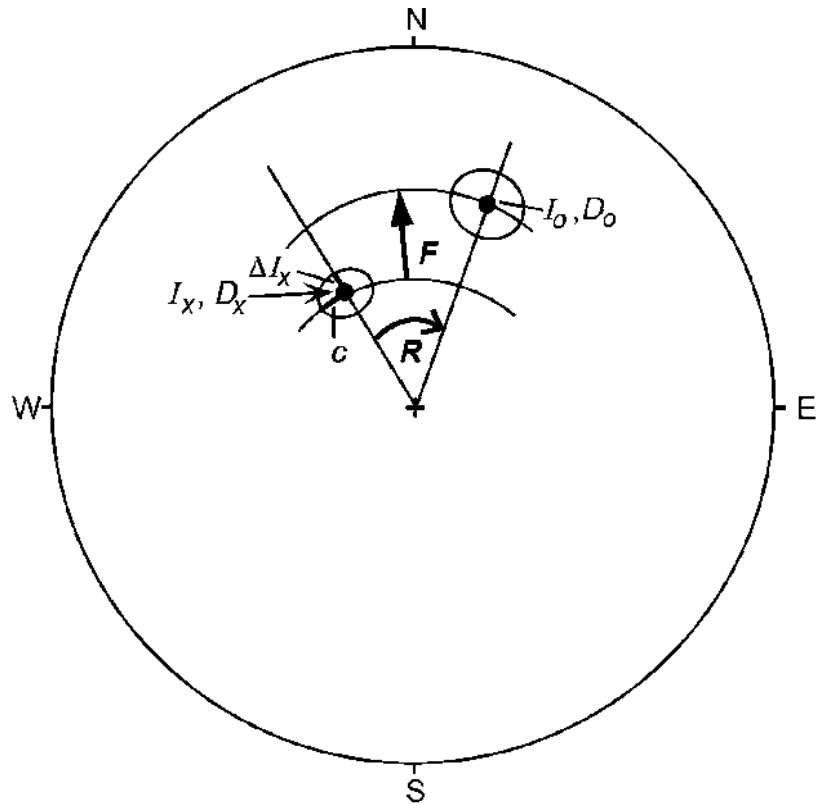
En la Figura 4.6 se muestra una sección transversal en el plano que contiene un polo paleomagnético en el punto PP. Las flechas en la superficie de la esfera indican la inclinación del campo dipolar con el polo en el punto PP, además muestran la inclinación magnética esperada. Si un bloque de corteza es magnetizado en una latitud intermedia y después experimenta un desplazamiento (recorre una distancia angular  $p$ ) a una latitud mayor, la inclinación observada será menor que aquella esperada en la nueva ubicación. El movimiento latitudinal junto con un polo paleomagnético produce un aplastamiento de la inclinación, denotado por el ángulo  $F$  (Figura 4.7).



**Figura 4.6** PP denota la posición del polo paleomagnético. a) las secciones transversales meridionales de la Tierra se muestran en dirección del campo magnético dipolar con polo magnético en PP (Butler, 2004).

#### 4.3.5 Rotaciones y achatamientos (Flattening)

Una vez obtenidas las direcciones esperadas para un sitio observado en función del VGP, es posible realizar una comparación con las direcciones obtenidas de las muestras a partir de las técnicas de desmagnetización para determinar una posible rotación y achatamiento de la tectónica regional. Se consideran positivas a aquellas rotaciones que presentan un sentido horario (Figura 4.7).



**Figura 4.7** Proyección de igual área de eje vertical de rotación.  $I_0, D_0$  son las declinación e inclinación observadas,  $I_x, D_x$  son la declinación e inclinación esperadas para el sitio,  $c$  es el límite de confianza de la distancia angular (Butler, 2004).

El eje de rotación  $R$  está determinado por:

$$R = D_0 - D_x \quad (4.28)$$

$F$  es el achatamiento se considera positivo cuando la inclinación observada es menor que la inclinación esperada. Y es dada por la expresión:

$$F = I_x - I_0 \quad (4.29)$$

Mientras que los límites de confianza se determinan mediante las ecuaciones:

$$\Delta R = 0.8\sqrt{\Delta D_0^2 + \Delta D_x^2} \quad (4.30)$$

$$\Delta F_{0.8} = \sqrt{\Delta I_0^2 + \Delta I_x^2} \quad (4.31)$$

El factor 0.8 son el resultado de un análisis estadístico riguroso realizado por Demarest (1983).

## Capítulo 5

### Preparación de muestras y tratamientos magnéticos

Los tratamientos magnéticos fueron realizados en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural de la Unidad Michoacán del Instituto de Geofísica de la UNAM.

#### 5.1. Preparación de las muestras

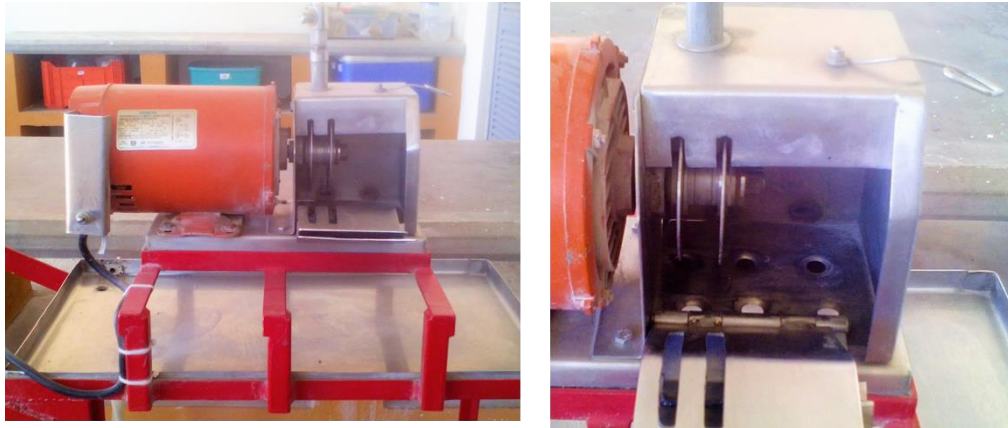
Durante la excursión de levantamiento de muestras se obtuvieron 185 núcleos pertenecientes a 21 flujos de lavas, los cuales fueron extraídos con una perforadora portátil a gasolina de la marca *silk* y orientados con un orientador magnético con una brújula marca Brunton. El diámetro de los núcleos es de 2.5 cm y longitud variable Figura 3.1.



**Figura 3.1** Muestras de roca antes de cortarlas en especímenes individuales.

Los especímenes son cortados utilizando una sierra de doble hoja (Figura 3.2) en secciones transversales cilíndricas llamados especímenes (Figura 3.3) los cuales miden 2.2 cm de longitud con un diámetro de 2.5 cm.





**Figura 3.2** Cortadora de especímenes de doble hoja.



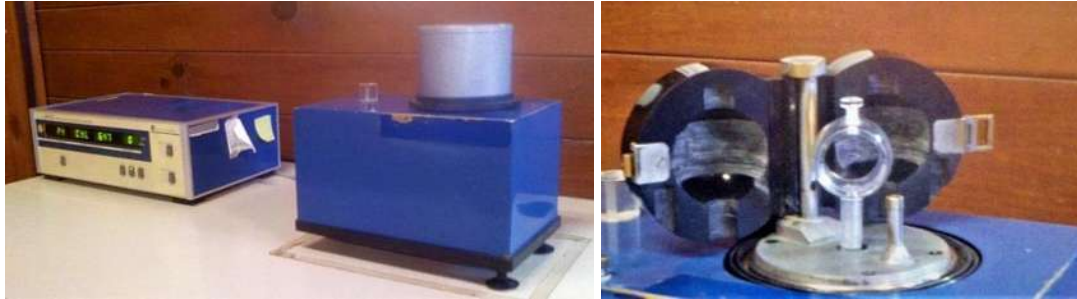
**Figura 3.3** a) En la imagen se muestran especímenes de diferentes núcleos, b) núcleo cortado en tres especímenes.

Los especímenes son marcados con un rotulador, en ellos se indica la dirección de la perforación y la clave que los distingue, la cual está relacionada con el número de extracción y las letras A, B, C, o D según el número de especímenes obtenidos de cada núcleo, esto debido a que tienen diferentes longitudes. Posterior al proceso de cortado y previo a la realización de los tratamientos magnéticos, con la finalidad de reducir los efectos de la magnetización viscosa, se colocaron las muestras dentro de un blindaje magnético durante 2 semana

## 5.2 Medición de la magnetización remanente natural (NRM)

La MRN es la magnetización presente en las muestras antes de ser sometidos a cualquier tratamiento de desmagnetización. Para medir esta magnetización se utiliza un magnetómetro magnetómetro de giro AGICO JR6. El proceso inicia

calibrando el equipo utilizando una muestra de referencia conocida, esta se coloca en el porta-muestras en una posición específica, posteriormente se mide este valor de referencia con el magnetómetro y el valor medido es tomado como referencia de calibración. Seguido de la calibración las muestras son medidas en cuatro posiciones diferentes



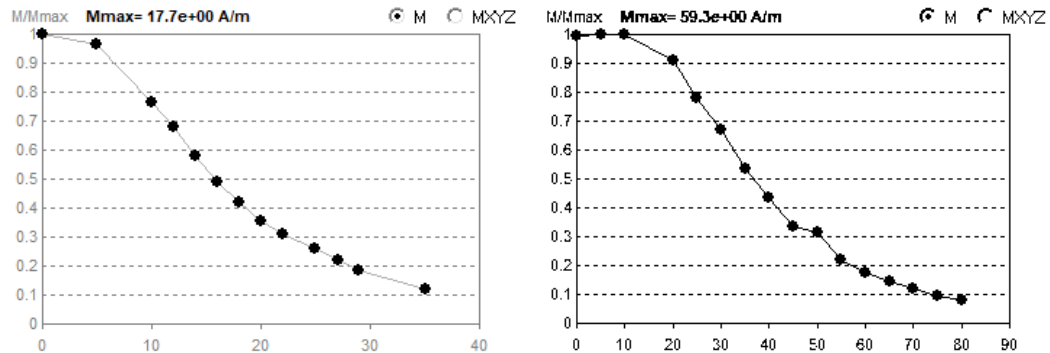
**Figura 3.4** Magnetómetro de giro JR5 y detalle del porta-muestras e interior del blindaje

### 5.3 Metodología de la desmagnetización por campos alternos (AF)

El método de desmagnetización por campos alternos consiste en aplicar a las muestras campos magnéticos con un valor inicial que va decreciendo mientras se alterna la posición de éstas, se desmagnetizaron de 6 a 8 muestras por sitio mediante este método. Los valores de la intensidad de los campos magnéticos aplicados iniciaron en 2, 5 o 10mT con incrementos del mismo valor inicial hasta observar en las muestras que no se desmagneticen o se comiencen a remagnetizar. En este experimento el campo alterno es aplicado a los especímenes con un desmagnetizador marca Schonstedt modelo GSD-5. Este equipo consta de dos componentes, el primero es la interfaz con los controles del equipo y el segundo es un blindaje cilíndrico en el cual se introduce la muestra y que consta con una bobina que genera el campo magnético (Figura 3.5).



**Figura 3.5** Equipo de desmagnetización GSD-5.



**Figura 3.6** Curvas de desmagnetización típicas. A la izquierda se muestra la curva de desmagnetización por campos alternos del espécimen 99T001A el cual perdió el 90% de su desmagnetización a los 35mT, a la derecha se muestra la curva de desmagnetización por campos alternos del espécimen 99T018A el cual alcanzó el 90 % de desmagnetización a los 80mT.

#### 5.4 Determinación de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas termomagnéticas K-T)

Con el objetivo de identificar a los minerales magnéticos portadores de la remanencia y comprobar su estabilidad magnética se realizaron mediciones de susceptibilidad en función de la temperatura (curvas termomagnéticas k-T) utilizando una muestra por cada unidad estudiada.

Para poder medir las propiedades magnéticas de las rocas se requiere que los especímenes sean pulverizados, donde los fragmentos de mayor tamaño no tengan un diámetro mayor a 1mm. La preparación de las muestras para este experimento consiste pulverizar un fragmento de las muestras (1 gramo) en un mortero de Ágata para evitar contaminación de materiales ferromagnéticos. La

medición de la susceptibilidad se realizó con un susceptibilímetro marca AGICO modelo MFK1. El proceso consiste en calentar las muestras pulverizadas hasta temperaturas cercanas a la Temperatura de Curie con un ritmo de calentamiento fijo y posteriormente son enfriados al mismo ritmo, durante este tiempo es medida la susceptibilidad magnética. Para evitar la oxidación de las muestras los especímenes son calentados en presencia de gas Argón.



**Figura3.7** Susceptibilímetro marca AGICO modelo MFK1 y detalle de la muestra utilizada por sitio para la determinación de la temperatura de Curie

## Capítulo 6

### Resultados y discusión

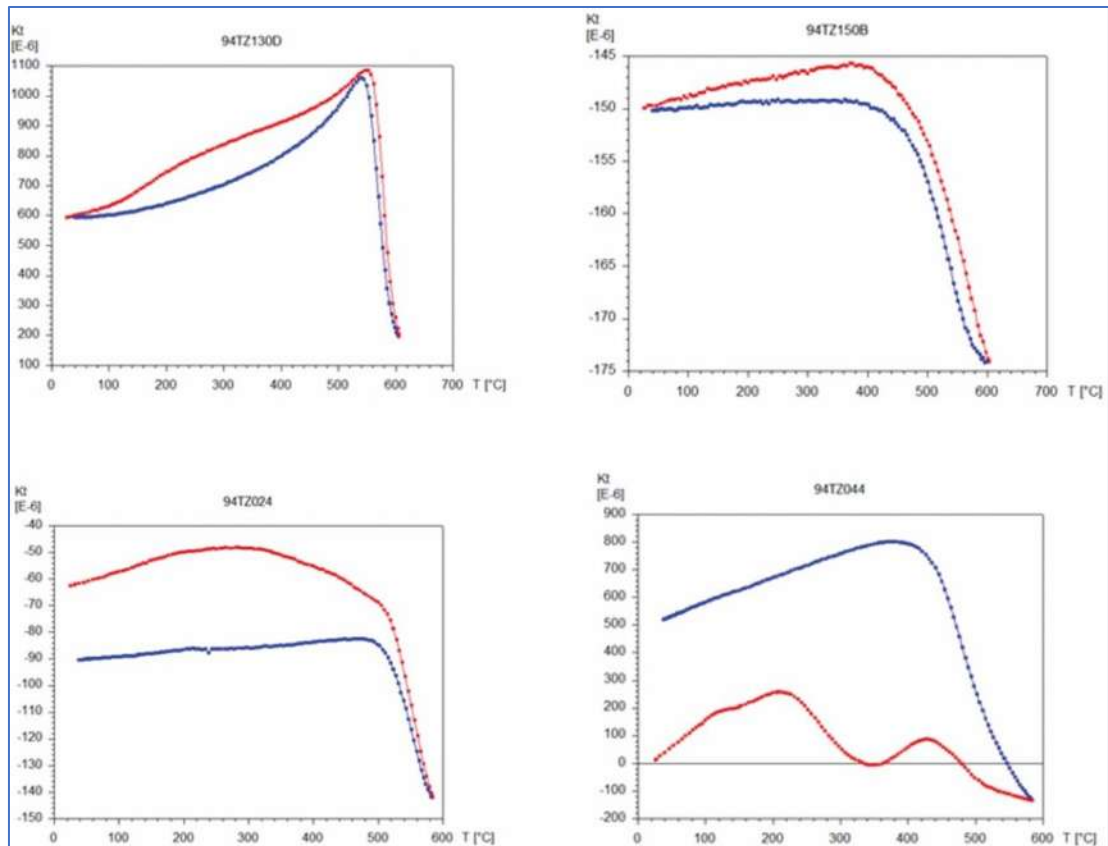
#### 6.1 Curvas de susceptibilidad termomagnética K-T

Para determinar la temperatura de Curie de las muestras estudiadas se calentaron con el susceptibilímetro AGICO modelo MFK1 equipado con horno. Se calentó una muestra por cada sitio hasta alcanzar los 600°C, el ritmo de calentamiento fue 15°C/min y posteriormente las muestras fueron enfriadas al mismo ritmo; todo el experimento se realizó en presencia de gas argón para reducir la posibilidad de oxidación. Las temperaturas de Curie se obtuvieron siguiendo el método doble tangente de Grommé et al., (1969).

Las curvas obtenidas en los experimentos de susceptibilidad contra temperatura muestran los siguientes comportamientos:

- A) En el 50% de los casos se aprecia una sola fase ferromagnética, con temperatura de Curie alrededor de los 570°C, la cual indica que el principal portador magnético es titanomagnetita con bajo contenido en titanio. Sin embargo, las curvas de enfriamiento y calentamiento no son reversibles, probablemente a causa del bajo valor inicial de la susceptibilidad y a las alteraciones fisicoquímicas ocurridas durante el calentamiento (Figura 6.1, muestra 94024A).
- B) En ocho casos (38%) se aprecia una sola fase ferromagnética con temperatura de Curie cercana a los 560°C, la cual es compatible con la presencia de titanomagnetita pobre en titanio (Figura 6.1, muestras 94TZ130D y 94TZ150B). Las curvas de enfriamiento y calentamiento se consideran reversibles.
- C) En el resto de las muestras (12%) se observan dos fases ferromagnéticas durante el calentamiento (Figura 6.1, 94TZ044), la primera de ellas es más significativa con una temperatura de Curie de 340°C y la segunda a una temperatura de 560°C; este comportamiento se debe posiblemente a la

coexistencia de titanomaghemitas y titanomagnetitas. Durante el enfriamiento, se observa una sola fase magnética y un aumento significativo de la susceptibilidad ocasionado posiblemente por la transformación de minerales ferromagnéticos durante el calentamiento.



**Figura 6.1** Curvas representativas de susceptibilidad vs temperatura, las líneas de color rojo y azul indican el comportamiento durante el calentamiento y enfriamiento respectivamente, la susceptibilidad se muestra en porcentaje respecto del valor máximo.

## 6.2 Determinación de la paleodirecciones

Luego del proceso de desmagnetización por campos alternos

Para examinar la estabilidad magnética y obtener las componentes la dirección de la magnetización remanente característica (ChRM) las muestras fueron sometidas a desmagnetización progresiva mediante campos alternos de 10 a 12

pasos con una intensidad máxima de 90 mT utilizando un desmagnetizador AGICO LDA-3 AF, después de cada paso de desmagnetización la magnetización remanente fue medida con el magnetómetro. Las direcciones características ChRM de cada muestra se determinaron mediante el análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980) mientras que las direcciones promedio de cada sitio fueron calculadas siguiendo la estadística de Fisher. En total se desmagnetizaron 126 muestras.

Cerca del 20% de las muestras estudiadas presentan una sola componente paleomagnética estable, la cual se comporta de forma lineal hacia el origen de coordenadas en los diagramas ortogonales, lográndose eliminar más del 80% de la magnetización original aplicando campos de 60 a 80mT (Figura 6.2, muestra 99T029A).

En otro grupo significativo (50%) de muestras se registró una componente inicial, la cual fue removida en los primeros pasos de magnetización, aplicando campos de 5 a 15 mT, por lo que se considera que se trata de una remagnetización de origen viscoso. Una vez que esta componente inicial fue removida, se aprecia un comportamiento lineal hacia el origen de coordenadas; por lo que fue posible aislar las componentes características (Figura 6.2, Muestras 99T074A y 99T118A).

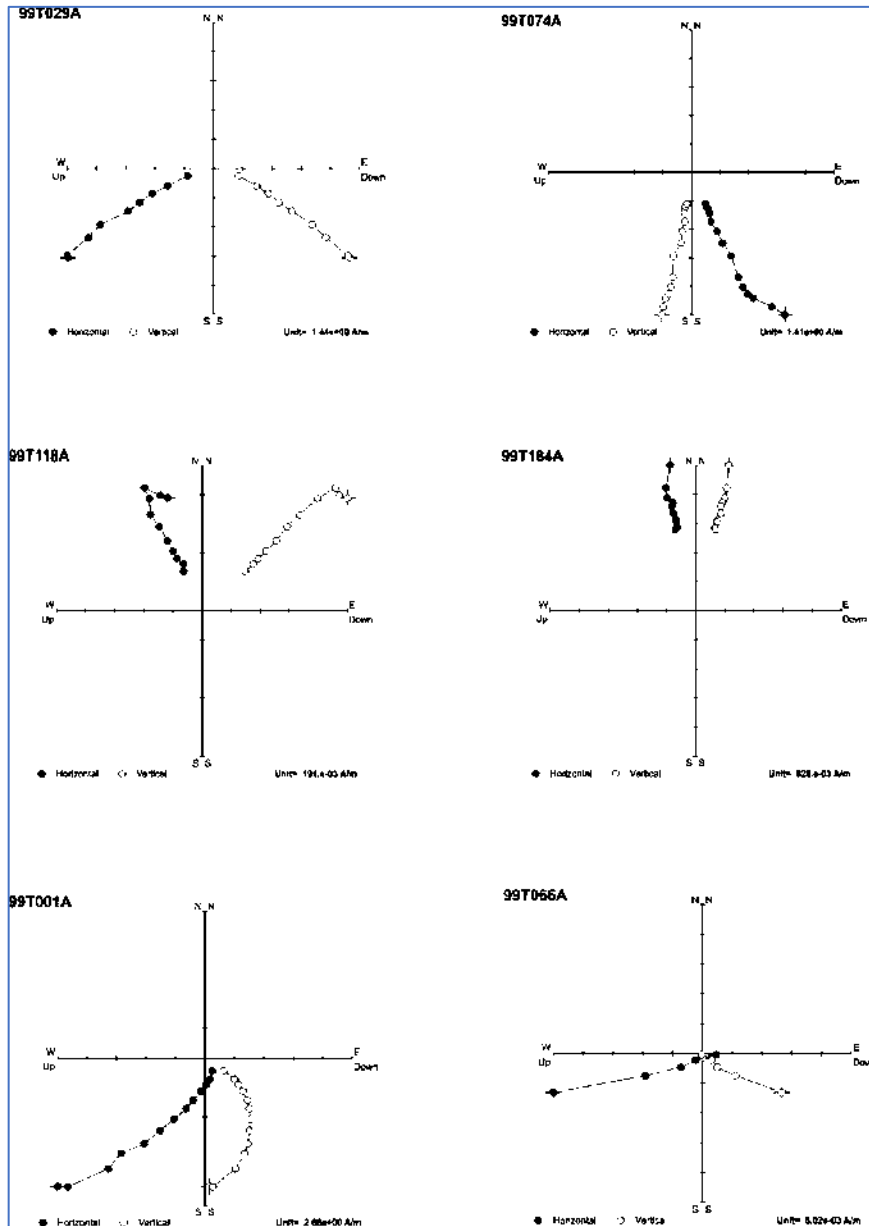
También se observó que algunas muestras (15%) conservan una magnetización superior al 50% de la original luego de haberles aplicado campos de hasta 90mT (Figura 6.2, muestra 99T184A). Al igual que en los casos anteriores, se puede distinguir una tendencia lineal hacia el origen por lo que es posible obtener las direcciones características y se les considera de origen primario.

En dos especímenes tratados de las muestras provenientes del sitio TPZ\_01 y se observa un comportamiento oblicuo en las componentes direccionales durante la desmagnetización por lo que no fue posible obtener sus direcciones ChRM (Figura 6.2, muestra 99T001A)

Finalmente, en dos de los especímenes de las muestras de los sitios TPZ\_08 se observó un comportamiento irregular de los componentes de desmagnetización



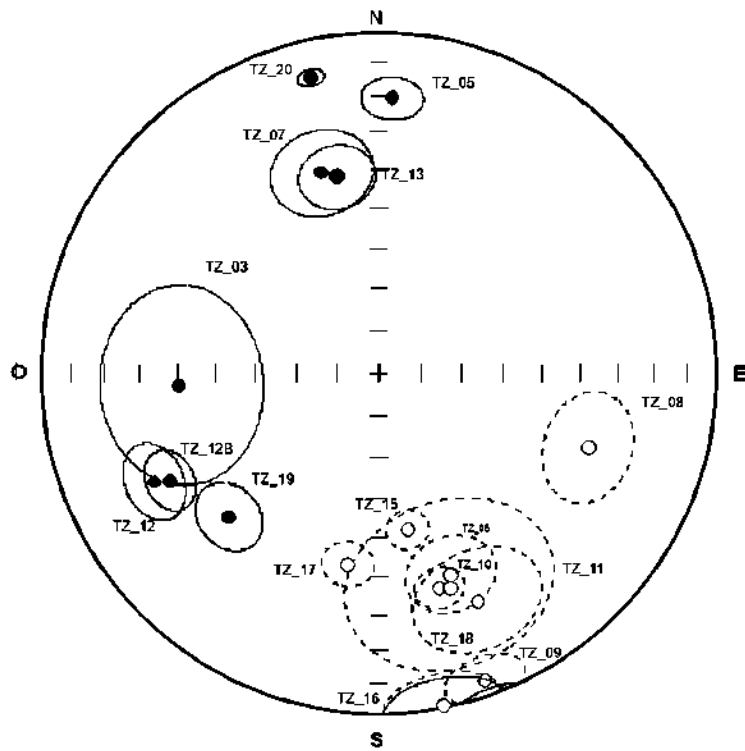
durante el proceso de desmagnetización. Este comportamiento posiblemente se deba a que las rocas donde se tomaron las muestras hayan sido afectadas por relámpagos (Figura 6.2, 99T066A). En el resto de los especímenes fue posible aislar las componentes direccionales características.



**Figura 6.2** Diagramas ortogonales de desmagnetización por campos alternos. Los números pertenecen al valor pico del campo aplicado en cada paso de desmagnetización en mT.



Posterior al proceso de desmagnetización mediante campos alternos se obtienen las direcciones paleomagnéticas promedio de cada sitio mediante la estadística de Fisher. Se determinó la paleodirección promedio en 17 de los sitios de las cuales 4 son de polaridad normal, 8 de polaridad invertida bien definida y 5 sitios con polaridades intermedias según el criterio de Vandamme (TZ\_03, TZ\_08, TZ\_12, TZ\_12B, TZ\_19) (Vandamme et al., 1994). Los valores de dispersión  $\alpha_{95}$  van desde los 2.5° hasta 22° (Tabla 1, Figura 6.3). En los sitios TZ\_01, TZ\_02, TZ\_04 y TZ\_14 no fue posible obtener un promedio ya que, a pesar de haberse determinado con buena calidad las direcciones individuales, estas no muestran un agrupamiento válido para la estadística de Fisher.

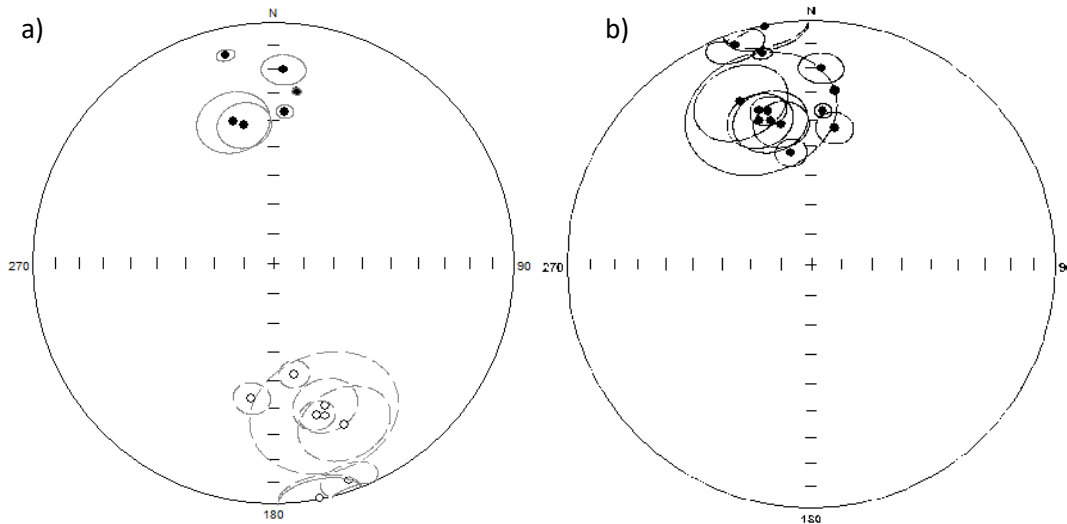


**Figura 6.3** Proyecciones de igual área de las paleodirecciones promedio de cada sitio con sus respectivos círculos de precisión de la estadística de Fisher. Los sitios de color negro sólido son los sitios con polaridad normal y los círculos blancos son los sitios de polaridad invertida.

Tabla 1. Direcciones promedio de la remanencia removida de cada flujo. Lat. y Long. son la latitud y longitud geográfica; Dec. e Inc. son la Declinación e Inclinación magnética respectivamente; k y  $\alpha_{95}$ , son el parámetro de precisión y radio del cono de 95% confianza de la estadística de Fisher; n es el número de muestras utilizadas para el cálculo y N el número total de muestras tratadas;  $VGP_{lat}$  y  $VGP_{long}$  son la latitud y longitud del polo geomagnético virtual asociado a cada sitio. R indica polaridad invertida, N polaridad Normal, IN e IR las polaridades intermedias normales e intermedias invertidas respectivamente.

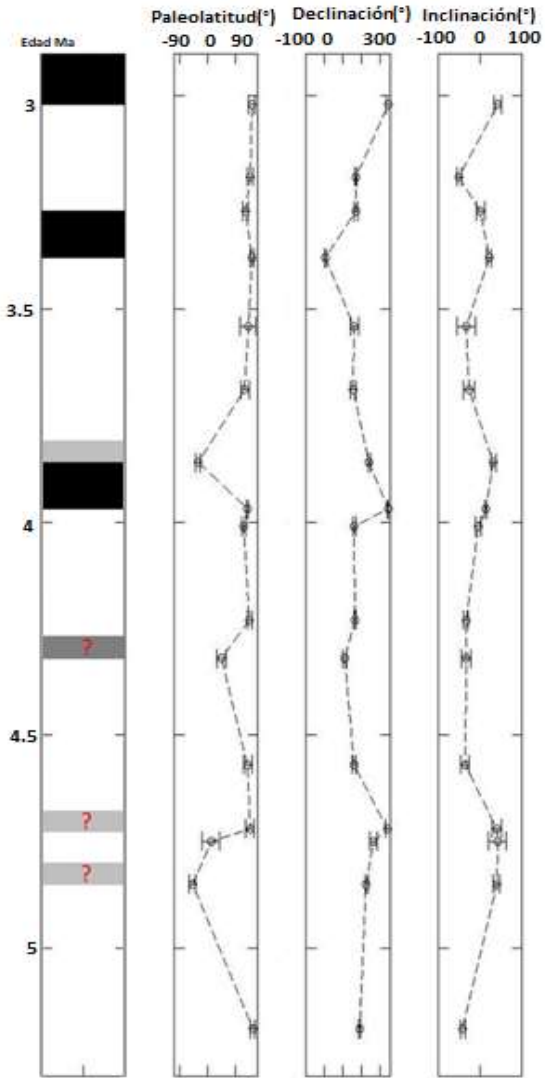
Sitio	LAT (°N)	LONG (°O)	Edad (Ma)	Tipo de roca	DEC	INC	$\alpha_{95}$	n/N	k	R	Polaridad	$^{\circ}VGP_{lat}$	$^{\circ}VGP_{long}$	dp	dm
TPZ_13	20.7828	-104.0943	3.02	Riolita	347.8	40.8	8.4	6/6.	65.1	5.9	N	78.41120	-179.07690	6.1785	10.1881
TPZ_15	21.0400	-103.9567	3.19	Basalto alto en Ti	169.6	-51.4	4.9	6/6.	185.9	6.0	R	75.59560	-141.90790	4.521	-6.6562
TPZ_16	20.7428	-103.5857	3.27	Riolita	168.9	-0.7	10.3	6/6.	43.6	5.9	R	66.90150	-132.97400	5.1506	-10.3006
TPZ_05	20.9802	-104.6902	3.38	Basalto alto en Ti	2.8	20.4	6.2	6/6.	117.7	6.0	N	79.21270	-89.21070	3.4108	6.5034
TPZ_11	20.9012	-104.0793	3.54	Riolita	161.4	-33.7	22.0	4/6.	17.3	3.8	R	72.32420	-189.31070	14.3022	-25.0858
TPZ_18	20.8617	-103.2833	3.69	Basalto alto en Ti	156.3	-27.7	13.9	5/6.	31.1	4.9	R	66.63730	155.35280	8.2941	-15.1848
TPZ_12B	20.8315	-104.0353	3.86	Riolita	243.0	31.1	6.6	6/6.	103.7	6.0	IN	-17.67060	-167.58110	4.1255	7.3795
TPZ_20	20.7645	-103.3217	3.97	Basalto alto en Ti	346.9	12.1	2.5	6/6.	745.9	6.0	N	70.61510	119.44190	1.2926	2.5422
TPZ_09	21.0418	-104.3900	4.01	Basalto alto en Ti	160.8	-5.2	7.4	6/6.	83.0	5.9	R	63.74240	-152.34240	3.7229	-7.4229
TPZ_10	21.0860	-104.4195	4.23	Toba silícica	164.1	-34.7	5.5	6/6.	147.3	6.0	R	74.94230	160.78770	3.633	-6.3217
TPZ_08	21.1070	-104.3517	4.32	Riolita	109.4	-34.4	12.0	4/6.	59.4	4.0	IR	24.19300	-182.39320	7.8884	-13.7594
TPZ_06	21.0482	-104.6767	4.57	Toba silícica	160.2	-37.2	10.0	6/6.	45.8	5.9	R	71.51460	-191.92540	6.8885	-11.7376
TPZ_07	21.2133	-104.5583	4.72	Riolita	343.9	38.6	11.3	6/6.	36.0	5.9	N	75.01570	-189.51990	7.9793	13.4288
TPZ_03	21.3073	-104.6075	4.75	Toba silícica	266.5	40.2	21.7	5/6.	13.1	4.7	IN	5.10830	-171.99040	15.7809	26.1705
TPZ_19	20.8362	-103.2547	4.85	Toba silícica	226.5	38.6	8.0	4/6.	132.6	4.0	IN	-27.75170	-152.82970	5.6491	9.5071
TPZ_17	20.9405	-103.4197	5.19	Riolita	189.4	-42.6	5.8	6/6.	136.6	6.0	R	80.56190	-38.60590	4.4182	-7.159

Los sitios con polaridad invertida resultaron ser antipodales a los de polaridad normal, sin embargo, debido a su elevada dispersión, la prueba de inversión de McFadden y McElhinny, (1990) resulta indeterminada. En la Tabla 1 se muestran los resultados de la estadística de Fisher.



**Figura 6.4** a) direcciones paleomagnéticas promedio por sitio descartando polaridades intermedias, b) direcciones promedio después de invertir convenientemente las polaridades, en color rosa se indica el promedio de Fisher; Dec. es la declinación magnética, Inc. es la inclinación magnética, N es el número de sitios utilizados para el promedio y  $\alpha_{95}$  es el ángulo del 95% de confianza.

Considerando el conjunto de las direcciones, incluidas las intermedias y sus edades radiométricas asociadas es posible establecer una correlación estratigráfica y comprarse con las escalas de polaridades geomagnéticas, esta correlación se muestra en la Figura 6.5. También se hace una comparación con la escala de polaridades de Gradstein et al., (2012) (Figura 6.6).



**Figura 6.5** Columna de polaridades paleomagnéticas encontradas en este estudio y graficas de variación de la Paleolatitud, Declinación e Inclinación Correspondientes. En negro indica polaridad normal, en blanco polaridad inversa y en color gris las polaridades intermedias.

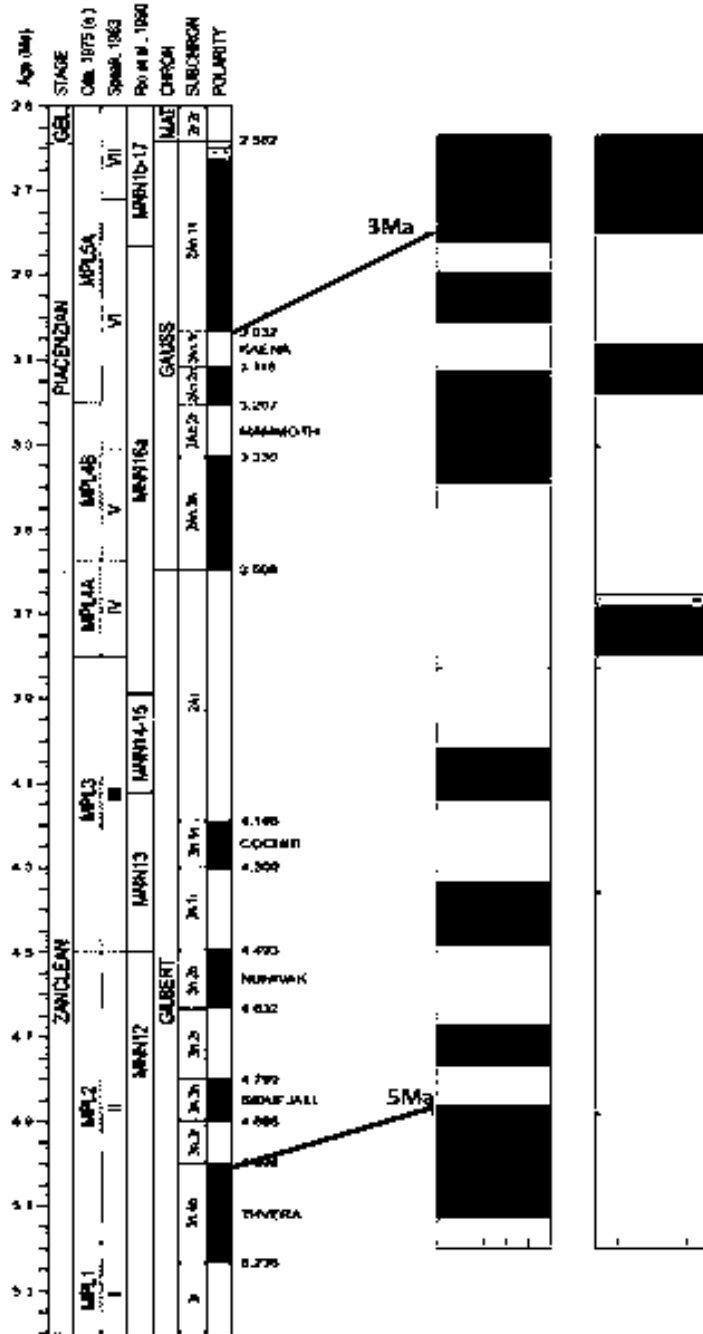
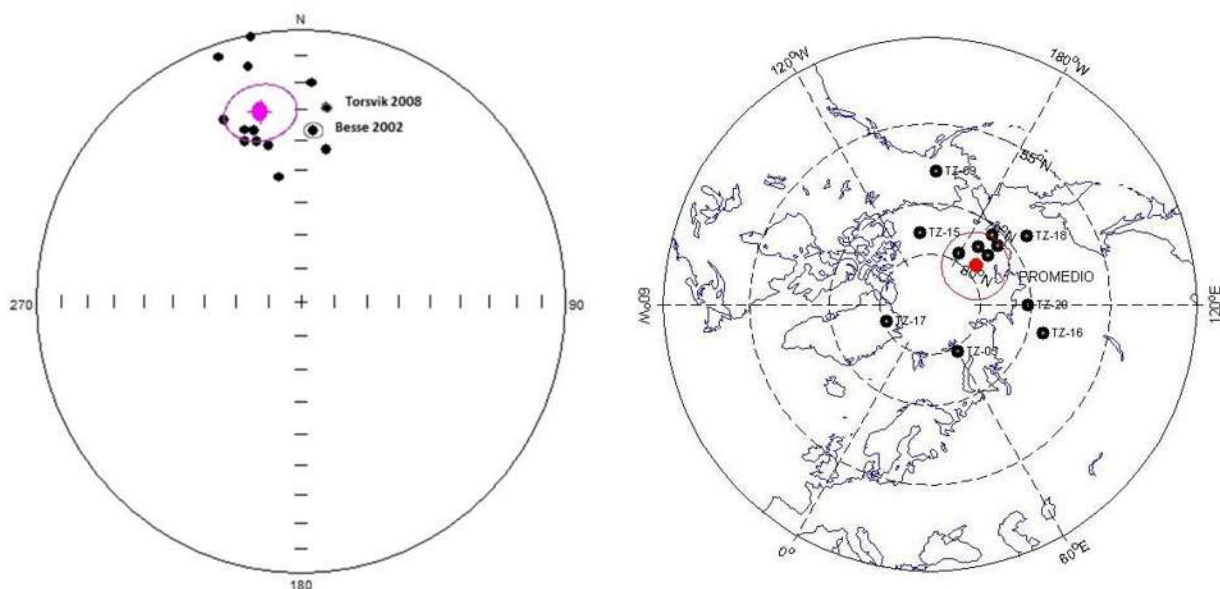


Figura 6.6 Relación de las polaridades geomagnéticas encontradas en este estudio y la escala de polaridades propuesta por Gradstein et al., (2012)

Para el cálculo del promedio de las paleodirecciones se descartan las polaridades intermedias (12 sitios) resultando con una dirección de:  $Dec = 347.4^\circ$ ,  $Inc = 29.2^\circ$ ,  $a_{95} = 9.7^\circ$ ,  $N = 12$ . Con un polo geomagnético virtual correspondiente de  $VGP_{lat} = 77.9^\circ$ ,  $VGP_{long} = 160.3^\circ$ ,  $A_{95} = 6.83^\circ$ . En la Figura 6.7 se observa este promedio junto con los VGP's por sitios.

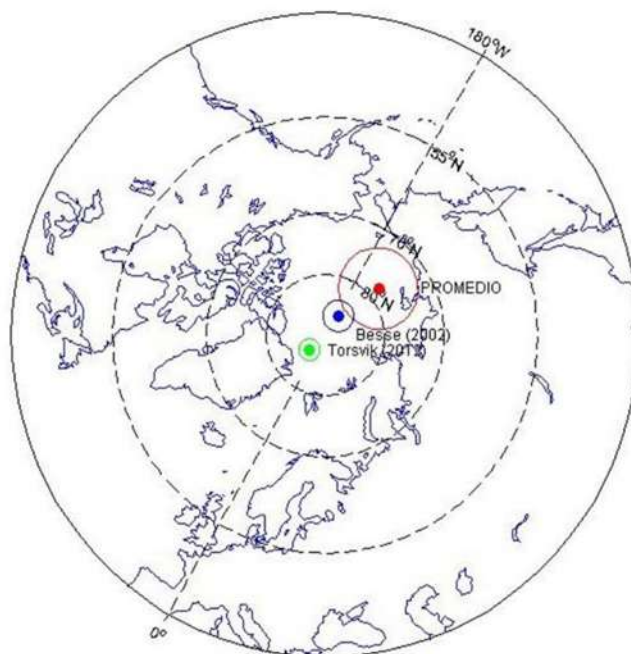


**Figura 6.7** a) Proyección de la paleodirección promedio de los sitios estudiados y su promedio (círculo rosa) comparado con las direcciones de referencia para Norte América propuestas por Besse y Torsvik (Besse y Courtillot, 2002; Torsvik et al., 2008), b) Localización de los VGP's correspondientes y su promedio (círculo rojo).

Tabla 6.1. Direcciones calculadas y esperadas para este estudio y el cratón norteamericano.

Direcciones esperadas	Declinación esperada	Inclinación esperada	$\Delta D$	$\Delta I$	R	F	$\Delta R$	$\Delta F$
Este estudio	$347.29^\circ$	$35.00^\circ$	7.23	10.28				
Torsvik 2008 5Ma	$7.54^\circ$	$28.74^\circ$	1.34	2.14	-20.25	-6.25	7.35	10.51
Besse 2002 5Ma	$4.14^\circ$	$36.81^\circ$	2.77	3.79	-16.85	1.8	7.74	10.96

Al comparar tanto la paleodirección promedio como la localización de VGP con las posiciones esperadas para los últimos 5Ma calculadas por Besse y por Torsvik se aprecia una diferencia significativa y no puede atribuirse a la dispersión de los cálculos por lo que esta puede ser debida a posibles movimientos tectónicos posteriores al emplazamiento de las lavas (Besse y Courtillot, 2002; Torsvik et al., 2008), Figura 6.8, Tabla 3, por ejemplo a la existencia de un desplazamiento independiente del bloque Jalisco con respecto de la placa norteamericana.



**Figura 6.8** Posición del VGP promedio y su comparación con los VGP's de referencia correspondientes para los últimos 5 Ma según Besse y Torsvik (Besse y Courtillot, 2002; Torsvik et al., 2008).

Tabla 6.2. Resumen de la posición de los VGP's previamente reportados para Norte América correspondientes para los últimos 5 Ma.

VGP <sub>lat</sub> °	VGP <sub>long</sub> °	A <sub>95</sub> °	Ref.
77.9	160.3	6.8	Este estudio
80.9	22.8	1.3	Torsvik et al., 2008 (5Ma)
86.1	174.8	2.6	Besse y Courtillot 2002 (5Ma)
88.5	353.9	1.9	Torsvik 2012 (0-5 Ma)
86.4	342.2	1.8	Torsvik 2012 10 (0-5 Ma)

## Conclusiones

Se realizaron experimentos paleomagnéticos y de magnetismo de rocas provenientes de 21 sitios, pertenecientes a las unidades ígneas asociadas al Rift Tepic-Zacoalco, con edades radiométricas entre los 3 y 5Ma.

Los resultados de los experimentos de susceptibilidad en función de la temperatura (curvas k-T), muestran que en la mayoría de los especímenes existe una sola fase ferromagnética con temperatura de Curie cercanas a los 570°C la cual es compatible con titanomagnetita con bajo contenido en titanio. En el resto de las muestras se aprecia la presencia de dos fases, la primera fase con una temperatura de Curie cercana a los 360°C y una segunda componente, la más significativa, con temperaturas de Curie de 560°C, que indican la presencia de titanomagnetita con alto y bajo contenido en titanio respectivamente con una estabilidad térmica variable siendo en algunos casos reversibles.

Fue posible aislar la dirección ChRM de las muestras provenientes de los 21 sitios y se determinó la paleodirección promedio en 17 de los sitios de las cuales 4 son de polaridad normal, 8 de polaridad invertida bien definida y 5 sitios con polaridades intermedias con valores de dispersión  $\alpha_{95}$  van desde los 2.5° hasta 22°.

En 4 sitios no fue posible obtener un promedio ya que, a pesar de haberse determinado con buena calidad las direcciones individuales, estas no muestran un agrupamiento válido en la estadística de Fisher. Los sitios con polaridad invertida resultaron ser antipodales a los de polaridad normal.

Luego de descartar a las polaridades intermedias y de invertir convenientemente a las de polaridad inversa, se calculó el promedio paleomagnético resultando **Dec = 347.4°, Inc = 29.2°, N = 12,  $\alpha_{95}$  = 9.7°**. La posición del polo geomagnético virtual (VGP) obtenido es de **PLat= 77.9°N, PLong = 160.3°E,  $A_{95}$  = 6.83°, N = 21**.



Si se compara el polo encontrado con los polos obtenidos a partir de las curvas de deriva polar aparente para América del Norte (APWP) para los últimos 5 Ma (Besse y Courtillot, 2002; Torsvik et al., 2008), se observa que existe una diferencia significativa la cual puede atribuirse a posibles movimientos tectónicos posteriores al emplazamiento como el desplazamiento independiente del bloque Jalisco con respecto de la placa norteamericana.

Con base en las edades radiométricas publicadas para las unidades estudiadas y con los VGP's de los 21 sitios, así como sus correspondientes paleodirecciones, es posible establecer de forma preliminar una secuencia de las transiciones de polaridad geomagnética la cual se ajusta, dentro de sus incertidumbres, relativamente bien con la escala de polaridades geomagnéticas propuesta por Gradstein (2012).

## Bibliografía

- Albrecht, A., y Goldstein, S.L. (2000). Effects of basement composition and age on silicic magmas across an accreted terrane-Precambrian crust boundary, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 255–273.
- Allan, J.F., Nelson, S.A., Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Wopat, M., y Wallace, P.J. (1991). Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico: An exotic terrane in the making, in Dauphin, J.P., and Simmoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias. American Association of Petroleum Geologist Memoir 47*, p. 425–445.
- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L., y Rangin, C. (1981). Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 347–357.
- Atwater, T. (1970). Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513–3536.
- Atwater, T. (1989). Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, in Winterer, E.L., Hussong, D.M., and Decker, R.W., eds., *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii. Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, v. N, p. 21–72.
- Atwater, T. (1970). Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, p. 3513-3536.
- Atwater, T., y P. Molnar (1973). Relative motion of the Pacific and North American plates deduced from sea-floor spreading in the Atlantic, Indian, and south Pacific Oceans, Stanford Univ. *Publ. Geol. Sci.*, 13, p. 136-148.
- Bandy, W., y Pardo, M. (1994). Statistical examination of the existence of relative motion of the Jalisco and Southern Mexico blocks. *Tectonics*, v. 13, p. 755–768.
- Bandy, W., Hilde, T.W.C., y Yan, C.Y., (2000). The Rivera-Cocos plate boundary; implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., and Stock, J.M., eds., *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico. Geological Society of America Special Paper 334*, p. 1–28.

Delgado-Granados, H. (2000). Aguirre-Díaz, G.J., y Stock, J.M., eds., Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico. *Geological Society of America Special Paper 334*, p. 1–28.

Bandy, W.L., Michaud, F., Bourgois, J., Calmus, T., Dymant, J., Mortera-Guiterrez, C.A., Ortega-Ramirez, J., Pontoise, B., Royer, J.-V., Sichler, B., Sosson, M., Rebolledo-Vieyra, M., Bigot-Cormier, F., Diaz-Molia, O., Hurtado-Artunduaga, A.D., Pardo-Castro, G., y Trouillard-Perrot, C. (2005). Subsidence and strike-slip tectonism of the upper continental slope off Manzanillo, Mexico. *Tectonophysics*, v. 398, p. 115–140.

Artunduaga, A.D., Pardo-Castro, G., y Trouillard-Perrot, C. (2005). Subsidence and strike-slip tectonism of the upper continental slope off Manzanillo, Mexico. *Tectonophysics*, v. 398, p. 115–140.

Barbetti, M., y McElhinny, M.W. (1972). Evidence of a geomagnetic excursion 30,000 yr BP. *Nature* 239, p. 327–330.

Beck, M. E., Jr. (1976). Discordant paleomagnetic pole positions as evidence of regional shear in the western Cordillera of North America, *Am. J. Sci.*, 276, 694-712.

Beck, M. E., Jr. (1980). Paleomagnetic record of plate-margin processes along the western edge of North America. *J. Geophys. Res.*, 87115-7131.

block, Mexico: Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 132, p. 141–155.

Bohannon, R.G., y Parsons, T. (1995). Tectonic implications of post–30 Ma Pacific and North American relative plate motions. *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 937–959.

Brunhes, B. (1906). Recherches sur la direction de l'aimantation des roches volcaniques. *Journal de Physique* 5, p. 705–724.

Butler Robert, F. (2004). PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes, *edición electrónica*.

Calvo-Rathert, M., Reyes, B. A., Goguitchaichvili, A., Elguera, J. R., Franco, H., Morales, J., y Delgado, H. (2013). Rock-magnetic and paleomagnetic results from the Tepic-Zacoalco rift region (western Mexico). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 57(2), p. 309-331.

- Cande, SC., y Kent, DV. (1992a). A new geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 97. P. 13917 -13951.
- Cande, SC., y Kent, DV. (1992b), Ultrahigh resolution marine magnetic anomaly profiles: A record of continuous paleointensity variations. *Journal of Geophysical Research* 97.
- Carmichael, I.S.E., Lange, R.A., y Luhr, J.F. (1996). Quaternary minettes and associated rocks of Mascota: A consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 124, p. 302–333.
- Chikazumi S. (1964). Physics of Magnetism. *Wiley, New York*, p. 554.
- Clark, K. F., Foster C. T., y Damon P. E. (1982). Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93. p.533-544.
- Clark, K.F., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Ponce, B.F., y Cardenas, D., (1981). Sección geológica-estructural a través de la parte Sur de la Sierra Madre Occidental, entre Fresnillo y la costa de Nayarit. *Asociación de Ingenieros Mineros, Metalurgistas y Geólogos de México, Memoria Técnica*, v. XIV. p. 69–99.
- Coney, P. J., Jones D. L. y Monger (1980). Cordilleran suspect terranes, *Nature*, 288, p. 329-333.
- Cox, A., Doell RR., y Dalrymple G.B. (1963). Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. *Nature* 198. P. 1049–1051.
- Creer K.M., Irving E. y Runcorn S.K. (1954). The direction of the geomagnetic field in remote epochs in Great Britain. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* 6. p. 164–168.
- Damon, P.E., Nieto, O.J., y Delgado, A.L. (1979). Un plegamiento Neogenico en Nayarit y Jalisco y evolución geomorfológica del Rio Grande de Santiago: Asociación de Ingenieros Mineros, Metalurgistas y Geólogos de México. *Memoria Técnica*, v. XIII, p. 156–191.
- David, P. (1904). Sur la stabilité de la direction d'aimantation dans quelques roches volcaniques. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Académie des Sciences Paris* 138, p. 41–42.

- Delgado-Granados, H. (1993a). Late Cenozoic tectonics offshore western Mexico and its relation to the structure and volcanic activity in the western Trans-Mexican volcanic belt. *Geofísica Internacional*, v. 32, p. 543–559.
- Delgado-Granados, H. (1993b), Tectonics of the Chapala region, México, in Aoki, K., ed., Report of the Monbusho Grant for the joint project Japan-Mexico Cooperative Research denominated “Subduction Volcanism and Tectonics of Western Mexican Volcanic Belt”: Sendai, Japan, Faculty of Science. *Tohoku University*, p. 194–212.
- DeMets, C., y Traylen, S. (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, v. 318, p. 119–159.
- DeMets, C., y Wilson, D.S. (1997). Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma. *Journal of Geophysical Research*, ser. B, *Solid Earth and Planets*, v. 102, p. 2789–2806.
- Doell, R.R., Dalrymple G.B., Smith R.L., y Bailey R.A. (1968). Paleomagnetism, potassium–argon ages and geology of rhyolites and associated rocks of the Valles caldera, New Mexico. *Geological Society of America Memoris* 116, p. 211–248.
- Doell, RR., y Dalrymple, G.B. (1966). Geomagnetic polarity epochs: A new polarity event and the age of the Brunhes- Matuyama boundary. *Science* 152. 1060–1061.
- Dokka, R.K., y Merriam, R.H. (1982), Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 371–378.
- Felix, M., Gradstein, James, G., y Frits, J. (2012). *On The Geologic Time Scale*.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., y Rosas-Elguera, J. (2002). Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico. Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, v. 21, 1035.
- Ferrari, L., y Rosas-Elguera, J. (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico, in Delgado- Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., and Stock, J.M., eds., Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Geological Society of America Special Paper* 334, p. 41–64.

- Filmer, P. E., y J. L. Kirschvink (1986). Magnetostratigraphy of the Upper Cretaceous Rosario Formation, northwestern Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Am. Absr. Programs*, 18, p. 106.
- Fisher, R. A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 217, p. 295-305.
- Frey, H.M., Lange, R.A., Hall, C.M., y Delgado-Granados, H., (2004b). Magma eruption rates constrained by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology and GIS for the Ceboruco–San Pedro volcanic field, western Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, p. 259–276.
- Frey, H.M., Lange, R.A., Hall, C.M. y Delgado-Granados, H. (2004a), Eruption of V. Tepetitlic, Mexico: Evidence for remelting of silicic ashflows revealed by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 85, no. 47, *Fall Meeting Supplement, Abstract. V53A–0606*.
- Gastil, G., Krummenacher, D., y Jensky, A.W., (1978). Reconnaissance geologic map of the west-central part of the state of Nayarit, Mexico. *Geological Society of America Maps Series MC-24*.
- Gastil, G., Krummenacher, D., y Minch, J., (1979), Record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, p. 839–857.
- Gilbert, G.M., Mahood, G.A., y Carmichael, I.S.E. (1985). Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 169–191.
- Gómez, A., T., Orozco, L., Ferrari, (2007), Igneous petrogenesis of the Trans Mexican Volcanic Belt.
- Grommé, CS., y Hay RL., (1963). Magnetization of basalt of Bed I, Olduvai Gorge. *Nature* 200. 560–561.
- Grommé, CS., y Hay RL., (1971). Geomagnetic polarity epochs: Age and duration of the Olduvai normal polarity event. *Earth and Planetary Science Letters* 18: 179–185.
- Gubbins D., y E., Herrero- Bervera (2007). *ENCYCLOPEDIA of GEOMAGNETISM AND PALEOMAGNETISM*.

- Hagstrum J., T., y G., Sawlan (1987). Miocene Paleomagnetism and Tectonic Setting of the Baja California Peninsula, Mexico.
- Hagstrum, J. T., D. P. Cox, y R. J. Miller (1987). Structural reinterpretation of the Ajo mining district, Pima County, Arizona, based on paleomagnetic and geochronologic studies. *Ecan. Geol., in press.*
- Hagstrum, J., M., McWilliams, et al., (1985). Mesozoic paleomagnetism and northward translation of the Baja California Peninsula. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, p. 1077-1090.
- Harris, J.M. (1986). Silicic volcanics of Volcan Tequila, Jalisco, Mexico [M.Sc. thesis]. *Berkeley, University of California.*
- Hasenaka, T., y Carmichael, I.S.E. (1987). The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico; petrology and chemistry. *Journal of Petrology*, v. 28, p. 241–269.
- Hausback, B. P. (1984b). Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, in *Geology of the Baja California Peninsula*, edited by V. A. Frizzel, Jr., vol. 39, pp. 219-236,
- Hausback, B. P. (1984a). Miocene paleomagnetism of Baja California Sur: Part III of Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, *Ph.D. thesis, 162 pp., Univ. of Calif., Berkeley.*
- Hays, JD., Saito, T., Opdyke, ND., y Burckle, LH. (1969). Pliocene and Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: Their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record. *Geological Society of America Bulletin* 80, p. 1481–1514.
- Hays, JD., y Opdyke, ND. (1967). Antarctic radiolaria, magnetic reversals, and climatic change. *Science* 158, p. 1001–1011.
- Heirtzler, JR., Dickson, GO., Herron, Em., Pittman, WC., y LePichon, X. (1968). Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversal and motions of the ocean floor and continents. *Journal of Geophysical Research* 73, p. 2119–2136.
- Hoare, JM, Condon WH, Cox A, y Dalrymple, GB., (1968). Geology, paleomagnetism, and potassium-argon ages of basalts from Nunivak Island, Alaska. *Geological Society of America Memoris* 116, p. 377–413.

Holli, M., Frey, Holli M., Rebecca, A., Chris, M., Hugo, D., Ian S. (2007). A Pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: Evidence for the initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America. *Geological Society of America*.

Hospers, J. (1951). Remanent magnetization of rocks and the history of the geomagnetic field. *Nature* 168, p. 1111–1112.

Hospers, J., (1953–1954). Reversals of the main geomagnetic field I, II, and III. Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen. *Series B* 56, 467–491; 57: 112–121.

Hutton, W., DeMets, C., Sanchez, O., Suarez, G., y Stock, J. (2001). Slip kinematics and dynamics during and after the 1995 October 9 Mw = 8.0 Colima-Jalisco earthquake, Mexico, from GPS geodetic constraints. *Geophysical Journal International*, v. 146, p. 637–658.

Irving, E., y Runcorn, SK. (1957). Analysis of the palaeomagnetism of the Torridonian sandstone series of north-west Scotland. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 250, p. 83–99.

Johnson, C., L., C. G. Constable y L. Tauxe, et al., (2008). Recent investigations of the 0–5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows. *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 315–328.

Karig, D.E., y Jansky, W. (1972). The proto-Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 17, p. 169–174.

Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, p. 62, 699–718.

Köhler, H., Schaaf, P., Müller-Sohnius, D., Emmerman, R., Negendank, J.F.W., y Tobschall, H.J. (1988). Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur. *Geofísica Internacional*, v. 27, p. 519–542.

Laj, C., Kissel C, y Roberts AP, (2006). Geomagnetic field behavior during the Icelandic basin and Laschamp geomagnetic excursions: A simple transitional field geometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7.

Laj, J., E., T., Channell, (2007). Geomagnetic Excursions. *Elsevier B.V.*



- Lange, R.A., y Carmichael, I.S.E. (1991). A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 928–940.
- Langereis, C.G., Dekkers M.J., de Lange G.J., Paterne M. y Van Santvoort P.J.M., (1997). Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an Eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. *Geophysical Journal International* 129, p. 75–94.
- Larson, R. L. (1972). Bathymetry, magnetic anomalies, and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, p. 83, 3345-3360.
- Lee, J., Miller, M.M., Crippen, R., Hacker, B., y Vazquez, J.L., (1996). Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California: Evidence from the southern Sierra Juarez. *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 505–525.
- Lewis-Kenedi, C.B., Lange, R.A., Hall, C.M., y Delgado- Granados, H. (2005). The eruptive history of the Tequila volcanic field, western Mexico: Ages, volumes, and relative proportions of lava types. *Bulletin of Volcanology*, v. 67, p. 391–414.
- Lonsdale, P. (1995). Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the mouth of the Gulf of California. *Marine Geophysical Researches*, v. 17, p. 323–359.
- Luhr, J.F. (2000). The geology and petrology of Volcan San Juan (Nayarit, Mexico) and the compositionally zoned Tepic Pumice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 95, p. 109–156.
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., y Carmichael, I.S.E. (1985), Active rifting in southwestern Mexico—Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, v. 13, p. 54–57.
- Lund, S.P., Acton G.D., Clement B., Okada M., y Williams T. (2001). Brunhes chron magnetic field excursions recovered from Leg 172 sediments. In: *Keigwin LD, Rio D, Acton GD, and Arnold E (eds.) Proceedings of the ODP Science Research, 172*, p. 1–18.
- Lund, SP., Acton, G., Clement, B., et al., (1998). Geomagnetic field excursions occurred often during the last million years. *Transactions, American Geophysical Union (EOS)* 79(14), p. 178–179.

- Luyendyk, B. P., Kamerling M. J., Terres R. R., y Hornafius J. S. (1985), Simple shear of southern California during Neogene time suggested by paleomagnetic declinations. *J. Geophys. Res.* 90, p. 12454-12466,
- Maillol, J.M., Bandy, W.L., y Ortega-Ramirez, J. (1997), Paleomagnetism of the Plio-Quaternary basalts in the Jalisco block, western Mexico. *Geofísica Internacional*, v. 36, p. 21–35.
- Mammerickx, J. (1980). Neogene reorganization of spreading between the Tamayo and the Rivera fracture zone. *Geophys. Res.*, 4, p.305-318.
- Mammerickx, J. y Klitgord, K. D. (1982). Northern East Pacific Rise. Evolution from 25 m.y.B.P. to the present, *J. Geophys. Res.*, p. 87, 6751-6759.
- Mankinen, EA., y Dalrymple, GB., (1979). Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0–5 m.y.b.p. *Journal of Geophysical Research* 84, p. 615–626.
- Matuyama, M. (1929). On the direction of magnetization of basalts in Japan, Tyosen and Manchuria. *Proceedings of the Imperial Academy (Tokyo)* 5, p. 203–205.
- McDougall, I, y Chamalaun, F., H. (1966). Geomagnetic polarity scale of time. *Nature* 212, p. 1415–1418.
- McDougall, I., y Tarling, D.H. (1963a). Dating of reversals of the earth's magnetic field. *Nature* 198, p. 1012–1013.
- McDougall, I., y Tarling, D.H. (1963b). Dating of polarity zones in the Hawaiian Islands. *Nature* 200, p. 54–56.
- McDougall, I., y Tarling, D.H. (1964). Dating geomagnetic polarity zones. *Nature* 202, p. 171–172.
- McDowell, F. W., y R. P. Keizer, (1977). Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, p. 1479-1487.
- McDowell, F.W., y Clabaugh, S.E. (1979), Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, in Chapin, C.E., and Elston, W.E., eds., Ash-Flow Tuffs. *Geological Society of America Special Paper* 180, p. 113–124.

Michaud, F., Bourgois, J., Parrot, J.-F., Taud, H., y Kasser, M. (1994). Tectonic development of the Jalisco triple junction (western Mexico) from SPOT-DEM data processing. *Compte Rendue Academy of Sciences Paris*, v. 318, p. 1117–1124.

Michaud, F., Royer, J.Y., Burgois, J., Dymont, J., Calmus, T., Bandy, W., Sosson, M., Mortera-Gutierrez, C., Sichler, B., Rebolledo-Viera, M., y Pontoise, B. (2006). Ocean-ridge subduction vs. slab break off: Plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma. *Geology*, v. 34, p. 13–16,

Michaud, F., Sosson, M., Royer, J.Y., Chabert, A., Burgois, J., Calmus, T., Mortera, C., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Dymont, J., Pontoise, B., y Sichler, B. (2004). Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North American plate: The Tosco-Abreojos fault revisited. *Geophysical Research Letters*, v. 31, p. L08604.

Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., y Renne, P. (1994). Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra-Madre volcanic province and the Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 383–394.

Morner, N.A., y Larsen, J.P. (1952), Gothenburg magnetic “flip”. *Nature* 251, p. 408–409.

Nagy, E., Grove, M., y Stock, J.M., (1999). Age and stratigraphic relationships of pre- and syn-rift volcanic deposits in the northern Puertecitos volcanic province, Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 93, p. 1–30.

Nelson, S.A., y Carmichael, I.S.E. (1984). Pleistocene to Recent alkalic volcanism in the region of Sanganguey Volcano, Nayarit, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 85, p. 321–335.

Nelson, S.A., y Hegre, J. (1990). Volcan Las Navajas, a Pliocene- Pleistocene trachyte/peralkaline rhyolite volcano in the northwestern Mexican volcanic belt. *Bulletin of Volcanology*, v. 52, p. 186–204.

Nieto-Obregon, J., Delgado-Argote, L.A., y Damon, P.E. (1985). Geochronologic, petrologic, and structural data related to large morphological features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican volcanic belt. *Geofisica Internacional*, v. 24, p. 623–663.

- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernandez, G., y Rosas-Elguera, J. (1999). Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 347–363.
- Ninkovitch, D., Opdyke ND., Heezen, BC., y Foster, JH. (1966). Paleomagnetic stratigraphy, rates of deposition and tephrochronology in north Pacific deep-sea sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 1, p. 476–492.
- Noel, M., y Tarling, DH. (1992). The Laschamp 'event'. *Nature* 253, p. 705–707.
- Núñez-Cornú, F.J., Marta, R.L., Nava, P., F.A., Reyes- Davila, G., y Suarez-Plascencia, C. (2002). Characteristics of seismicity in the coast and north of Jalisco block, Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 132, p. 141–155.
- Opdyke, N.D., Glass, B., Hays, J.P., y Foster, J. (1966). Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores. *Science* 154, p. 349–357.
- Opdyke, ND., y Channell, JET, (1996). *Magnetic Stratigraphy*, San Diego, CA. *Academic Press*, p. 346.
- Oskin, M., Stock, J., y Martin-Barajas, A. (2001). Rapid localization of Pacific–North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*, v. 29, p. 459–462.
- Otsuki, K. (1989). Empirical relationships among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics; “laws of convergence rate of plates. *Tectonophysics*, v. 159, p. 73–94.
- Pacheco, J.F., Mortera-Gutierrez, C.A., Delgado, H., Singh, S.K., Valenzuela, R.W., Shapiro, N.M., Santoyo, M.A., Hurtado, A., Barron, R., y Gutierrez-Moguel, E. (1999). Tectonic significance of an earthquake sequence in the Zacoalco half-graben, Jalisco, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 557–565.
- Pischke, G. M., M. M. Marshall, y R. G. Gastil, (1979). Miocene paleomagnetic study of the tectonic history of Baja California, Mexico. *Geol. Sac. Am. Abstr. Programs*, 11, 122.
- Pischke, G. M. (1979). Paleomagnetic study of the Neogene tectonic history of Baja California, Mexico. *M.Sc. thesis, San Diego State Univ., Calif.*

Quidelleur X., Carlut J., Gillot P.Y., y Soler V. (2002). Evolution of the geomagnetic field prior to the Matuyama–Brunhes transition: Radiometric dating of a 820 ka excursion at La Palma. *Geophysical Journal International* 151, F6–F10.

Righter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T.A., y Renne, P.R., (1995). Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 612–626.

Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., y Urrutia-Fucugauchi, J. (1997). Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple junction area, western Mexico. *International Geology Review*, v. 39, p. 125–140.

Rutten, MG. y Wensink, H. (1960). Paleomagnetic dating, glaciations and chronology of the Plio-Pleistocene in Iceland. *International Geological Congress Session 21 IV: 62–70*.

Sawlan, M. G., y Smith, J. G. (1984). Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, in *Geology of the Baja California Peninsula*. Edited by V. A. Frizzel, vol. 39, p. 237-251.

Serpa, L., Katz, C., y Skidmore, C. (1989). The southeastern boundary of the Jalisco block in west-central Mexico. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 70, p. 1319.

Silver, L. T., Taylor, H. P. y B. Chappell, (1979). Some petrological, geochemical and geochronological observations of the Peninsular Ranges batholith near the international border of the U.S.A. and Mexico, Mesozoic Crystalline Rocks. *Peninsular Ranges Batholith and Pegmatite and the Point Sal Ophiolite, San Diego, California, technical report*, p. 296-300.

Smith, J.D., y Foster, J.H., (1969). Geomagnetic reversal in the Brunhes normal polarity epoch. *Science* 163, p. 565–567.

Smith, P. H. (1939). Transmission Line Calculator; *Electronics*, Vol. 12, No. 1, p 29-31.

Spencer, J. E., y W. R. Normark, (1979). Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico, *Geology*, 7, p. 554-557.

- Stock, J.M., Lewis, C.J., y Nagy, E.A. (1999). The Tuff of San Felipe: An extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 93, p. 53–74.
- Stock, J.M., y Hodges, K.V. (1990). Miocene to Recent structural development of an extensional accommodation zone, northeastern Baja California, Mexico. *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 315–328.
- Stock, J.M., y Lee, J. (1994). Do microplates in subduction zones leave a geological record. *Tectonics*, v. 13, p. 1472–1487.
- Suarez, G., Garcia-Acosta, V., and Gaulon, R. (1994). Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico; evidence for a great historical earthquake in the 16th century. *Tectonophysics*, v. 234, p. 117–127.
- Swanson, E.R., y McDowell, F.W. (1984). Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field western Mexico. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 8787–8799.
- Tauxe, L. (2005), Lectures in Paleomagnetism. *Electronic versión*.
- Torsvik, T., H., Van der Voo, (2012). Phanerozoic Polar Wander, Palaeogeography and Dynamics. *University of California*, 367 p.
- Wallace, P., y Carmichael, I.S.E. (1989). Minette lavas and associated leucites from the western front of the Mexican volcanic belt: Petrology, chemistry, and origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 111, p. 423–439.
- Wallace, P., y Carmichael, I.S.E. (1992). Alkaline and calc-alkaline lavas near Los Volcanes, Jalisco, Mexico: Geochemical diversity and its significance in volcanic arcs. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 111, p. 423–439.
- Wark, D.A., Mempter, K.A., y McDowell, F.W. (1990), Evolution of waning, subduction-related magmatism, northern Sierra Madre Occidental, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 1555–1564.
- Wollin, G., Ericson, DB., Ryan, WBF., y Foster, JH. (1971). Magnetism of the earth and climatic changes. *Earth and Planetary Science Letters* 12, p. 175–183.
- Wopat, M.A. (1990). Quaternary alkaline volcanism and tectonics in the Mexican volcanic belt near Tequila, Jalisco, southwestern Mexico. [Ph.D. thesis] Berkeley. *University of California*, 367 p.

Worm, H-U. (1997). A link between geomagnetic reversals and events and glaciations. *Earth Planetary Science Letters* 147, p. 55–67.