



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE
SAN NICOLÁS DE HIDALGO**



**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA Y MINERALOGÍA**

**ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO INTEGRAL DE
LA SECUENCIA VOLCÁNICA MIL CUMBRES,
MICHOACÁN, MÉXICO.**

TESIS

**PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS**

**CON ESPECIALIDAD EN:
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

PRESENTA:

**INGENIERO GEÓLOGO
OSVALDO MONTES ALVA**

ASESOR:

**DOCTOR EN GEOFÍSICA
AVTO GOGICHAISVILI**

CO-ASESOR:

**DOCTOR EN GEOLOGÍA ESTRUCTURAL
VÍCTOR HUGO GARDUÑO MONROY**

Morelia, Michoacán.
Marzo, 2014.

ÍNDICE

RESUMEN.....	4
ABSTRACT	5
INTRODUCCIÓN.....	6
MARCO TEÓRICO DE GEOMAGNETISMO Y PALEOMAGNETISMO	9
1.1. Generalidades.....	9
1.2. Campo magnético terrestre (CMT).....	10
1.3. Método paleomagnético.....	14
1.4. Tipos de magnetización remanente.....	16
1.5 Variación secular del CMT.....	17
1.6 Inversiones del CMT.....	20
1.7 Estratigrafía magnética.....	22
2. MARCO GEOLÓGICO-TECTÓNICO	26
2.1. Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).....	26
2.2. Sierra de Mil Cumbres (SMC).....	28
2.2.1. <i>Caldera de Atécuaro</i>	32
2.2.2. <i>Caldera La Escalera</i>	33
2.2.3. <i>Complejo Volcánico Indaparapeo</i>	35
2.2.4. <i>Complejo Volcánico Garnica</i>	36
3. ÁREA DE ESTUDIO Y DETALLES DE MUESTREO	38
3.1. Descripción del área.....	38
3.2. Descripción del muestreo.....	39
4. TRABAJO DE LABORATORIO	42
4.1. Microscopía con luz reflejada. Principios de microscopía de óxidos magnéticos.....	42
4.1.1. <i>Series de Espinela</i>	43
4.1.2. <i>Series de Ilmenita</i>	44
4.1.3. <i>Series de Pseudobrookita</i>	44
4.1.4. <i>Paragénesis de oxidación</i>	44
4.1.5. <i>Oxidación de la solución sólida Magnetita - Ulvoespinela (Usp-Mt_{ss})</i>	45
4.1.6 <i>Oxidación de Ilmenita primaria discreta</i>	52
4.1.7. <i>Clasificación de oxidación de la ilmenita</i>	53

4.1.8. Mineragrafía. Identificación de minerales opacos.....	56
4.2. Determinación de temperaturas de Curie (curvas termo-magnéticas continuas).	57
4.3. Propiedades de ciclo de histéresis magnética.....	58
4.4. Desmagnetizaciones por vía térmica y por campos alternos.....	61
5. PRINCIPALES RESULTADOS.....	63
5.1. Variabilidad de Campo Geomagnético.	63
5.2. Polaridades magnéticas.	64
5.3. Direcciones medias y rotaciones sobre ejes verticales.....	65
6. CONCLUSIONES.....	68
BIBLIOGRAFÍA.....	70

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Modelo, disposición y patrón del campo geomagnético.....	12
Figura 2: Sistema coordinado cartesiano para el vector de campo total H.	13
Figura 3: Ejemplo de desmagnetización por campos magnéticos alternos decrecientes y por altas temperaturas.	15
Figura 4: Dirección e intensidad de las líneas de fuerza magnética sobre el globo terrestre.	19
Figura 5: GPTS de los 6 últimos millones de años.....	22
Figura 6: GPTS extendido y con otra nomenclatura.	23
Figura 7a, b: Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana.	27
Figura 8: Localización de la Sierra Mil Cumbres.....	28
Figura 9: Columna estratigráfica representativa de la Secuencia Mil Cumbres.....	30
Figura 10: Estructuras volcánicas que conforman la Sierra de Mil Cumbres.	31
Figura 11: Modelo de elevaciones en 3D de la SMC.....	38
Figura 12: Localización de los sitios muestreados.	39
Figura 13: Muestreo en campo. Obtención de las muestras: perforación, orientación.....	40
Figura 14: Sistema Fe-Ti-O.....	42
Figura 15: Sistema ternario FeO-TiO ₂ -Fe ₂ O ₃	43
Figura 16: Estado de oxidación C2. El ancho de todas las fotos es de 50 micras.	47
Figura 17: Estado de oxidación C3.	47
Figura 18: Estado de oxidación C4.	48
Figura 19: Estados de oxidación C5 y C6.	49
Figura 20: Estado de oxidación C7.	50
Figura 21: Tipo compuesto.....	50

Figura 22: Tipo sándwich.....	51
Figura 23: Oxidación de Ilmenita primaria.	52
Figura 24: Estados de oxidación R1 y R2.	53
Figura 25: Estado de oxidación R3.	53
Figura 26: Estados de oxidación R5, R6, R7.....	55
Figura 27: Microfotografías de secciones pulidas de fragmentos de roca.....	56
Figura 28a, b: Curvas representativas de la Susceptibilidad vs. Temperatura.....	58
Figura 29: Diagrama de Day, ilustrando la relación de cocientes de ciclos de histéresis.	59
Figura 30: Diagramas representativos de los experimentos de histeresis.....	61
Figura 31: Ejemplo representativo de la desmagnetización por campos alternos.	62
Figura 32: Ejemplo de desmagnetización térmica representativa.	62
Figura 33: Escala local de polaridades magnéticas.	65
Figura 34: Estereograma de iguales áreas	66
Figura 35: Desviaciones de declinación magnética respecto a las paleodirecciones esperadas. ...	67

RESUMEN

Se efectuó la caracterización de las propiedades magnéticas y de estratigrafía magnética de varias unidades litológicas de la Sierra de Mil Cumbres (SMC) (16 sitios, 145 núcleos, 321 especímenes). El propósito del trabajo fue de estudiar los primeros datos paleomagnéticos para el Mioceno temprano dado que hasta ahora solo se tenían datos para los últimos 11 Ma. Se estableció la escala de polaridades magnéticas regionales por medio de correlación con la Escala Temporal de Polaridades Geomagnéticas (GPTS). Además, se determinaron las posibles rotaciones tectónicas por medio de la comparación de las paleodirecciones medias obtenidas para la SMC con las direcciones esperadas (recalculadas) de los polos de referencia para el cratón norteamericano del Mioceno temprano. Se obtuvo mediante Polos Geomagnéticos Virtuales (VGP) un nuevo polo paleomagnético de la región que concuerda con otras estimaciones confiables del Mioceno tardío para la Faja Volcánica Transmexicana.

A partir de los distintos experimentos de magnetismo de rocas, se determinó que los minerales responsables de las magnetizaciones son probablemente titanomagnetitas pobres en Ti, aunque en algunos casos se observan efectos de magemitización y/o intercrecimientos con fases de titanohematitas resultado de las alteraciones hidrotermales. Estas inferencias fueron comprobadas, sin ser un trabajo detallado, con algunas observaciones de los minerales magnéticos opacos bajo luz reflejada.

El presente trabajo pretende ser una contribución a la caracterización del campo geomagnético y sus variaciones, a la vez que amplía la base de datos paleomagnéticos para México.

Palabras clave: paleomagnetismo, magnetoestratigrafía, tectónica, Sierra Mil Cumbres, Faja Volcánica Transmexicana.

ABSTRACT

We performed the characterization of the magnetic properties and magnetic stratigraphy of various lithological units of the Sierra de Mil Cumbres (SMC) (16 sites, 145 cores, 321 samples). The purpose of this study was to get the first paleomagnetic data for early Miocene because up to now only had data for the last 11 Ma. Regional scale magnetic polarities are established through correlation with the Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS). In addition, possible tectonic rotations through the comparison of the mean paleodirections obtained for the SMC with the expected directions (recalculated) reference pole for the North American craton Early Miocene were determined. We obtained, by Virtual Geomagnetic Pole (VGPs), a new paleomagnetic pole consistent that agree with other Early Miocene reliable estimates for the Trans-Mexican Volcanic Belt.

Since different rock magnetic experiments, we determined that the minerals responsible for the magnetization are most probably Ti-poor titanomagnetites. Although, in some cases we observed maghemitization effects and/or intergrowths with titanohematite phases resulted from hydrothermal alteration. These inferences were tested, without detailed work, with some observations of magnetic opaque minerals under reflected light and optical microscope.

This paper is a contribution to the characterization of the geomagnetic field and its variations, and at the same time increase the paleomagnetic database for Mexico.

Key words: paleomagnetism, magnetostratigraphy, tectonics, Sierra Mil Cumbres, Transmexican Volcanic Belt.

INTRODUCCIÓN

Las rocas contienen una cantidad relativamente pequeña de minerales ferromagnéticos (aproximadamente entre 1 y 10% del volumen de la roca). **Estos minerales tienen la capacidad de registrar, bajo ciertas condiciones, la dirección del campo magnético terrestre existente en el momento de la formación de la roca.** El paleomagnetismo es la disciplina que, enmarcada dentro del geomagnetismo, estudia el magnetismo de las rocas. **Como la magnetización remanente en las rocas refleja el campo magnético existente durante la formación de las mismas,** la información acerca de las características y los cambios del campo geomagnético puede ser obtenida a través del análisis en laboratorio. Por otro lado, el asumir que el campo es geocéntrico, axial y dipolar, permite su uso como sistema de referencia fijo sobre la Tierra. Esta aseveración es real si los datos paleomagnéticos son promediados sobre algunos miles de años. Así, las desviaciones de las direcciones paleomagnéticas con respecto a la dirección esperada da información acerca de los movimientos de las unidades geológicas estudiadas. De esta manera, los movimientos de las placas tectónicas, fundamentalmente para los últimos 200 millones de años han sido reconstruidos, pero también han sido resueltos muchos problemas tectónicos de naturaleza regional y local de menor magnitud (p.ej. van der Voo, 1983).

Un amplio campo de aplicación de los métodos paleomagnéticos es su uso como herramienta de fechamiento. El campo magnético cambia su polaridad sin periodicidad, es decir, el norte magnético se torna sur magnético y viceversa. Una roca magnetizada en un campo con la misma polaridad que la actual (polaridad normal) presentará una dirección de magnetización antipodal a la magnetización remanente de la roca magnetizada en un campo geomagnético de polaridad reversa. **El estudio del patrón de cambio de polaridades del campo geomagnético junto con el tipo de estrato en el que es registrada esta información se conoce como magnetoestratigrafía. Una sección**

geológica con depositación continua muestra un patrón de polaridades normales y reversas, y de este modo pueden ser correlacionadas con la Escala de Polaridad Geomagnética existente (Cande y Kent, 1992). En estas escalas, los datos magnetoestratigráficos (patrones de polaridad) son calibrados con datos paleontológicos y radiométricos, con lo que se constituyen en una escala de tiempo absoluta. Para poder correlacionar una sección magnetoestratigráfica con la escala de polaridades geomagnética de manera correcta es necesario contar con un punto de anclaje, esto es, contar con un fechamiento absoluto en la sección. Esta edad absoluta junto con el patrón magnetoestratigráfico característico obtenido, suple las edades de los diferentes estratos de la unidad estudiada.

El emplazamiento de las rocas ígneas a lo largo de la historia de la Tierra ha sido un factor común, y esto hace que las lavas sean la principal fuente de estudio para el paleomagnetismo, puesto que nos dan información sobre el comportamiento y evolución del campo geomagnético registrado por los minerales ferromagnéticos presentes en las rocas en diversos periodos de tiempo. Este registro generalmente esta constituido por componentes magnéticas primarias y componentes secundarias adquiridas durante la evolución geológica de las rocas.

El objetivo de este trabajo es definir la estratigrafía magnética de la secuencia volcánica de Mil Cumbres para asignar edades a las unidades que no estén datadas por correlación con la escala global temporal de polaridad magnética, y determinar posibles rotaciones tectónicas a través de la comparación de las paleodirecciones medias obtenidas para la SMC con las direcciones esperadas (recalculadas) de los polos de referencia para el cratón norteamericano del Mioceno-Temprano.

La Sierra Mil Cumbres se localiza en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana, justo al frente del arco, al NE del estado de Michoacán. Es una

secuencia volcánica compleja que se originó hace unos 23 Ma (Macías et al., 2009) aproximadamente. Generalmente esta compuesta de depósitos andesíticos, dacíticos, ignimbríticos y basálticos del Oligoceno-Mioceno.

Gran parte del trabajo de laboratorio se enfoca en medir las propiedades magnéticas de las rocas e identificar las componentes vectoriales de magnetización, con el objeto de identificar la mineralogía magnética de los portadores de magnetización y definir la magnetización característica de cada muestra, respectivamente. Esto nos llevará a definir la polaridad magnética de cada unidad estudiada para eventualmente poder efectuar la correlación con la escala geomagnética temporal de referencia (GPTS) y así determinar la edad de las unidades que carecen de ella. Finalmente, es posible ocasionalmente definir movimientos tectónicos locales entre las unidades.

MARCO TEÓRICO DE GEOMAGNETISMO Y PALEOMAGNETISMO

1.1. Generalidades.

El prefijo **paleo** procede del griego *paliós*, que significa viejo o antiguo, y **magnetismo**, a grosso modo, es el resultado del movimiento de los electrones en los átomos de las sustancias. Por lo tanto es una propiedad de la carga en movimiento y está estrechamente relacionado con el fenómeno eléctrico.

Ya se conocía esta relación entre el magnetismo y el fenómeno eléctrico desde el siglo XIX por científicos como Oersted, Charles Coulomb y Alessandro Volta. Pero en 1861, James Maxwell logró unificarlas en el electromagnetismo.

Así, el paleomagnetismo es la disciplina que, enmarcada dentro del geomagnetismo, se encarga del estudio del campo magnético del pasado en la Tierra. Documenta los cambios del campo magnético a través de la historia geológica del planeta.

El registro o adherencia del campo magnético terrestre en las rocas, el cual se da por medio de procesos físico-químicos, está ligado a la existencia de un grupo de minerales metálicos denominados 'ferromagnéticos'.

Entender las variaciones del campo magnético terrestre es importante pues este campo ha jugado un papel muy importante en el desarrollo de la vida en nuestro planeta, ya que funciona como un escudo que nos protege de radiaciones electromagnéticas muy intensas provenientes del Sol, además de haber sido fundamental para la navegación desde hace varios cientos de años.

1.2. Campo magnético terrestre (CMT).

En la década de los 40's los físicos establecieron tres condiciones básicas para que se pudiera generar en cualquier planeta un campo magnético (Glatzmaier et al. 2005):

Un vasto volumen de un fluido eléctricamente conductivo, como el que compone al núcleo externo líquido en la Tierra, rico en hierro, es la primera de esas tres condiciones. En esta zona del interior del planeta, a más de 2900 kilómetros de profundidad, se generan complejos movimientos de este fluido, constituido básicamente por hierro (que en realidad es una aleación con 6% de níquel y azufre metálicos, y oxígeno disueltos) en estado líquido a una temperatura dentro del rango de 4500 a 5500 K (Fowler 1990). A tal temperatura las propiedades magnéticas de la aleación son nulas, pues la temperatura de Curie para el hierro es de 770 °C, y la del níquel es de sólo 350 °C (Merrill et al., 1998).

Aunado a eso, las capas superiores, manto y corteza, generan inmensas presiones, creando un ambiente de condiciones extremas que da paso a la segunda condición de generación del campo magnético: un suministro de energía que mueva al fluido. En este caso, la energía aquí es parte térmica y parte química. Se sabe que en el límite del núcleo externo con el núcleo interno las temperaturas son relativamente mayores que en el límite con el manto. De este modo se crea entonces un dinamismo en el que el fluido asciende de las zonas más calientes y profundas del núcleo interno (donde el fluido aquí es menos denso) hacia zonas menos calientes en el límite con el manto, donde aquí la temperatura del fluido decrece (se hace más denso y tiende a sumergirse). Este proceso incesante de transferencia de calor lleva por nombre convección termal, que es la segunda condición necesaria para crear un campo magnético.

Para que el campo magnético sea autosustentable es necesario de la tercera condición, que es la rotación. Ésta más el efecto de Coriolis, deflecan o modifican las trayectorias de las corrientes fluidales tal y como se aprecian las tormentas tropicales vistas en imágenes satelitales.

Es así como la Tierra posee un campo magnético al menos desde hace unos 4,200 millones de años. Un núcleo externo líquido rico en hierro, energía suficiente para generar un proceso convectivo, y la fuerza de Coriolis para deformar estos fluidos, son básicamente las condiciones primarias para que el geodinamo sea autosustentable.

El problema de la geodinamo consiste en dar una solución simultánea a un conjunto de ecuaciones diferenciales acopladas y que se obtiene tomando como base un conjunto de ecuaciones que proceden de al menos cuatro áreas de la física, a saber, las cuatro ecuaciones del campo electromagnético de Maxwell y la ley de conducción eléctrica de Ohm de la electrodinámica clásica; las ecuaciones de conservación de masa y la ecuación de movimiento de la mecánica del medio continuo; la ecuación de estado como lo exige la termodinámica y la ecuación de calor; la ecuación de Poissón de la mecánica clásica en lo que compete al potencial gravitacional, aunque también proporciona el potencial para una distribución de carga. Lo anterior indica la complejidad de la solución a dicho problema.

El modelo mejor aceptado del CMT es aquel representado de forma global (>90%) por un dipolo magnético ubicado en el centro de la Tierra (Figura 1). El patrón que forma este campo magnético es lo que se esperaría si hubiera una barra magnética gigante en el centro de la Tierra, alineado paralelamente al eje rotacional.

Actualmente el polo norte verdadero ($l=90^\circ$) de esta barra magnética estaría localizada en la región Artica.

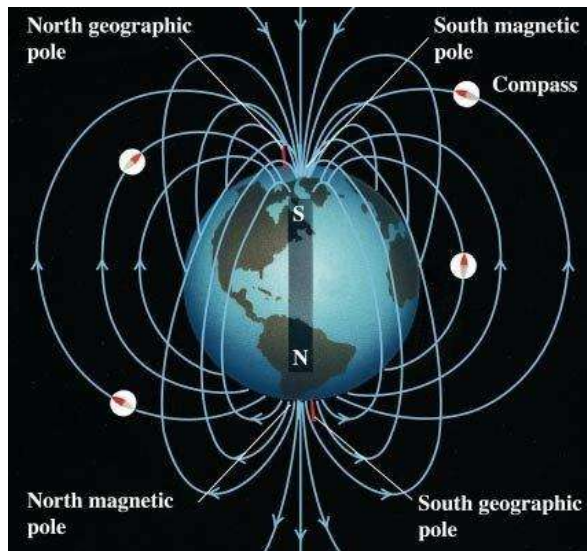


Figura 1: Modelo, disposición y patrón del campo geomagnético.
(Fuente: Internet)

El CMT, a nivel de superficie, fenomenológicamente es lo que alinea la aguja de una brújula en una dirección particular en cada punto donde esta se mire.

Con base en la figura anterior, la brújula estaría señalando el polo sur magnético de la Tierra, pero por convención se ignora tal situación, asumiendo que el compás magnético indica el polo norte magnético de tal manera que los nombres de los polos geográficos y magnéticos coinciden de acuerdo con cada hemisferio.

La intersección del plano vertical en el que se encuentra la aguja de la brújula alineada (norte-sur) con la superficie de la Tierra es un meridiano magnético. Así, el CMT se describe, matemáticamente, como un campo vectorial, es decir, que representa la distribución espacial de una magnitud vectorial.

El vector H (vector de campo total) tendrá en un sistema coordenado cartesiano tres componentes: una vertical Z y dos horizontales, X y Y , de acuerdo con la Figura 2. Las componentes X , Y son debidas a la proyección de H sobre el plano horizontal es decir del vector que apunta al norte magnético H_h , por lo que se tiene según la gráfica:

$$X = H_h \sin(D)$$

$$Y = H_h \cos(D)$$

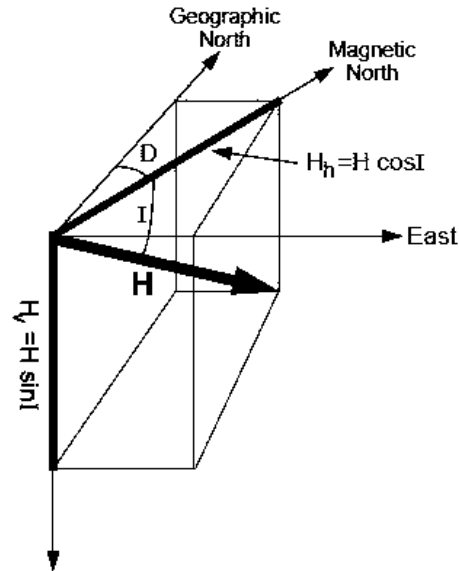


Figura 2: Sistema coordenado cartesiano para el vector de campo total H.
(Fuente: Butler, 1998).

La componente Z es positiva cuando apunta hacia abajo, en la dirección del nadir, como sucede en el hemisferio norte. Lo opuesto ocurre en el hemisferio sur. La componente Y coincide con la dirección del polo norte geográfico y la componente X está en dirección Este.

Las relaciones entre estas cantidades son, usando el teorema de Pitágoras:

$$H_h = \sqrt{X^2 + Y^2}$$

y

$$H = \sqrt{H_h^2 + Z^2} = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$$

Resulta también de este sistema coordenado la declinación D, que es el ángulo azimutal entre la componente horizontal y el norte geográfico, y la inclinación I, que es el ángulo vertical entre la componente horizontal H_h y H.

1.3. Método paleomagnético.

El paleomagnetismo existe y se fundamenta en la presencia de minerales magnéticos contenidos en las rocas ígneas, como la magnetita, que adquiere un campo magnético al momento del enfriamiento.

A altas temperaturas los minerales magnéticos son muy susceptibles al campo magnético que los rodea. Cuando estos minerales comienzan a enfriarse y rebasan su punto de Curie (que varía de mineral a mineral), se magnetizan (alinean) de acuerdo al campo magnético envolvente. En realidad, la magnetita no es el único mineral magnético, pero sí el más importante. Existen dos series fundamentales (titanomagnetitas y titanohematitas) que junto con sus interacciones fisicoquímicas conforman el universo de minerales que regulan las propiedades magnéticas de las rocas.

A la magnetización de una roca, después de ser colectada y llevada al laboratorio, sin haber aplicado ningún proceso, se le denomina magnetización remanente natural (MRN). La MRN de una roca se compone de la suma de varias fuerzas (vectores magnéticos), que pudieron haberse agregado por diversos efectos principalmente fisicoquímicos (eventos de calentamiento, eventos tectónicos y relámpagos) a través de su historia geológica. Usualmente la componente principal de la MRN está dada por la intensidad y dirección del campo magnético en el lugar y tiempo donde la roca se formó, la cual se conoce como componente característica y/o primaria. Entonces, el paleomagnetismo trata, por medio del proceso de desmagnetización, de descifrar cómo y cuándo fueron adquiriéndose las distintas componentes de magnetización, en caso de existir.

Normalmente las rocas volcánicas jóvenes, solo poseen una componente característica, mas posiblemente, una pequeña componente viscosa, a reserva de no estar afectada por relámpagos. Esta componente y/o alguna otra componente secundaria se eliminan progresivamente durante los procesos de

desmagnetización. De esta manera es posible conocer la dirección en la cual se encuentra el polo geomagnético en cualquier lugar de la superficie terrestre.

Gran parte del trabajo de laboratorio se dedica a la medición e identificación de las componentes vectoriales del MRN. Para ello se emplean diversas técnicas, conocidas como técnicas de desmagnetización o de análisis de estabilidad; las más usadas son: desmagnetización por campos magnéticos alternos, en la cual las muestras de roca se someten a la acción de un campo alterno, cuya intensidad se va aumentando progresivamente; desmagnetización por altas temperaturas, en la cual las muestras se sujetan a diversas temperaturas a partir de la temperatura ambiente hasta unos 700°C (Figura 3). Además de estos análisis, las muestras son sujetas a otros estudios con el fin de determinar la clase y propiedades de los minerales magnéticos responsables de la MRN, así como determinar otras características de las muestras que podrían afectar la adquisición de las magnetizaciones (Urrutia-Fucugauchi, 1997).

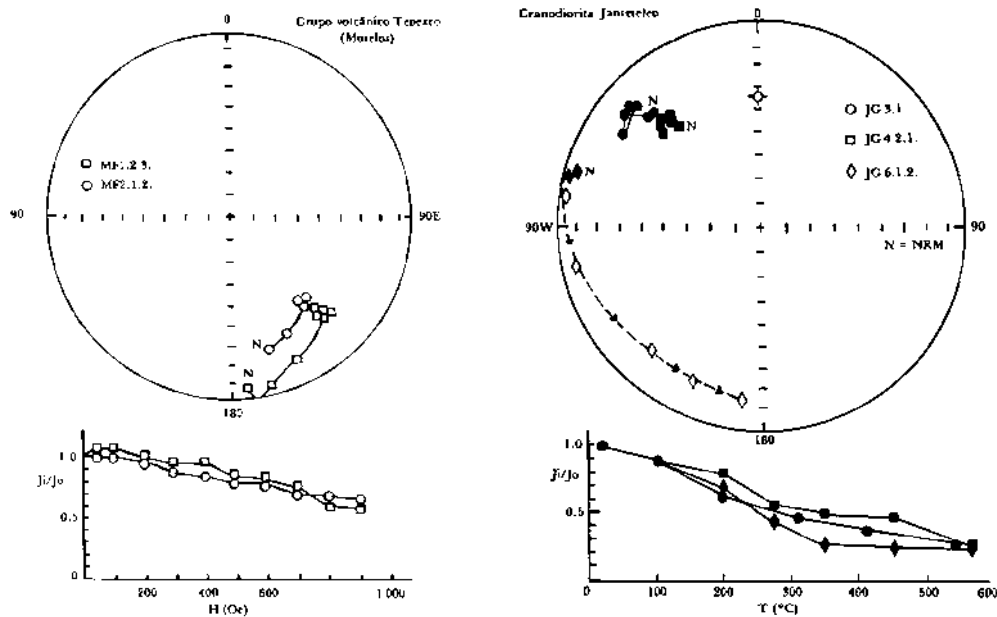


Figura 3: Ejemplo de desmagnetización por campos magnéticos alternos decrecientes y por altas temperaturas. En la parte superior se representan los cambios de dirección en una proyección estereográfica. La declinación se mide de 0° a 180° al este (E) o al oeste (W), a lo largo de la circunferencia externa. La inclinación se mide de 0° a 90° de la periferia al centro de la proyección. Inclinaciones positivas (hacia abajo de la horizontal) y negativas (hacia arriba de la horizontal) se representan con símbolos llenos y vacíos, respectivamente. (Fuente: Urrutia-Fucugauchi, 1997).

Es natural que las rocas no se magneticen de manera uniforme, sino que tienen generalmente pequeñas diferencias debidas a heterogeneidades en la composición mineralógica o variaciones en las condiciones ambientales al tiempo de formación o posteriores. Además, a estos factores tenemos que añadir errores asociados con la recolección de muestras y medición en el laboratorio. Debido a esto, es necesario analizar un número considerable de muestras (un mínimo de ocho núcleos por unidad muestreada) y emplear métodos estadísticos para estimar los valores de declinación, inclinación e intensidad de las diversas componentes del MRN. Para la aplicación de los métodos estadísticos es frecuente utilizar diagramas vectoriales y/o proyecciones estereográficas, las cuales permiten una ayuda visual para analizar y comparar los resultados.

1.4. Tipos de magnetización remanente.

Durante una erupción volcánica el magma emerge a elevadas temperaturas, alrededor de unos 1,200°C; al comenzar a enfriarse diversos minerales cristalizan, entre ellos, los óxidos de fierro y titanio, los cuales tienen propiedades magnéticas. Una vez formados, y a temperaturas inferiores al punto de Curie, estos minerales adquieren una magnetización proporcional al campo magnético ambiental en ese momento; al continuar descendiendo la temperatura de la lava esta magnetización se "congela", es decir, se convierte en una propiedad de la roca, capaz de existir en forma independiente del campo magnético que la indujo. Esta magnetización se conoce como magnetización remanente térmica (MRT). Porciones de roca se comportan entonces como débiles imanes, cuyas direcciones de magnetización son paralelas a la dirección del campo magnético. Estudiar estas direcciones es equivalente a tomar una medición con brújula.

El emplazamiento de rocas ígneas extrusivas e intrusivas ha sido un fenómeno común en la historia de la Tierra, de aquí que sea factible estudiar sus magnetizaciones remanentes para obtener información sobre el campo magnético terrestre para diversos periodos de tiempo.

Además de este mecanismo para generar magnetizaciones remanentes en rocas ígneas, se conocen muchos otros que actúan en estas y otras clases de rocas.

En el caso de rocas sedimentarias, al tiempo de depositación, las partículas de minerales magnéticos tienden a orientarse en la dirección del campo magnético local, dando lugar a una magnetización remanente detrital (MRD). En el caso de procesos químicos que impliquen cambios de volumen y composición de los minerales magnéticos, se puede tener una magnetización remanente química (MRQ).

A las magnetizaciones adquiridas cuando se forma una roca se les conoce como magnetizaciones remanentes primarias (MRP). Además de éstas, se pueden tener otras magnetizaciones adquiridas después de la formación de la roca, las cuales son consideradas secundarias (MRS). Dentro de éstas se tienen la magnetización remanente viscosa (MRV), generada por la exposición a un campo magnético por largos periodos de tiempo; la magnetización remanente isotérmica (MRI), adquirida por la acción de campos magnéticos fuertes a bajas temperaturas (por ejemplo, debido a la acción de un rayo); y la magnetización remanente anistérica (MRA), la cual se genera por la acción de dos campos magnéticos, uno de polaridad constante y otro de polaridad alterna y de intensidad decreciente.

En una roca dada, puede ocurrir que varias de estas magnetizaciones estén coexistiendo y la magnetización resultante sea la suma vectorial de las varias magnetizaciones, la cual se conoce como magnetización remanente natural (MRN). Tanto las MRP como las MRS proporcionan, información sobre el campo magnético, siempre y cuando éstas puedan ser identificadas y las edades de adquisición de todas ellas sean conocidas.

1.5 Variación secular del CMT.

En la actualidad se sabe que el campo magnético ha cambiado aleatoriamente, es decir, que ha habido veces en el pasado que el punto donde

ahora la aguja de una brújula apunta, antes lo habría hecho en sentido contrario. Esto se sabe por medio de observaciones directas tomadas durante los últimos cientos de años, y con mediciones paleomagnéticas en rocas y materiales arqueológicos de diversas edades, que han permitido determinar que las características de este campo varían en el tiempo.

Estos estudios nos hacen ver que el campo magnético terrestre es un fenómeno extraordinariamente dinámico y con un muy amplio espectro de fluctuaciones en el tiempo. Las variaciones observadas van desde aquellas de baja magnitud y periodo corto (segundos), hasta variaciones mayores y con periodos largos (millones de años). Las variaciones en el tiempo del CMT asociados a procesos geofísicos con periodos superiores a un año y con fuente en el interior de la Tierra son las que ocupan nuestra atención.

A principios de la década de los cincuenta se demostró que los datos paleomagnéticos para periodos anteriores al Terciario (edades anteriores a unos 80 millones de años) divergían considerablemente de las características del campo actual, indicando diversas posiciones polares en algunas ocasiones cercanas al ecuador.

Con las posiciones de los polos magnéticos terrestres para tiempos dados, se construyeron curvas de Desplazamiento Polar Aparente (DPA) que mostraban el movimiento del polo magnético en el tiempo con respecto a las coordenadas geográficas actuales. Además, se observó que las curvas DPA correspondientes a distintos continentes divergían entre sí, presentando una aparente discrepancia ya que indicaban la existencia de más de un polo para un tiempo dado. Los investigadores ingleses sugirieron que estos resultados implicaban la ocurrencia de largos desplazamientos horizontales de las diferentes masas continentales, lo que apoyaba la teoría de deriva continental propuesta a principios de siglo. Estas curvas hoy son el apoyo principal para los estudios de tectónica global.

De tal modo que la inclinación magnética cambia con la latitud (Figura 4) y por lo tanto la paleolatitud de una roca también puede ser reconstruida mediante la medición de la magnetización remanente natural (MRN). Por otro lado, si se conoce la posición de la roca volcánica en el momento de formación, con los estudios paleomagnéticos se puede calcular un "paleopolo", o la posición del norte magnético en el momento en que la roca se enfrió.

Se consideran tres variaciones temporales del CMT. En primer término, asociada a la parte no dipolar están las denominadas variaciones seculares del CMT. Otra variación temporal de importancia del CMT en su parte dipolar es la relacionada con la desviación de la dirección del dipolo geocéntrico axial llamada excursión geomagnética (McElhinny, McFadden 2000). Y la más espectacular manifestación de la variabilidad temporal del CMT es la inversión de polaridad, en la que el eje dipolar cambia su dirección en 180°.

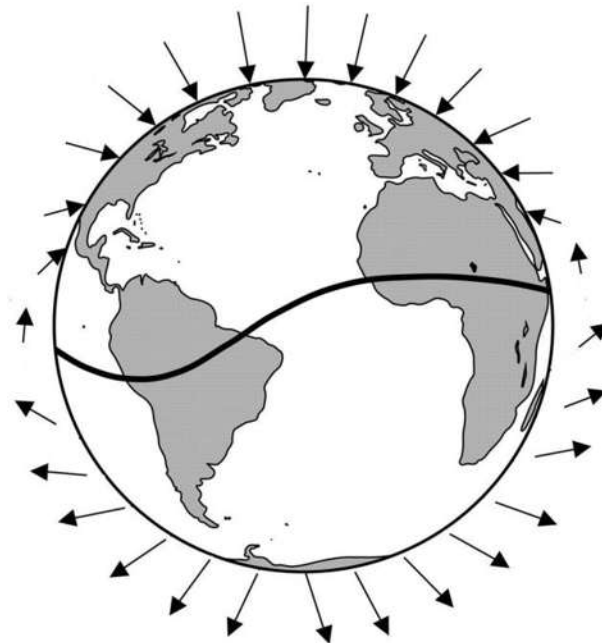


Figura 4: Dirección e intensidad de las líneas de fuerza magnética sobre el globo terrestre. (Fuente: Butler, 1998)

Por mucho las variaciones temporales del campo magnético terrestre son las más importantes para las investigaciones paleomagnéticas pues estas proporcionan un control cronológico. (Evans y Heller 2003), es decir , entre otras

cosas los resultados de la investigación paleomagnética de las variaciones temporales del CMT, como en el caso de las inversiones de polaridad, constituye un poderoso instrumento para correlación cronológica con los resultados de mediciones de métodos alternativos de fechamiento como los radiométricos (McElhinny, McFadden 2000).

1.6 Inversiones del CMT.

Mediciones paleomagnéticas efectuadas a principios de siglo XX en rocas de diversas edades, indicaron la presencia de magnetizaciones anómalas, las cuales presentaban una polaridad opuesta a la actual, es decir, que la posición polar correspondiente presentaba un polo sur en donde se tiene actualmente el polo norte y viceversa. El investigador japonés M. Matuyama sugirió en 1906 que estas magnetizaciones, conocidas como reversas, habían sido creadas en un tiempo en el que el campo magnético terrestre tenía polaridad reversa.

Durante la primera década del mismo siglo, trabajos paleomagnéticos de David y Bruhnes, descubrieron que los cambios de polaridad del campo magnético terrestre han sido frecuentes a lo largo de la historia.

Pasaron muchos años hasta que a fines de la década de los cincuentas la evidencia en favor de la hipótesis de Matuyama se volvió contundente y pasó por fin a ser aceptada.

No se sabe aún el mecanismo que hace que la geodínamo invierta su polaridad. En la teoría matemática, estas inversiones de polaridad, como lo señala Jacobs (1994) están asociadas a una de dos posibles causas: Inestabilidades magnetohidrodinámicas disparadas por perturbaciones de amplitud finita de un geodínamo estable; inestabilidades en el flujo convectivo por ejemplo. Y por otro lado tomando como modelo de geodínamo el símil de dos discos homopolares de Rikitake, las inversiones son causadas por rotaciones irregulares de una dinamo no lineal.

Es un evento que carece de periodicidad, aunque en promedio se tiene un intervalo del orden de 10^5 años, como periodo, pero no es sino solamente un promedio estadístico.

McElhinny, McFadden (2000) definen que el lapso en el que ocurre tal fenómeno es de no más de 5000 años; por otro lado Backus et al. (1996) lo sitúa entre 2000 y 10000 años. Una vez establecida la polaridad permanece en promedio durante un intervalo del orden de 2×10^5 años. También en promedio la polaridad normal (como la actual) y la invertida han ocupado cada una el 50% del tiempo geológico hasta ahora escudriñado.

Ya se mencionó que desde el punto de vista de la cronología las inversiones de polaridad magnética son la característica más importante del campo magnético. Pues desde el desarrollo de la datación radiométrica se estableció una escala de tiempo basada en las inversiones de polaridad llamada Escala Temporal de Polaridades Geomagnéticas (GPTS por sus siglas en inglés), que funge como escala patrón, un reloj geológico.

Tal escala hasta antes de la inclusión de los estudios de las franjas marinas en las zonas de expansión del suelo oceánico representaba los últimos 6 millones de años desde la actualidad y constaba de 4 épocas, en las que el campo geomagnético presenta una polaridad predominante de signo alternante (Petronille et al. 2005) denominadas crones (chrons en inglés) que son lapsos dentro del rango de $10^6 - 10^7$ años, y nueve eventos de corta duración en los que la polaridad es invertida en intervalos de $10^5 - 10^6$ años (McElhinny, McFadden 2000).

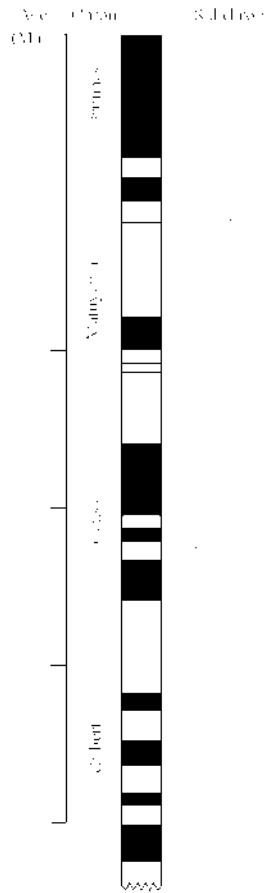


Figura 5: GPTS de los 6 últimos millones de años.
(Fuente: McElhinny y McFadden 2000).

Los 4 crones en la antigua nomenclatura, que aún persiste, son Brunhes, Matuyama, Gaus, y Gilbert, dispuestos como se muestra en la Figura (Figura 5). Y los eventos son Jaramillo, Olduvai, Reunion, etc. Este primer GPTS se basaba en el análisis rocas basálticas continentales.

1.7 Estratigrafía magnética.

Con los resultados del estudio de rocas basálticas oceánicas y de las franjas de la corteza oceánica, la Escala Temporal de Polaridades Geomagnéticas (GPTS) se extendió hasta alrededor de los 160 millones de años (Evans, Heller 2003), y con una nomenclatura más funcional que la de nombres usados para los últimos 6 millones de años, que es expuesta en la Figura 6 extraída de Evans y Heller (2003).

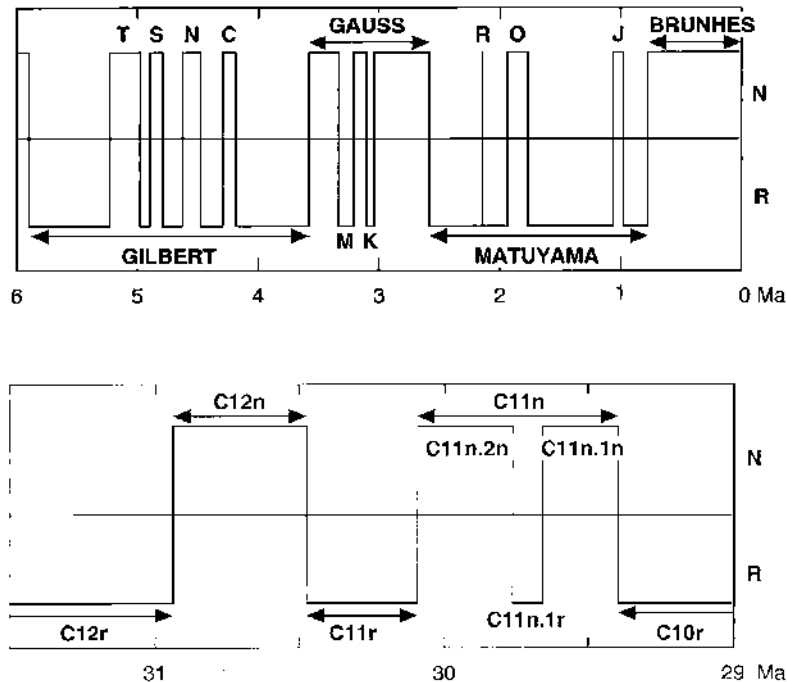


Figura 6: GPTS extendido y con otra nomenclatura.
 C es Cron, seguido del número de evento, n significa polaridad normal y r es polaridad invertida (reversa).
 (Fuente: Evans y Heller, 2003).

El límite para esta escala de tiempo está condicionado por momento en que la roca basáltica marina, después de su formación en las cordilleras de expansión en el lecho marino, llega a la zona de subducción donde es consumida, y el intervalo en que esto sucede es de aproximadamente 200 millones de años.

Esta escala de Polaridad Geomagnética es una herramienta muy importante para re-afinar la Escala Geológica de Tiempo. Cuando se intenta identificar una polaridad particular, permite la correlación directa de eventos isócronos entre secuencias marinas y continentales, hemisferios norte y sur, y entre ámbitos del Pacífico y del Atlántico.

La GPTS es hoy el mejor medio de enlazar registros estratigráficos, tal vez exceptuando las capas de iridio o capas de ceniza particulares. Hay cada vez más estados geológicos definidos por intervalos de polaridad, comparado a la información bioestratigráfica.

La aplicación más relevante es el fechamiento de secuencias geológicas. El determinar una escala en tiempo de polaridades geomagnéticas es similar a tener una herramienta de fechamiento para secuencias estratigráficas.

Si las zonas de polaridad determinadas (magnetoestratigrafía) pueden ser correlacionadas a la GPTS sin ambigüedad, entonces tendremos un marco temporal para nuestra secuencia completa en estudio.

Además, el saber la edad de las inversiones de polaridad nos permite el cálculo de velocidad de los procesos, como expansión del piso oceánico, acumulación de sedimentos, extinciones, etc.

La sedimentación no siempre es un proceso continuo y una sección estratigráfica puede tener gaps de duración significativa. Por otro lado, un muestreo incompleto puede darnos un registro de polaridad sub-muestreado. Es por eso que se debe estar seguro de la confiabilidad de una secuencia dada y de la firmeza de la correlación realizada.

Brevemente, los elementos de un buen estudio magnetoestratigráfico incluye:

- **Que pueda aislarse una sola componente de magnetización (componente característica).**
- **Los materiales geológicos no son registradores perfectos del CGM, por lo que se deben coleccionar al menos 8 muestras por horizonte o unidad muestreada.**
- **Los datos direccionales (secuencia completa) deben estar separados en dos grupos claramente identificables: polaridades normales o inversas (antipodalidad).**
- **La dirección media debe compararse con el campo y con la dirección esperada según la edad de la formación y la localidad del muestreo.**

- **Es mejor realizar las pruebas de campo (pliegue o conglomerado) que comparan la edad de la magnetización con la formación de la roca.**
- **Se necesita una estimación independiente de la edad aproximada de la secuencia. Entre más constreñida sea la edad será más confiable nuestra interpretación.**
- **El patrón magnetoestratigráfico debe igualar la escala temporal de polaridad. Pocas zonas de polaridad se deben ignorar ya sea en la sección o en la escala de tiempo. Idealmente, cada zona de polaridad debe basarse en sitios múltiples en la sección.**

2. MARCO GEOLÓGICO-TECTÓNICO

2.1. *Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).*

La Faja Volcánica Transmexicana es un arco magmático continental, constituido por alrededor de 8,000 estructuras volcánicas con varias morfologías, incluyendo estratovolcanes (Pico de Orizaba, Popocatepetl, Colima), calderas (Humeros, La Primavera), domos, campos de vulcanismo monogenético (Chichinautzin, Apan, Michoacán-Guanajuato), y algunos cuerpos intrusivos.

Se extiende desde las costas del Pacífico, en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978), delimitada entre los paralelos 19° N y 21° N.

Esta provincia se desarrolla sobre la margen sudoccidental de la Placa de Norteamérica como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco. Tiene aproximadamente 1,000 km de longitud y una amplitud irregular entre 80 y 230 km, y se distribuye con una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental; WNW-ESE en su parte occidental, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Figura 7a), que obedece a distintos ángulos de subducción de la Placa de Cocos y seguramente al espesor de la corteza continental (~40 km) (Urrutia-Fucugauchi y Florez-Ruiz, 1996).

Muestra también una distribución transversal con respecto a las grandes provincias geológicas de México que corren con orientación preferencial NNW-SSE (Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur, Mesa Central y Sierra Madre Oriental).

Con base en su geología y tectónica, se ha vuelto costumbre dividir a la FVTM (Figura 7b) en tres sectores o porciones (Demant, 1978; Pasquaré y

otros, 1988, y Gómez-Tuena, A., 2005): una porción occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima; una porción central comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende; y una porción oriental entre este sistema y la costa del Golfo de México.

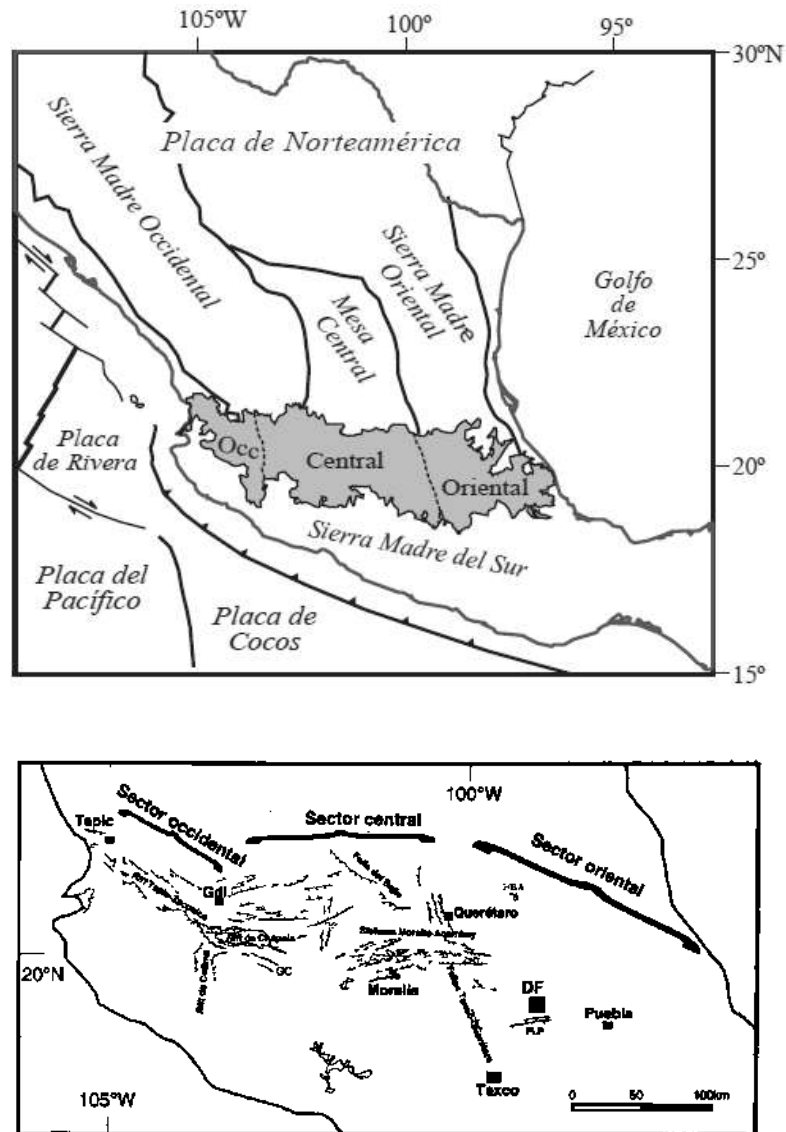


Figura 7a, b: Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana. Los sectores y los sistemas de fallas que la componen; las principales provincias geológicas de México y las placas tectónicas actuales. (Tomada de Gómez-Tuena, A., 2005).

2.2. Sierra de Mil Cumbres (SMC).

Esta secuencia se encuentra en la porción central de la FVTM, que está comprendida entre dos sistemas de fallas, Morelia-Acambay E-W, el sistema NE-SW, y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende N-S, y se haya enmarcada por el Campo Volcánico Los Azufres (CVLA) al Este, el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) al Oeste, la cuenca del Lago de Cuitzeo al Norte, la Depresión del Balsas al Sur (Gómez-Vasconcelos, 2012), localizándose al NW la ciudad de Morelia (Figura 8).

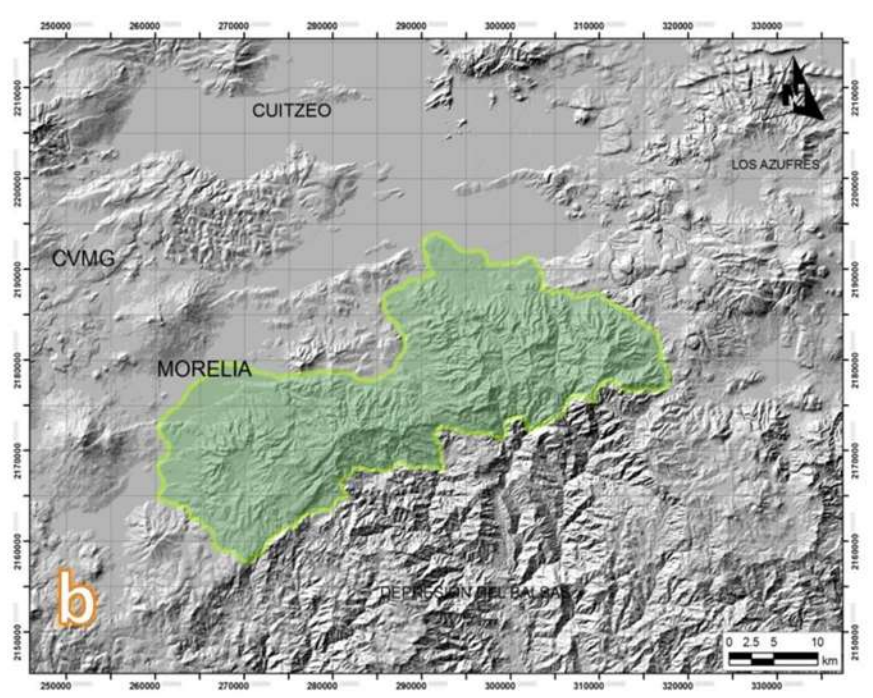


Figura 8: Localización de la Sierra Mil Cumbres.
(Fuente: Gómez-Vasconcelos, 2012).

Esta secuencia posee una fisiografía muy accidentada, pues contrastan mucho las elevaciones con las depresiones, resultado del encuentro de dos provincias fisiográficas: Faja Volcánica Transmexicana al Norte, y la Depresión del Balsas al Sur. Configurando así la SMC un alto estructural de dirección NW-SE

La SMC se localiza a ~300 Km. de la Trinchera Mesoamericana, mide aproximadamente 60 Km. de largo por 18 Km. de ancho y ocupa un área de ~870 Km². Se desarrolla desde los 2000 hasta los 3000 msnm, con un gradiente altitudinal de ~1000 m; con pendientes que varían entre 0° y 79°. Constituye un alto estructural (horst) delimitado por fallas con una componente normal y de orientación E-O y NE-SW, el cual aloja varias estructuras volcánicas; se caracteriza por sus lavas de composición intermedia a básica y sus flujos piroclásticos de composición ácida (Garduño-Monroy et al., 2009).

La primera descripción que se hizo de esta zona fue hecha en la década de los 70's por Silva-Mora, que la describió como una secuencia de lavas basálticas, andesíticas y dacíticas interestratificadas con ignimbritas del Mioceno medio que sobreyacen al basamento terrígeno. Cabe mencionar que el objetivo del trabajo es específicamente en las rocas volcánicas.

Recientemente, Macías et al. (2009) realizó un estudio vulcanológico de la secuencia estratigráfica de Mil Cumbres y la zona geotérmica Los Azufres donde compila información cartográfica, estratigráfica y geocronológica obtenida de rocas en superficie y del subsuelo, para definir la evolución del vulcanismo en el campo con el tiempo.

El punto donde se encontró mejor expuesta la secuencia fue en el camino que une Ciudad Hidalgo con Morelia, en el tramo entre los poblados de Venta de San Andrés y Huajúmbaro. La secuencia en este trayecto se compone de una brecha basal con bloques angulares que luego se convierte en una capa de caída y oleadas piroclásticas, sobreyacidas por una capa de ignimbrita masiva de color rosado a rojiza, bien soldada, y que fue fechada en 17.6 Ma. (Figura 9 y Tabla 1).

En la década de los 70's se hicieron algunos fechamientos de la secuencia (Demant et al., 1975 y Camacho, 1979), y con base en éstos se dividió la Sierra de Mil Cumbres en dos unidades: la base del Mioceno inferior-medio (10.2 a 18

Ma) con andesitas, ignimbritas y depósitos sedimentarios, cubierta por andesitas y en menor proporción dacitas, y la parte superior (1.3 a 6 Ma) con andesitas (De la Cruz et al., 1982).

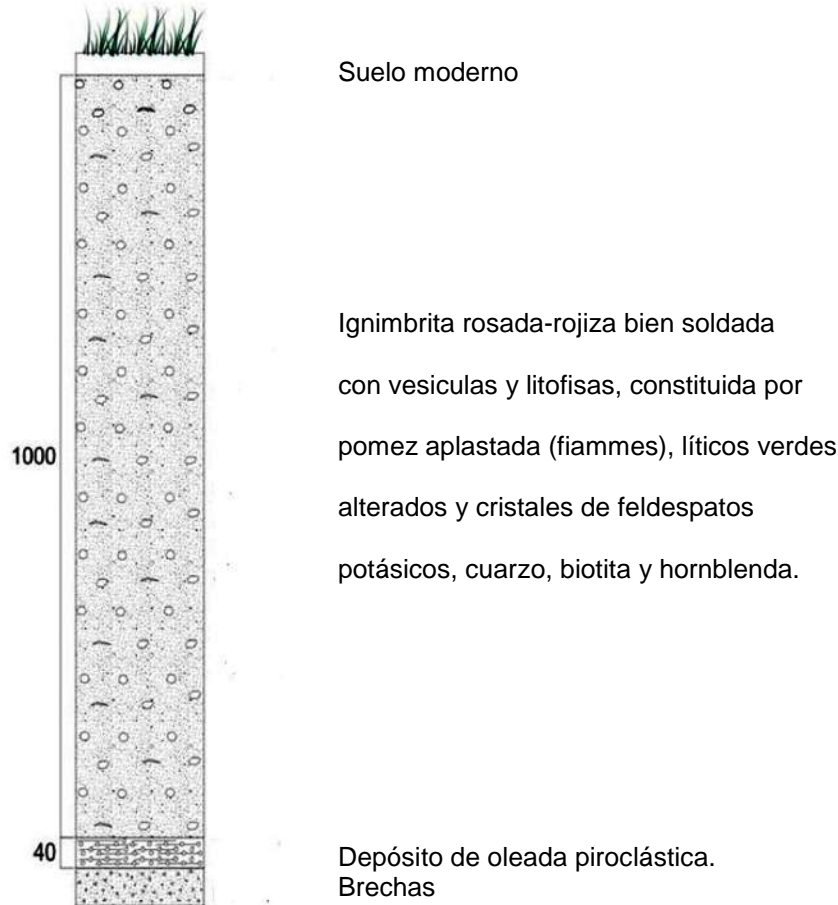


Figura 9: Columna estratigráfica representativa de la Secuencia Mil Cumbres. La cual se caracteriza por su gran espesor y soldamiento. (Fuente: Macías, 2009).

Se realizaron nuevos fechamientos con el método de $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ de rocas de pozos por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) (Tabla 1) que indican que las edades varían de la base a la cima de la siguiente forma: Andesita (2876 m de profundidad,) tiene una edad mínima de 23.1 ± 3.5 Ma, otra andesita (1600-1603 m) de 19.6 ± 0.2 Ma, y brecha andesítica (650-654.5 m) con edad mínima de 18.3 ± 0.8 Ma. Por lo tanto, las edades de las rocas interpretadas en estudios previos como Sierra de Mil Cumbres y que son cortadas entre 650 y 2700 m en el pozo AZ20 tienen una edad que varía de 18 a 23 Ma (Mioceno temprano).

Tabla 1: Fechamientos realizados por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Secuencia	Muestra	Edad (Ma)
Mioceno		
Mil cumbres (lava)	AZ-20-2876	>23.1 ± 3.5 (Edad Mínima; rejuvenecida)
Mil cumbres (lava)	AZ-20-1600	19.62 ± 0.27
Mil cumbres (lava)	AZ-20-650	>18.03 ± 0.8 (Edad mínima; rejuvenecida)
Mil cumbres (ignimbrita)	AZV-0801	17.6 ± 0.2
Mil cumbres (lava)	AZ-56-2495	16.83 ± 0.28

Fechamientos realizados en la Universidad de Fairbanks, Alaska, EUA por el Dr. Paul Layer.
(Fuente: Macías et al. 2009).

Recientemente un estudio realizado por Gómez-Vasconcelos (2012) ha identificado cuatro estructuras volcánicas independientes que componen la SMC, con diferentes edades, tipos de depósitos volcánicos, y características petrográficas y químicas (Figura 10).

Las cuatro estructuras que conforman la SMC, de SW a NE son caldera de Atécuaro, caldera la Escalera, Complejo Volcánico Indaparapeo y Complejo Volcánico Garnica; todas éstas en un alineamiento de dirección preferencial NE-SW.

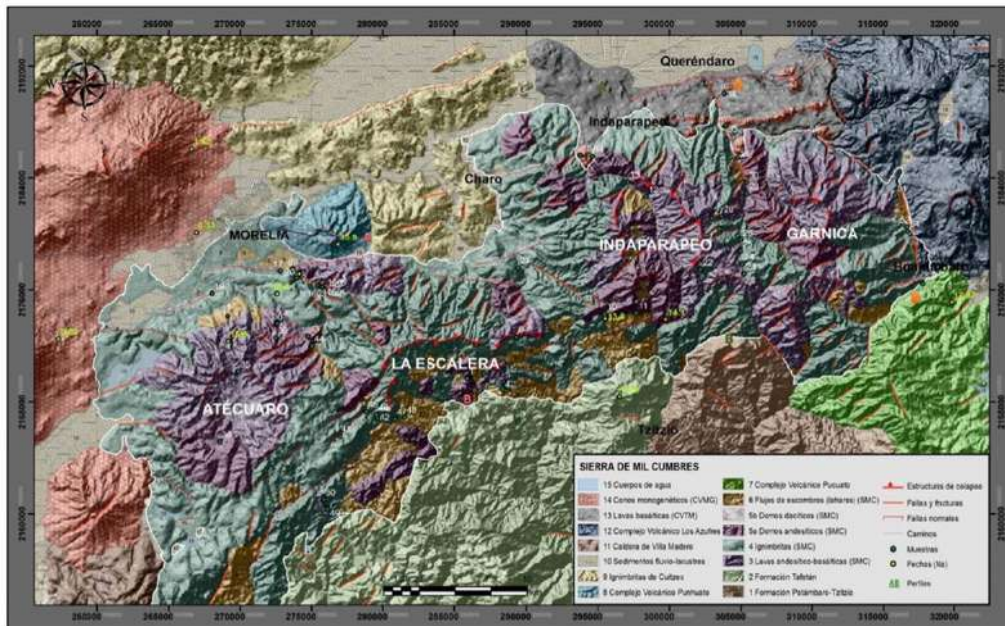


Figura 10: Estructuras volcánicas que conforman la Sierra de Mil Cumbres.
(Fuente: Gómez-Vasconcelos, 2012).

2.2.1. Caldera de Atécuaro.

Localizada en la parte más occidental de la Sierra, al Sur de la ciudad de Morelia. Esta estructura compone un área de aproximadamente 380 km², con un cráter semicircular de 6 km de diámetro, y desniveles de 150 m en promedio.

La caracterización geomorfológica a semidetalle realizada distingue diferentes unidades geológicas, tales como domos, flujos piroclásticos, flujos de escombros, sedimentos fluvio-lacustres.

Básicamente, las unidades geológicas que componen la secuencia son cuatro depósitos de composiciones andesítico-basáltica a riolítica, con un rango de edades entre 19.5 y 15.9 Ma. Esto es, que se tienen:

i. Lavas andesítico-basálticas (19.5 Ma):

La roca consiste de microfenocristales y microlitos de plagioclasa, olivino y ortopiroxeno (opx); algunas plagioclasas con bordes corroídos y textura de tamiz. Una muestra colectada en este lugar fue fechada con el método de Ar^{40}/Ar^{39} en roca total en 19.5 ± 0.4 Ma. Estas lavas sobreyacidas por ignimbritas.

ii. Ignimbritas (16.4 Ma):

Son flujos piroclásticos de pómez soldados, que afloran en varios lugares alrededor de la caldera. Aparentemente es masiva, de colores rojizos, violáceos, anaranjados, grises y blancos. En muestra de mano tienen una textura eutaxítica (con fragmentos de vidrio aplastados), con una asociación mineral formada por sanidino (feldespato K), cuarzo, plagioclasa y biotita, rodeados por una matriz vítrea. Al microscopio, estas rocas tienen una textura vítrocristalina con pómez fibrosa y fiammes con altos niveles de desvitrificación.

iii. Domos andesíticos y dacíticos (15.9 Ma)

Se tienen varios domos que sobreyacen a los flujos de pómez, en su mayoría son de composición andesítica y solo un domo dacítico. Las lavas son masivas de color gris con superficies de alteración color rojo; los espesores de estas lavas no se conocen con exactitud, pero se estiman en unos 200 m. Una muestra de mano tomada de uno de los flujos dacíticos, fechada con el método Ar^{40}/Ar^{39} en roca total, dio una edad de 15.9 ± 0.2 Ma.

iv. Flujos de escombros (lahares).

Estos depósitos sobreyacen a las ignimbritas, están conformados por conglomerados, microconglomerados, arcillas y limos, con fragmentos de líticos e ignimbrita subredondeados y redondeados. Estos flujos son de una composición heterogénea, porosos y pobremente clasificados. Con espesores muy variables, desde un par de metros hasta poco más de 20 m. Estos flujos son producto de la remobilización de material volcánico no consolidado por acción de las lluvias.

2.2.2. Caldera La Escalera.

Esta estructura se ubica enseguida de la Caldera de Atécuaro, al NE de ésta. Es una estructura volcánica fallada en su sector sur, que se compone por varias estructuras que junto con sus depósitos volcánicos asociados cubren una superficie aproximada de 206 km².

Está compuesta por diferentes unidades geológicas, tales como flujos de lava, domos, flujos piroclásticos, flujos de escombros y sedimentos fluvio-lacustres.

La estratigrafía hecha a semidetalle indica la existencia de cuatro unidades volcánicas que componen la caldera de La Escalera, que varían de una composición andesítica-basáltica a riolítica, con un rango de edades entre 19.8 y 22.3 Ma:

- i. Lavas andesítico-basálticas.
Son masivas, de textura afanítica y color gris oscuro con superficies de alteración color rojo. No se conoce su espesor, pero se estima mayor a 100 m. En lámina delgada son hipocristalinas, con microfenocristales de olivino y clinopiroxeno; matriz conformada por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe, y vidrio color rojo, orientados en la dirección del flujo.

- ii. Ignimbritas La Escalera y flujos piroclásticos de bloques y ceniza (22.3 Ma).
Los depósitos de ignimbrita cubren un área de alrededor de 125 km² y un volumen aproximado de 25 km³, con espesores promedio de 300 m. Los flujos piroclásticos de La Escalera consisten de tres unidades: (1) en la base se encuentra una ignimbrita color rosa, soldada y con fiammes; (2) la sobreyace un flujo piroclástico de bloques y ceniza; (3) y en la cima hay una ignimbrita color blanco, soldada con fenocristales y líticos de gran tamaño. En muestra de mano, esta ignimbrita tiene una textura eutaxítica, con una asociación mineral formada por cuarzo, biotita, feldespatos potásicos (sanidino) y plagioclasa. Al microscopio, tiene una textura vítrocristalina con pómez fibrosa y fiammes con altos niveles de desvitrificación con esferulitas. La matriz es de grano fino con mucho vidrio intersertal y escasos líticos andesíticos (<1%).

- iii. Domos andesíticos y dacíticos (19.8 Ma.)
Existen cinco domos de composición andesítica y un domo dacítico que sobreyacen a los flujos piroclásticos La Escalera. Las lavas andesíticas son masivas, de tonos grises oscuros y superficies de alteración de color rojo. Su textura es porfídica con fenocristales de plagioclasa y olivino iddingsitizado. En lámina delgada las lavas son hipocristalinas, porfídicas, compuesta por fenocristales de plagioclasa y escasos cristales de olivino. Microfenocristales de ortopiroxeno,

clinopiroxeno, olivino y plagioclasa. La matriz es de grano fino con óxidos de Fe y vidrio color café.

iv. Flujos de escombros (Lahares).

Conformados por fragmentos de líticos dacíticos y andesíticos subredondeados, y fragmentos de ignimbrita subredondeados y redondeados, no mayores a un metro de diámetro. Soportados por una matriz porosa color beige. Masivos, heterolitológicos y pobremente clasificados. Con espesores muy variables, desde dos hasta 30 m.

2.2.3. Complejo Volcánico Indaparapeo.

Esta es una estructura volcánica muy compleja, se haya delimitada al oriente por el Complejo Volcánico Garnica y al occidente por la Caldera la Escalera. Se compone de varias estructuras volcánicas que cubren un área aproximada de 270 km².

Dentro de este complejo los depósitos encontrados son flujos de lava, domos, flujos piroclásticos, flujos de escombros, sedimentos fluvio-lacustres y cuerpos de agua. La secuencia, entonces, es la siguiente:

i. Lavas andesítico-basálticas.

Flujos de lava masivos, afaníticos de color gris oscuro. La roca consiste de fenocristales y microlitos de plagioclasa, olivino y piroxeno. Tienen un espesor aproximado de 70 m.

ii. Ignimbritas Indaparapeo.

Estos depósitos cubren un área alrededor de 140 km² y espesores aproximados a los 200 m, con un volumen promedio de 29 km³. Están formados por ignimbrita de color blanco con superficies de alteración color verde, con diferentes grados de soldamiento y compactación. En

muestra de mano son porfídicas, de textura eutaxítica, y con una asociación mineral de plagioclasa, cuarzo, sanidino, biotita y vitrocrystalina con pómez fibrosas y fiammes verdes con altos niveles hornblenda, en una matriz vítrea. Al microscopio es de textura de desvitrificación, con esferulitas y litofisas rellenas de sílice amorfo.

iii. Domos andesíticos.

Se encuentran sobreyaciendo a las ignimbritas. Los depósitos generados por estos domos son flujos de lava andesíticos, donde éstos son masivos de color gris con superficies de alteración de tonos rojos. La textura es porfídica con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y hornblenda. Estos flujos llegan a tener hasta 40 m. Han sido fechados en 14 Ma. En lámina delgada, la roca es hipocrystalina, de textura porfídica, conformada por fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y óxidos. La matriz es de grano fino con microlitos de plagioclasa, óxidos y vidrio intersertal.

iv. Flujos de escombros (lahares).

Conformados por conglomerados, micro-conglomerados, arcillas y limos, con fragmentos de líticos e ignimbrita, redondeados y subredondeados. De composición heterolitológica, con poros y pobremente clasificados. Llegan a tener espesores de hasta 20 m.

2.2.4. Complejo Volcánico Garnica.

Localizada al extremo oriente de la Sierra Mil Cumbres, limitada al Oeste por el Complejo Volcánico Indaparapeo y al Este por el Campo Volcánico Los Azufres, se compone de diversas estructuras volcánicas, las cuales cubren una superficie de poco más de 170 km².

Tras la estratigrafía realizada para esta unidad, se tiene que está compuesta por tres depósitos de composiciones andesítica a riolítica, y que comprenden un rango de edades entre 16.8 y 23.1 Ma. Estas unidades son:

- i. Lavas andesíticas.
Son de color gris oscuro, con edades entre los 18 y 23 Ma.

- ii. Ignimbritas de Garnica
Se tratan de flujos piroclásticos de pómez, de color blanco con superficies de alteración color rosa, de composición riolítica, con textura porfídica, masiva, soldada, con vesículas alargadas, litofisas, fiammes y líticos alterados. En lámina delgada es de textura vitrocristalina con pómez fibrosa y altos niveles de desvitrificación. Presenta fenocristales de feldespato potásico, cuarzo, biotita y hornblenda en matriz de vidrio. Cubren aproximadamente un área de 75 km² y un volumen, también aproximado, de 15 km³ y espesor promedio de 200 m. Una muestra fue fechada con el método Ar⁴⁰/Ar³⁹ en 17.9 Ma.

- iii. Domos andesíticos y riolíticos.
Se identificaron un domo andesítico, dos domos dacíticos y uno más riolítico, todos muy alterados. Los domos dacíticos están conformados por lavas dacíticas de color gris claro con superficies de alteración color verde y de textura porfídica. Las lavas andesíticas son de color gris con superficies de alteración color verde de textura afanítica. Estas lavas afloran también cerca del Campo Volcánico Los Azufres y fueron fechadas con el método Ar⁴⁰/Ar³⁹ en 16.8 Ma.

3. ÁREA DE ESTUDIO Y DETALLES DE MUESTREO

3.1. Descripción del área.

La Sierra Mil Cumbres es una secuencia volcánica con una edad de 17-23 Ma. (Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano). Es una compleja sucesión de brechas basales y flujos de lava andesíticos de 23 Ma., sobre los cuales sobreyacen ignimbritas de 17 Ma. (Arce et al., 2012).

La SMC se desarrolla desde los 2000 hasta los 3000 msnm, con un gradiente altitudinal de ~1000 m, con pendientes que varían entre 0° y 79° y cubre un área de ~870 km² (Figura 11). Constituye un alto estructural (horst) delimitado por fallas con una componente normal y de orientación E-W y NE-SW (Gómez-Vasconcelos, 2012).

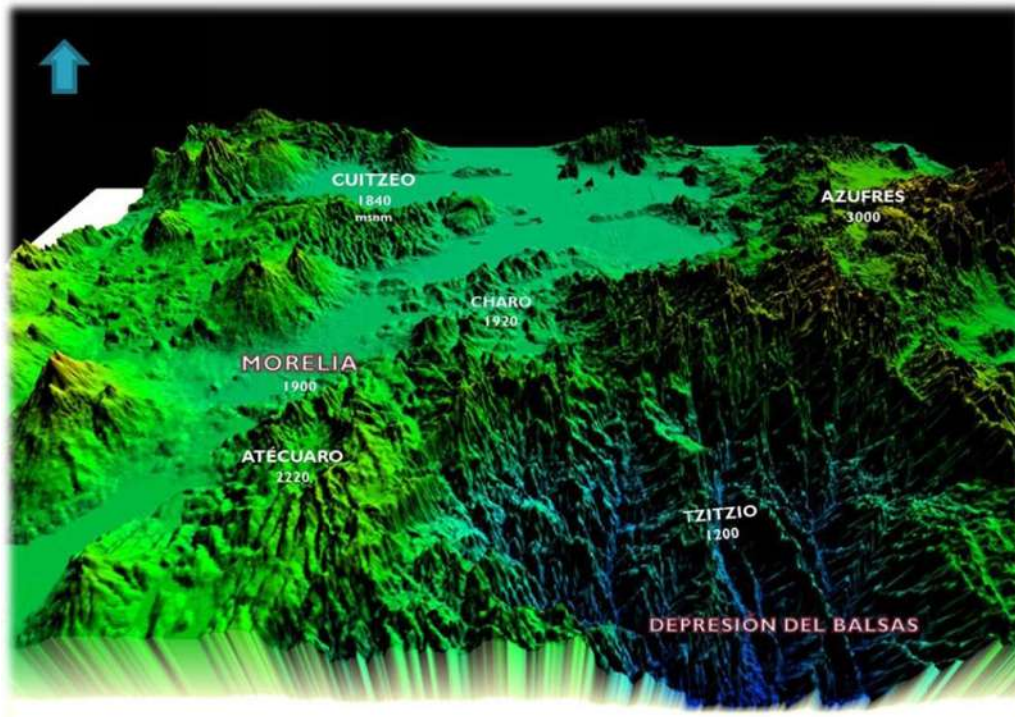


Figura 11: Modelo de elevaciones en 3D de la SMC
(Fuente: Gómez-Vasconcelos, 2012).

3.2. Descripción del muestreo.

Se muestrearon 16 sitios con el objetivo de abarcar toda la secuencia de Mil Cumbres verticalmente (Figura 12). En estos sitios se perforaron un total de 145 núcleos de una pulgada de diámetro usando una perforadora portátil con motor a gasolina con una broca con corona de diamante. La orientación se hizo usando un inclinómetro y una brújula magnética (Figura 13).

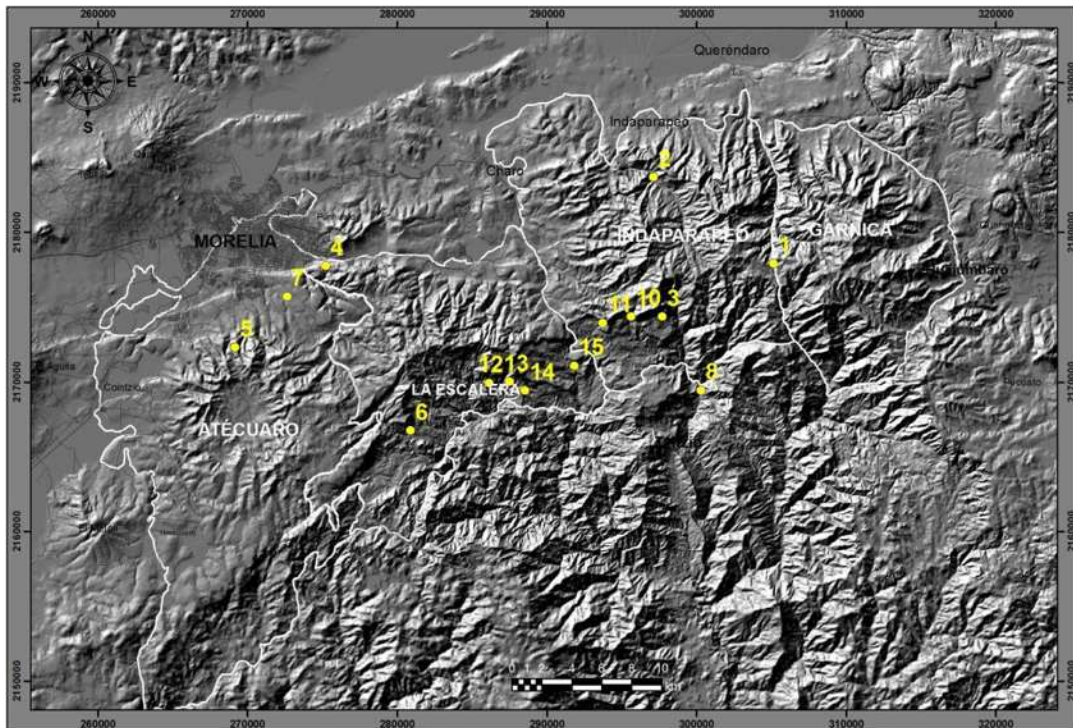


Figura 12: Localización de los sitios muestreados.

Uno de los parámetros primordiales en los estudios paleomagnéticos, que se mencionó en el primer capítulo, es tener la certeza de que la roca que se está muestreando esté en la posición en que fue emplazada, es decir, *in situ*. Muchas veces las lavas experimentan rotaciones y eso dificulta la determinación de la magnetización primaria así como la ubicación de su vector magnético. Otro parámetro importante es que la roca esté lo menos alterada posible.



Figura 13: Muestreo en campo. Obtención de las muestras: perforación, orientación.

En la Tabla 2 se da una descripción general de los sitios muestreados, señalando las coordenadas de cada sitio y una breve descripción litológica, así como cuáles de estas muestras están datadas radiométricamente.

En el primer capítulo se mencionó (marco teórico de geomagnetismo y paleomagnetismo) que es muy importante tener por lo menos una edad dentro de la secuencia para poder anclarse a la Escala Temporal de Polaridades Geomagnéticas (GPTS), y así, por correlación con ésta, asignarle edad a las demás unidades.

Las edades en letra **negrita** corresponden a sitios donde la litología reportada en el fechamiento y la colectada para este estudio tienen coordenadas muy cercanas (x. 305019, y. 2177845 y x. 295522, y. 2174286 para MC11-24 y MC11-10, respectivamente), esto se utilizará al momento de efectuar la correlación de la columna de polaridades obtenida, con la GPTS.

Tabla 2: Descripción de los sitios muestreados.

Sitio	Coordenadas	Altitud (msnm)	Litología	Edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ma)*
1A	x. 305021 y. 2177984	2651	Andesita basáltica	-
1B	x. 305127 y. 2177909	2637	Andesita basáltica	16.15±0.23 MC11-24
2	x. 297111 y.2183701	2130	Lava masiva	16.62±0.25 MC11-13
3	x. 297707 y.2174372	2164	Lava lajeada	16.59±0.16 MC11-11
4	x. 275218 y.2177764	1967	Lava masiva	-
5	x. 269166 y.2172311	2252	Andesita. Domo de lava masiva	-
6	x. 280881 y.2166754	1843	Igimbrita	22.3±04 MC11-47
7	x. 272622 y.2175726	2107	Igimbrita	-
8	x. 300266 y.2169444	1282	Domo andesítico	-
9	Pie de mesa, Tzitzio	~1200	Igimbrita	-
10	x.295610 y.2174389	2180	Domo andesítico	12.91±0.3 MC11-10
11	x.293726 y.2173942	2237	Andesita lajeada	-
12	x.286127 y.2169930	1793	Domo andesítico	-
13	x.287508 y.2170006	1839	Flujo de lava andesítico	-
14	x.288524 y.2169437	1845	Flujo de lava andesítico.	-
15	x.211808 y.2171083	1718	Igimbrita	-

(*Tomado de Gómez-Vasconcelos, 2012).

4. TRABAJO DE LABORATORIO

4.1. Microscopía con luz reflejada. Principios de microscopía de óxidos magnéticos.

En esta parte se resume el trabajo fundamental sobre microscopía de minerales opacos principalmente de rocas basálticas (Haggerty, 1976). Esta sección completa se integró con el afán de cubrir la deficiencia casi total de la literatura especializada, pues casi no hay literatura detallada específica sobre los minerales opacos que a la vez son principales portadores magnéticos. Por tanto, las macrofotografías son del trabajo de Haggerty, 1976.

El sistema $\text{TiO}_2 - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$ es un subsistema del $\text{Fe} - \text{Ti} - \text{O}$ (Figura 14).

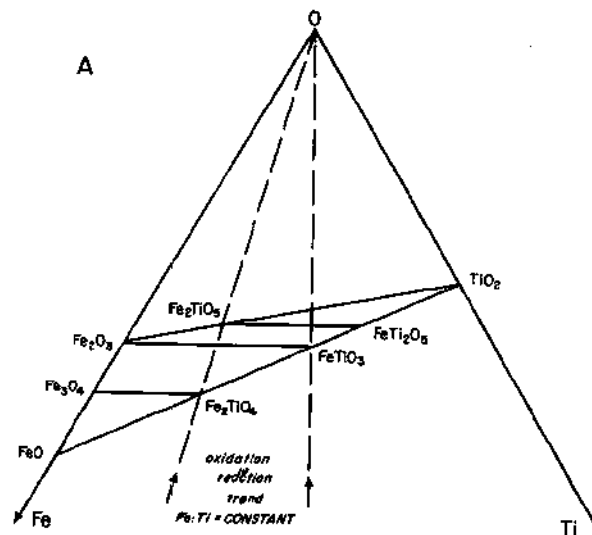


Figura 14: Sistema Fe-Ti-O.
(—) Solución sólida, (- - -) Tendencia de oxidación y reducción con Fe:Ti = cte.
(Fuente: Haggerty, 1976).

Dentro de este subsistema (Figura 15) existen cuatro series de interés paleomagnético:

- 1) Serie Ulvoespinela-Magnetita
- 2) Serie Ilmenita-Hematita
- 3) Serie Pseudobrookitas

4) Sere Titanomaghemita <500°C

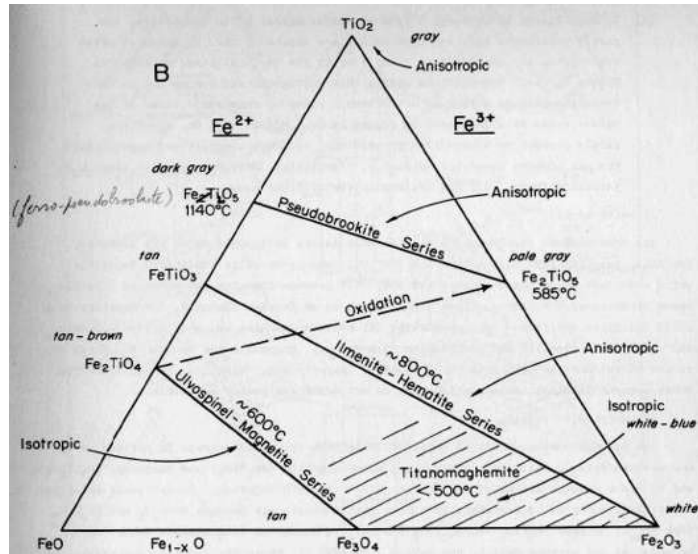


Figura 15: Sistema ternario FeO-TiO₂-Fe₂O₃
(Fuente: Haggerty, 1976).

Es importante utilizar la anisotropía [An] o isotropía [Is] en luz reflejada para distinguir a los minerales ortorrómbicos de los minerales cúbicos, respectivamente.

4.1.1. Series de Espinela

1) Solución sólida Fe₂TiO₄ (Ulvoespinela) y Fe₃O₄ (Magnetita) serie conocida como Titano-Magnetita: Usp-Mt_{SS}.

2) Espinelas con una deficiencia de cationes, situados entre Fe₃O₄ y Fe₂O₃ con iones de Fe³⁺ definido por Fe₃O₄ - Fe₂TiO₄ - FeTiO₃ - Fe₂O₃, conocidas como titanomaghemitas.

3) Titanomagnetita_{SS}

Son soluciones sólidas, pero no son capaces de formar minerales individuales:

FeCrO₄ - Cromita; Mg Cr₂O₄ - Pirocromita; FeAl₂O₄ - Hercynita;
MgAl₂O₄ - Espinela; MgFe₂O₄ - Magnesio - ferrita; Mg₂TiO₄ - Magnesio titanato.

4.1.2. Series de Ilmenita

Los cuatro miembros que comprende la serie Ilmenita en rocas ígneas son:

- i. Ilmenita (Fe_2TiO_3)
- ii. Hematita ($\infty \text{Fe}_2\text{O}_3$)
- iii. Geikielita (MgTiO_3)
- iv. Pyrophanita (MnTiO_3)

Las soluciones sólidas son:

- 1) Ilmenita – Hematita (Ilm-Hem_{SS})
Ilmenita férrica - Titanohematita.
- 2) Ilmenita - Geikielita (Ilm-Geik_{SS})
- 3) Ilmenita – Pyrophanita (Ilm-Pyh_{SS})

A las ilmenitas ricas en Mg se les llama Picroilmenitas.

4.1.3. Series de Pseudobrookita

Definida por los miembros extremos:

_{SS} FeTi_2O_5 ferro pseudobrookita – pseudobrookita (Fe_2TiO_5)

Es un posible subordinado de Karrotita (MgTi_2O_5) – Tielita (Al_2TiO_5)

Combinaciones _{SS} FeTi_2O_5 - Fe_2TiO_5 (Fpb–Pb_{SS})

Polimorfos de TiO_2 son: Rutilo, Anatasa y Brookita.

4.1.4. Paragénesis de oxidación

Mineralogía de óxidos primarios:

- Los óxidos consisten de ilmenita y espinela.
- Las espinelas son de dos grandes grupos de composición:

Espinelas de cromo y espinelas de Fe-Ti en el sistema Magnetita - Ulvoespinela.

Cromo: son paragenéticamente tempranas, de composición compleja y no exceden 0.5% por volumen en la roca.

Las de Fe-Ti son más tardías, cristalizan al mismo tiempo que las ilmenitas y están entre 1 -5 % por volumen en basaltos.

- Las espinelas de Fe-Ti primarias están comúnmente en el rango Usp50Mt50 a Usp80Mt20 y contienen generalmente pocos óxidos de Mg, Al y Mn.
- La composición de ilmenita varía de Ilm80Hem20 a Ilm95Hem5 y el volumen varía entre <1 a 5% de la roca.
- La razón de ilmenita a espinelas de Fe-Ti primarios es típicamente 1, pero la cantidad de fugacidad de oxígeno y de sílice son los factores internos que controlan y que pueden desviar esta razón hacia uno u otro lado.

4.1.5. Oxidación de la solución sólida Magnetita - Ulvoespinela (Usp-Mt_{SS})

La titanomagnetita cúbica (Usp-Mt_{SS}) puede oxidarse por dos mecanismos alternativos para producir Ilm-Hem rombohedral:

- a) Oxidación a baja presión y temperatura entre 400 a 600 °C, da espinelas deficientes en cationes de la serie metaestable titanomaghemita (Usp-Mt- γ Fe₂O₃), la cual invierte a miembros de la serie Hem-Ilm_{SS}.
- b) Oxidación en presión baja a moderada y temperatura > 600 °C, con la formación directa de Ilm-Hem.

Los intercrecimientos de ilmenita en titanomagnetita pueden clasificarse según sus formas texturales:

- ❖ Trellis
- ❖ Compuesta
- ❖ Sándwich

El contenido de ilmenita en titanomagnetitas basálticas es extremadamente variable: puede ser de hasta 70% de concentración, de solo unas cuantas lamellas, o una única inclusión de ilmenita.

Las texturas tipo compuesto son las menos abundantes pero son precipitados primarios; las tipo trellis son las más abundantes y son productos de oxidación de las Mt-Usp_{ss}; las tipo sándwich son relativamente comunes y (al igual que la compuesta) puede ser, ya resultado de oxidación o resultado de un núcleo de ilmenita primaria alrededor del cual cristaliza la titanomagnetita.

❖ Tipo Trellis

- El ancho de las lamellas de Ilm es bastante uniforme, sin embargo, hay otras mucho más finas al interior de estas (1-10 micras).
- Estas lamellas se concentran a lo largo de fracturas, inclusiones de silicatos, y a lo largo de los límites de granos de TMs.
- Esto apoya la idea de oxidación, más que exsolución, y es responsable de las lamellas de Ilm primaria a partir de las TMs.
- La Ilm aumenta en tamaño y abundancia hacia los bordes del grano.
- La oxidación de las TMs en los basaltos provoca 'exsolución' de lamellas de Ilm.
- Las inclusiones de Ilm en textura compuesta y sándwich no se considera indicación de oxidación avanzada, mientras que las variaciones en densidad y abundancia de redes de lamellas más finas representan estados avanzados de difusión y por tanto están en función cualitativa de la intensidad de oxidación.
- Los estados de oxidación definidos por la oxidación 'exsolución' (oxy-exsolución) de TMs es: cada estado tiene como prefijo la letra C

(cúbico) para distinguir esta clasificación de la ilmenita discreta R (rombohedral).

- Estado C1, es ópticamente una solución sólida de TM homogénea rica en Ulv.
- Estado C2 (Figura 16), es solución sólida de TM rica en Mt con pocas exsoluciones de lamellas de Ilm.

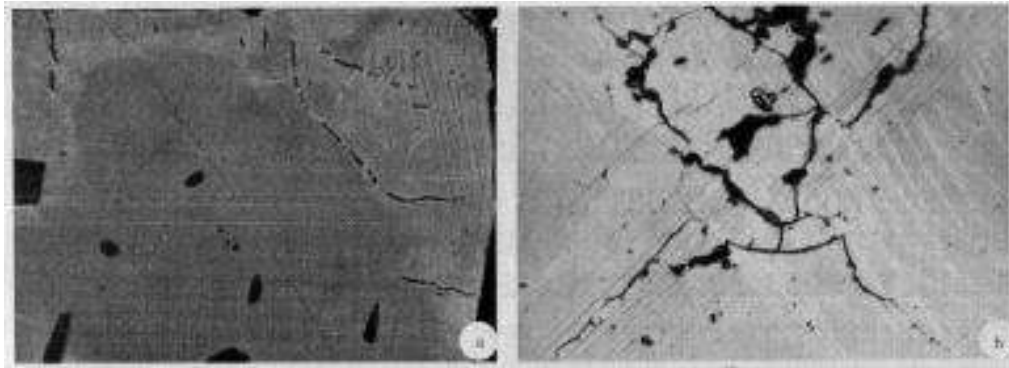


Figura 16: Estado de oxidación C2. El ancho de todas las fotos es de 50 micras.

- Estado C3 (Figura 17), Solución sólida de TM pobre en Ulv con aglomeración densa de Ilm 'exsuelta'.

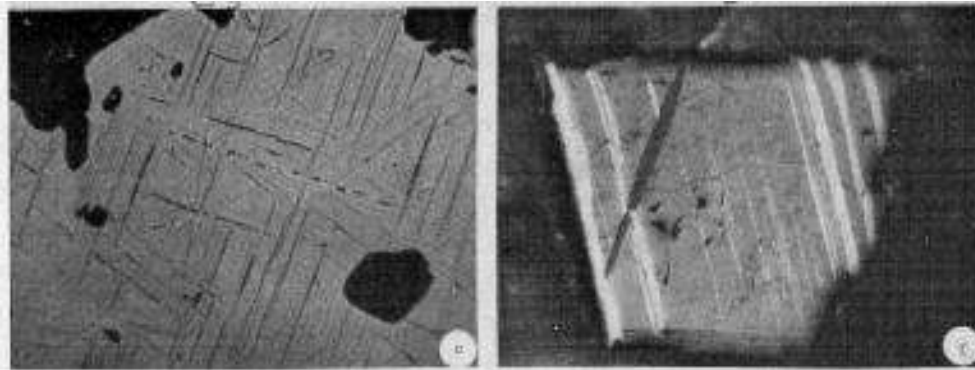


Figura 17: Estado de oxidación C3.

Estado C4 (Figura 18), oxidación de intercrecimientos de TM-Ilm:

El primer signo de post oxy-exsolución se observa como motas de lamellas de Ilm-TM (intralamelar). Este moteado se debe a:

- a) Dentado fino que se desarrolla en las interfases de la exsolución,

- b) Formación de pequeñas espinelas transparentes exsueeltas en la TM, y
- c) Desarrollo de ferri-rutilo en la Ilm (metailmenita).

Al aumentar la oxidación la metailmenita exsuelta se hace de color más ligero (TH_{SS}), y la TM cambia de suave a café oscuro (TM_{SS}),

Las agujas de espinela, las reflexiones internas y la apariencia moteada de la metailmenita son las características microscópicas del estado de oxidación C4.

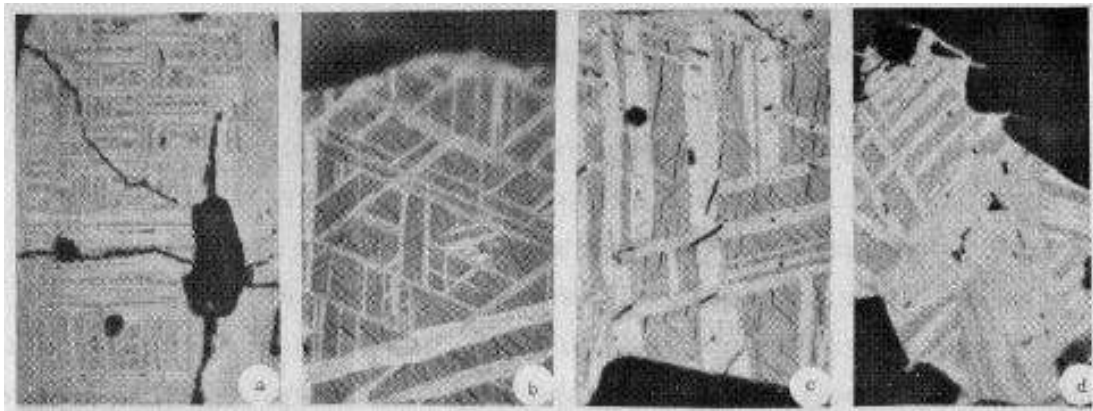


Figura 18: Estado de oxidación C4.

Estado C5

Este estado se caracteriza por R + TH (Figura 15). El ferri-rutilo puede aparecer en granos transicionalmente oxidados pero está ausente en estados más avanzados.

Otro factor de distinción es la predominancia de color más oscuro de las lamellas de TH y la continuidad óptica expuesta por restos de series de lamellas.

Estado C6

Este estado está definido por la formación incipiente de pseudobrookita (Pb_{SS}) a partir del rutilo + TH (Figura 19).

Las Pbss son características por su color heterogéneo, reflectividad y grado de anisotropía óptica.

Áreas antiguas de TM tienden a ser altamente resistentes a la oxidación, particularmente hacia la parte central de los granos, triangular o rectangulares en forma, contienen grandes concentraciones de Al-Mg-ferrita y son isotrópicos de color café oscuro.

Desarrollo de Pb_{SS} indica la más intensa oxidación, y el ensamble de las tres fases Pb_{SS} + rutilo + TH con o sin TM no-oxidada define este estado de oxidación.

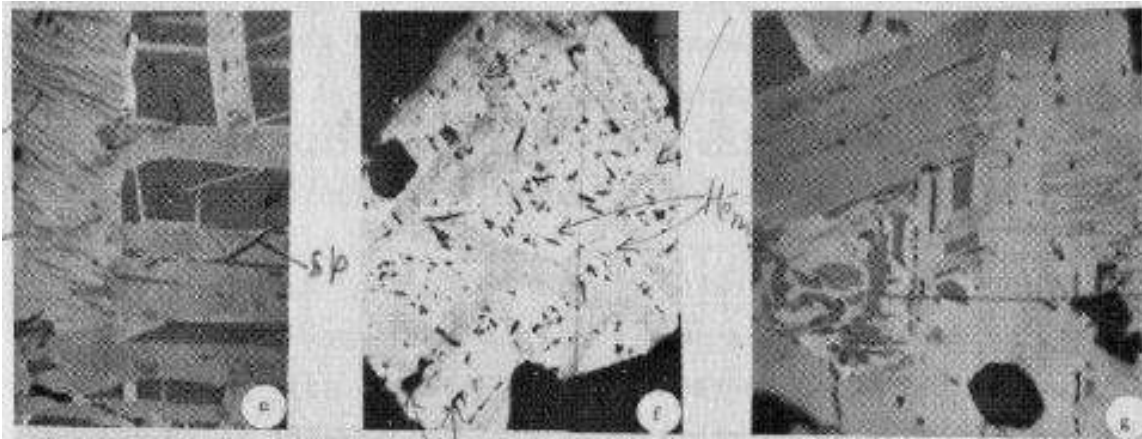


Figura 19: Estados de oxidación C5 y C6.

Estado C7

Este estado se caracteriza por el ensamble Pb_{SS} + TH_{SS} y es el estado más avanzado de oxidación en la clasificación de la TM (Figura 20).

Las Pb_{SS} se presentan típicamente en dos distintas formas texturales: (1) como lamellas pseudomórficas a lo largo de planos antiguos $\{111\}$, o (2) como intercrecimientos gráficos con la TH.

Las inclusiones en Pb_{SS} lamellar son predominantemente rutilo, en tanto las inclusiones intralamellares en Pb_{SS} son TH.

La TH es considerablemente más blanca que la observada en el C5 o C6; más intensamente anisotrópica, y con reflexiones internas rojas en secciones delgadas.

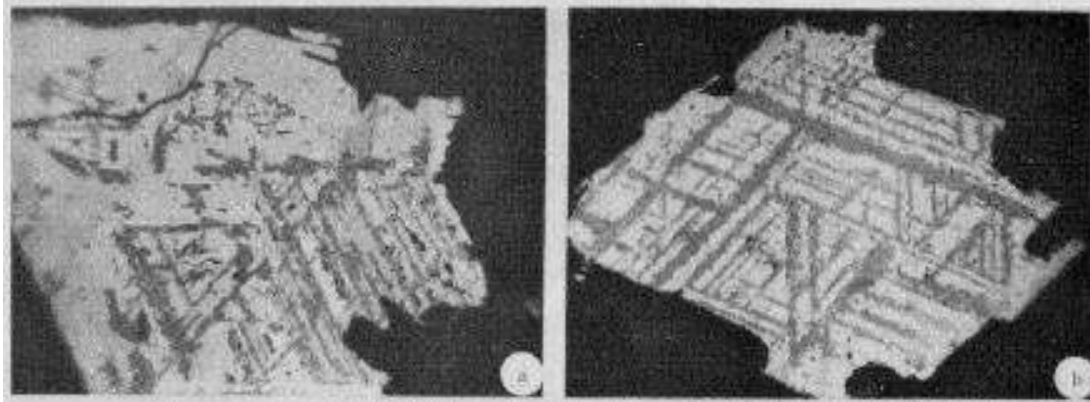


Figura 20: Estado de oxidación C7.

❖ Tipo compuesto

El término compuesto se usa porque las inclusiones de Ilm pueden ser precipitados primarios o productos de oxidación-exsolución de las TMs.

Pero, es este resultado de difusión en temperaturas altas (aumento en el grado de oxidación) o resulta de la cristalización secuencial o contemporánea de la TM e Ilm. Esto es importante para la clasificación de oxidación magneto-mineral (Figura 21).



Figura 21: Tipo compuesto.

a) Inclusiones internas de Ilm compuesta de grano subhedral.

También se observan lamellas de Ilm más finas.

b) Inclusiones de Ilm compuesta externa más lamellas de Ilm trellis asociadas.

❖ Tipo Sándwich

- Bandas de Ilm (25 a 50 micras) tipo sándwich ocurren generalmente como unas cuantas y es más común verlas aisladas. Muestran contactos bien definidos con las TMs (Figura 22).

- Cuando coexiste con lamellas de Ilm tipo trellis, las bandas sandwich preceden a las lamellas, pero cuando coexisten con inclusiones compuestas, están raramente en contacto, y su paragénesis relativa está por tanto indeterminada.

- Su origen no está bien definido, y pueden ser inclusiones primarias, o ser resultado de oxidación de espinelas cúbicas primarias.

- Resumen: lamellas de Ilm trellis resultan de la oxy-exsolución, y las Ilm compuesta y sándwich son producto ya de oxidación o de cristalización primaria.

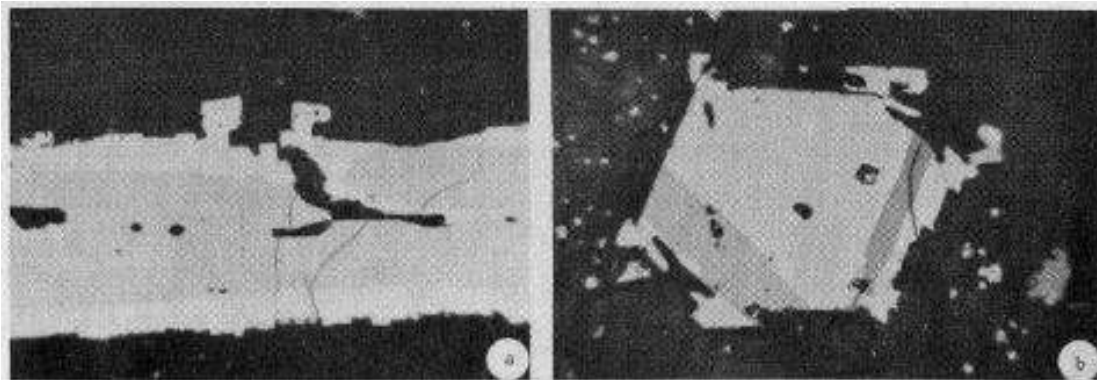


Figura 22: Tipo sándwich.

a) Ejemplo extremo de textura sándwich: cristal de Ilm primaria sobre el cual se nucleó la TM.

b) Dos bandas gruesas de Ilm que parecen tener una orientación cruzada.

4.1.6 Oxidación de Ilmenita primaria discreta

Hay 7 ensamblajes de oxidación claramente definidos para Ilm en la misma serie de basaltos y en los mismos especímenes descritos para la TM.

La figura 23 muestra algunos ejemplos y la clasificación de ensamblajes con oxidación progresiva de alta temperatura:

1. Ilm homogénea
2. Ferri Ilm + ferri rutilo
3. Ferri rutilo + (ferri Ilm)
4. Rutilo + TH + ferri R + ferri Ilm
5. Rutilo + TH
6. Rutilo + TH + Pb_{SS}
7. Pb_{SS} + (R + TH)

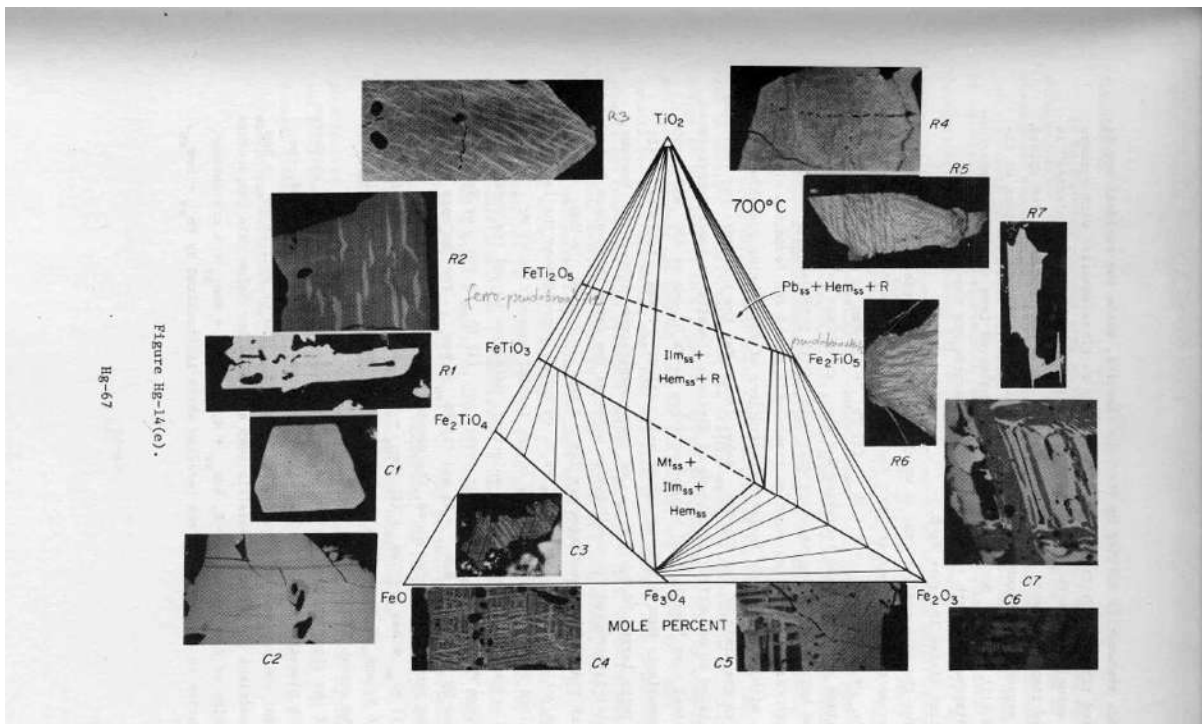


Figura 23: Oxidación de Ilmenita primaria.

Lo anterior es la secuencia más común observada, sin embargo una secuencia alternativa resulta en la formación directa de Pb_{SS}.

Los factores que controlan el desarrollo de cualquier secuencia progresiva, son principalmente la temperatura y por implicación, la fugacidad de oxígeno f_{O_2} , la primera se desarrolla a temperaturas más bajas y la segunda a temperaturas más altas (± 800 °C).

4.1.7. Clasificación de oxidación de la ilmenita

Los detalles de cada estado se describen a continuación y se usa el prefijo R (rombohedral) para distinguirlo de la clasificación de la TM, cúbica (C).

Estado R1. Ilm primaria sin oxidar, homogénea (Figura 24).

Estado R2. Incremento en reflectividad y cambio en color de la Ilm de rojizo-café a café claro. Presenta lentes sigmoidales finas de rutilo (1-5 micras).

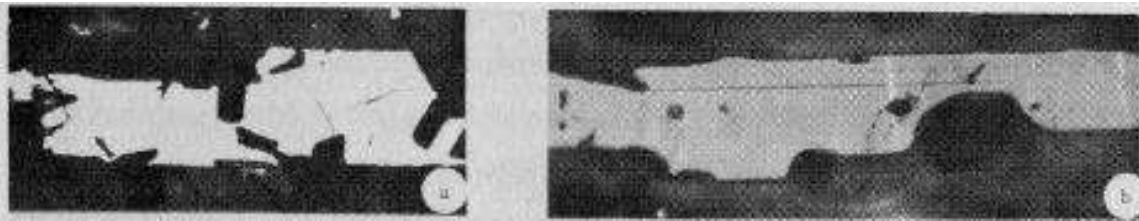


Figura 24: Estados de oxidación R1 y R2.

Estado R3. Lentes más gruesas y abundantes, y el color cambia de gris-blanco pálido a blanco. También hay reflexiones internas blancas y aumento en la anisotropía (Figura 25).

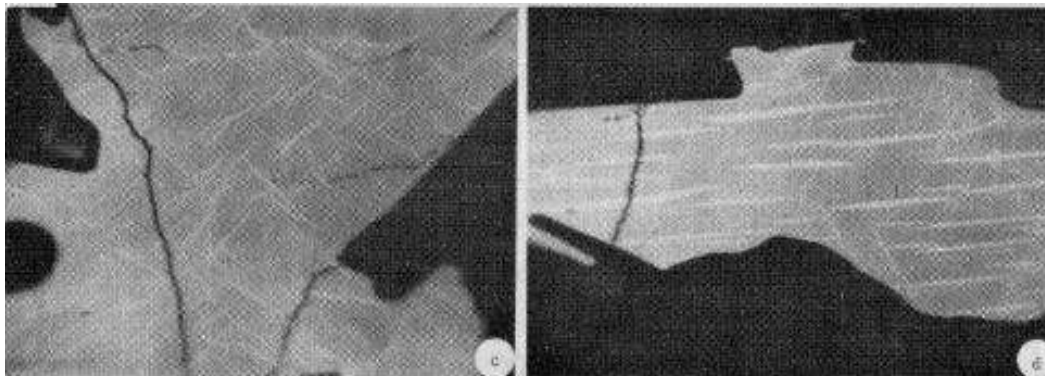


Figura 25: Estado de oxidación R3.

Estado R4. Es un ensamblaje metaestable de 4-fases: Ilm férrica, TH, rutilo férrico y rutilo.

Estado R5. Rutilo y TH se desarrollan en este estado. Este estado está representado por un ensamble de dos fases:

El huésped TH es, en general, ópticamente homogéneo y cada grano tiene las propiedades de un cristal único.

La TH es más blanca, alta reflectividad y fuertemente anisotrópica que la del R4. Las lentes de ferri-rutilo están marcadamente definidas.

Desde el punto de vista textural, el R3, R4 y R5 son idénticos, sin embargo cada uno tiene ensambles ricos en Ti que están cristalográficamente controlados dentro del hospedante (Figura 22).

Estado R6, caracterizado por desarrollo de Pb_{SS} a partir del ensamble de rutilo-TH (R5).

En estado incipiente, la Pb_{SS} se concentra a lo largo de fracturas y bordes de grano y sustituye gradualmente las regiones centrales del grano por migración preferencial a lo largo de las lentes de rutilo.

La TH y el rutilo participan en las reacciones pero el desarrollo de Pb_{SS} en protuberancias en forma de hoja está claramente controlado por la distribución y orientación del rutilo (Figura 22). La Pb_{SS} es óptica y composicionalmente heterogénea, es policristalina y varía de gris claro a oscuro: más oscuro cuando está próximo al rutilo y más claro cuando lo está de la TH (Figura 15).

Las variaciones en color son las diferencias dominantes en las Pb_{SS} ; la reflectividad y grado de anisotropía son casi idénticos, así como las reflexiones internas rojizas.

Estado R7. Es el más avanzado estado de oxidación en la clasificación de la Ilm y está representado por la predominancia de la Pb_{SS} .

Se observan estados intermedios entre pseudomorfos completos y el ensamble R6 ($Fe-R + TH + Pb_{SS}$) en superficies pulidas (Figura 26). En basaltos es común ver el espectro completo desde Ilm sin oxidar hasta pseudomorfos de Pb_{SS} .

Las Pb_{SS} son ópticamente heterogéneas con trazas borrosas del ferri rutilo original. Las Pb_{SS} generalmente son el 80-90% del pseudomorfo y el ferri-rutilo es el segundo en abundancia, con TH mucho menos o ausente.

El ferri-rutilo y la TH ocurren como inclusiones en forma de gotas o intercrecimientos sub-gráficos y no muestran orientación en la Pb_{SS} .

Esas texturas reflejan la formación incompleta de Pb_{SS} a partir de un ensamblaje pre-existente (Fe -rutilo + TH).

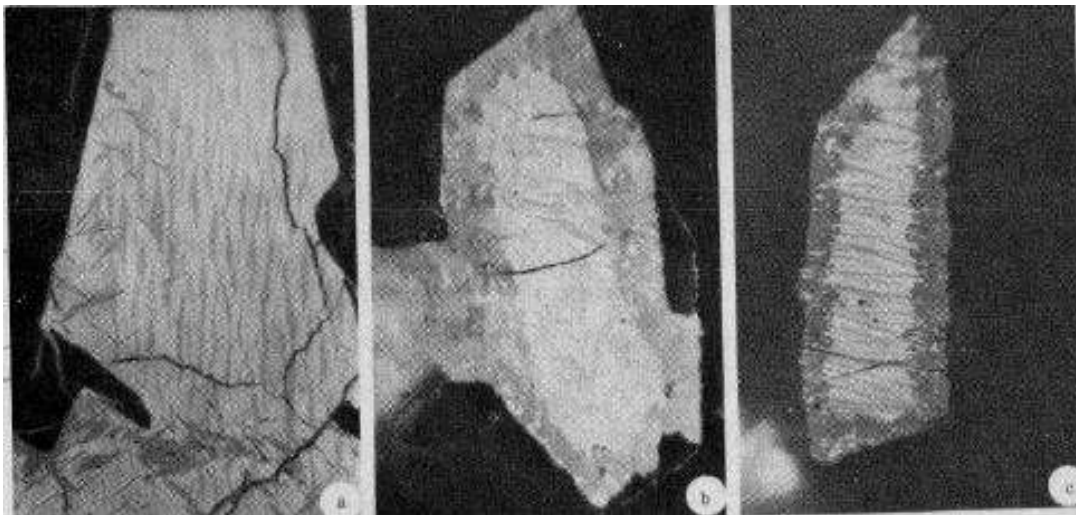


Figura 26: Estados de oxidación R5, R6, R7.

4.1.8. Minerografía. Identificación de minerales opacos.

La identificación de los minerales opacos portadores de la remanencia magnética se realizó en el Departamento de Geomagnetismo y Exploración del Instituto de Geofísica, UNAM, ciudad de México, utilizando un microscopio Leica DM2700 P de polarización vertical.

Se tomó una muestra representativa de cada uno de los sitios y se hicieron secciones pulidas para analizarse bajo luz reflejada. Los minerales magnéticos observados son predominantemente pequeños, con cristales euhedrales de titanomagnetitas e ilmenitas con texturas esqueléticas o a veces diseminadas.

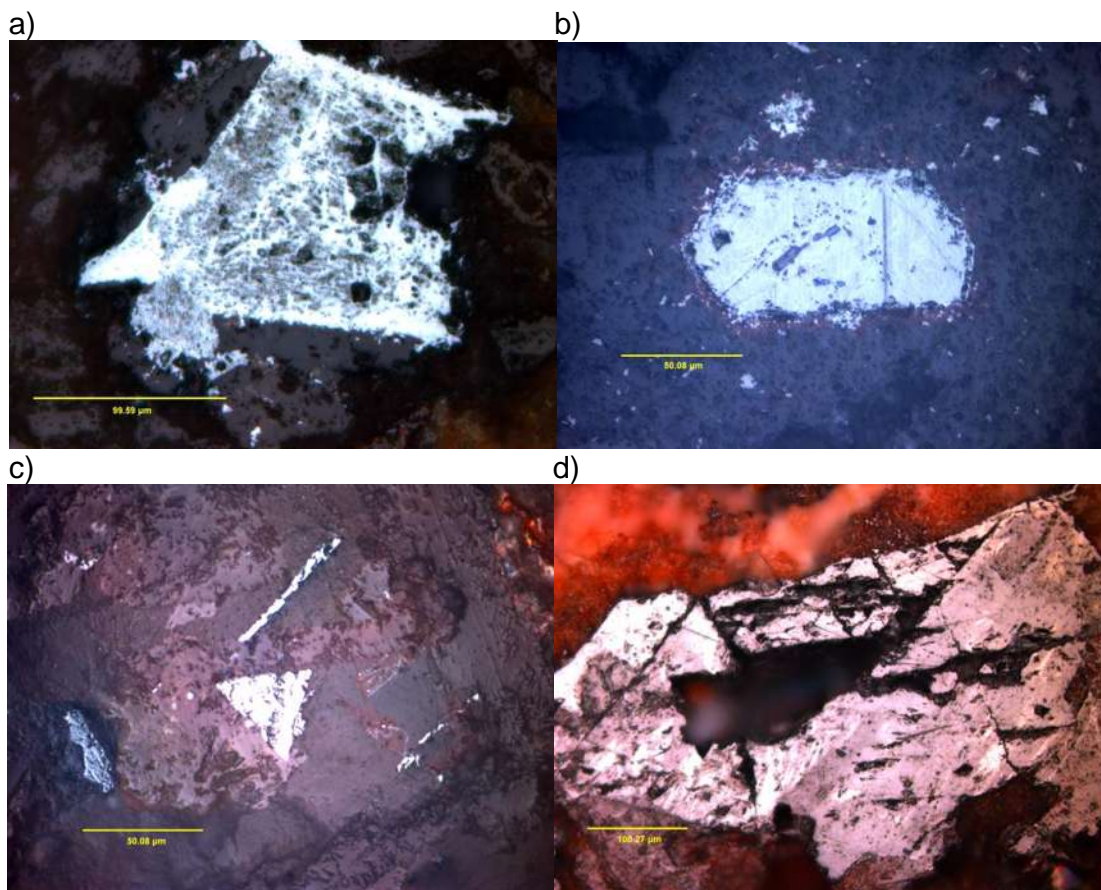


Figura 27: Microfotografías de secciones pulidas de fragmentos de roca.

Ti-Mt: Titanomagnetita. a) Grano de Ti-Mt de estructura esquelética, b) Cristal subhedral alterándose a Ilmenita, c) Cristal euhedral de Ti-Mt, d) Cristal de Ti-Mt alterado en su mayoría a Ilmenita.

En general los estados de oxidación varían entre C2-C3 y R1 (Haggerty, 1976) para titanomagnetitas e ilmenitas, respectivamente. Los tamaños de grano varían entre 30 y 200 μm , Figura 27.

4.2. Determinación de temperaturas de Curie (curvas termo-magnéticas continuas).

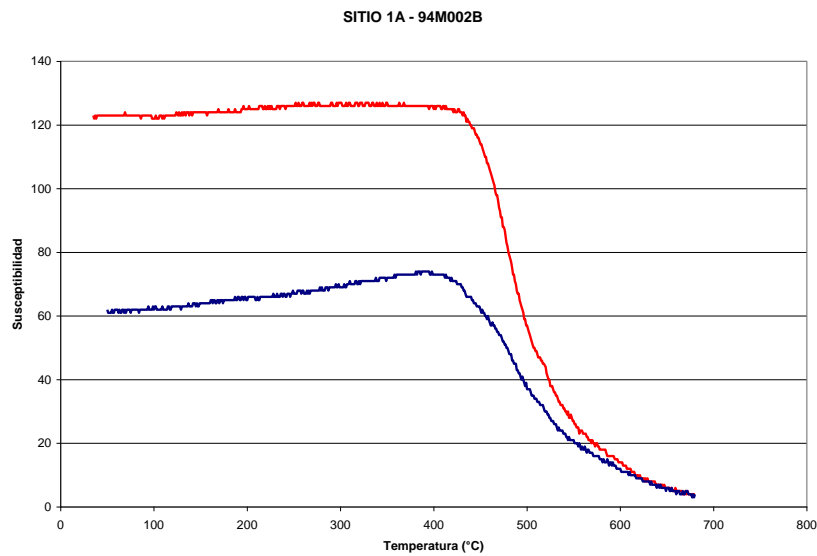
Se realizaron experimentos de propiedades magnéticas en una muestra representativa de cada sitio para identificar los portadores magnéticos y estimar el tamaño de grano característico.

Las mediciones de susceptibilidad de campo bajo (curvas k-T) se realizaron utilizando un equipo medidor de susceptibilidad BARTINGTON MS2 equipado con horno en el laboratorio de paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM, Ciudad de México.

Una muestra de cada sitio se calentó hasta unos 650 °C a una velocidad de calentamiento de 15°C/min y luego se enfrió al mismo ritmo. La temperatura de Curie se determinó por el método de Prévot et al. (1983).

Se observó una fase termomagnética en la mayoría de las muestras, que en general contienen titanomagnetita pobre en titanio, se determinó un rango de temperatura de Curie entre los 520° a 565°C. La marcada irreversibilidad de las curvas de calentamiento y enfriamiento (Figura 28a) sugieren que la titanomagnetita se pudo transformar en hematita o maghemita durante el calentamiento, ya que las curvas de enfriamiento fueron más bajas que las curvas de calentamiento. En pocas muestras se observaron dos fases termomagnéticas aparentes durante el calentamiento. El primer punto de Curie entre 200-250°C mientras que el más alto fue de cerca de 540°C sugiriendo la coexistencia de titanomagnetitas ricas y pobres en Ti, respectivamente (Figura 28b).

a)



b)

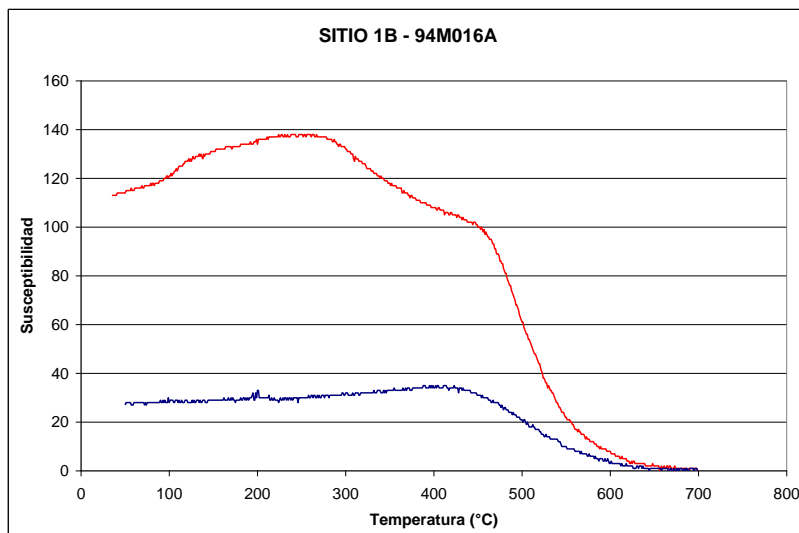


Figura 28a, b: Curvas representativas de la Susceptibilidad vs. Temperatura. El color rojo y azul representa el proceso de calentamiento y de enfriamiento, respectivamente.

4.3. Propiedades de ciclo de histéresis magnética.

La Figura 30 muestra los resultados de los parámetros de histéresis medidos a temperatura ambiente en muestras representativas de cada sitio volcánico. Se utilizó un micromagnetómetro AGFM “Micromag” del laboratorio del Instituto de Geofísica de la UNAM en la Ciudad de México, aplicando campos hasta de 1.2 Teslas (T).

La magnetización remanente de saturación J_{rs} , la magnetización de saturación, J_s y la fuerza coercitiva H_c , fueron calculadas después de la corrección por la contribución paramagnética de las muestras. La coercitividad de la remanencia (H_{cr}) se determinó saturando las muestras y aplicando campos opuestos progresivamente crecientes. Los ciclos de histéresis fueron generalmente simétricos, y sólo ocasionalmente con forma de “cintura de avispa”, lo que indica la presencia de fases ferrimagnéticas de diferentes coercitividades en algunas muestras o combinación de granos de dominio simple (SD) y granos superparamagnéticos (SP). Los parámetros de histéresis se han representado en el Diagrama de Day (Figura 29) que representa las razones H_{cr}/H_c frente a M_r/M_s (Day et al, 1977), la mayoría son granos con dominios magnéticos pseudo simples.

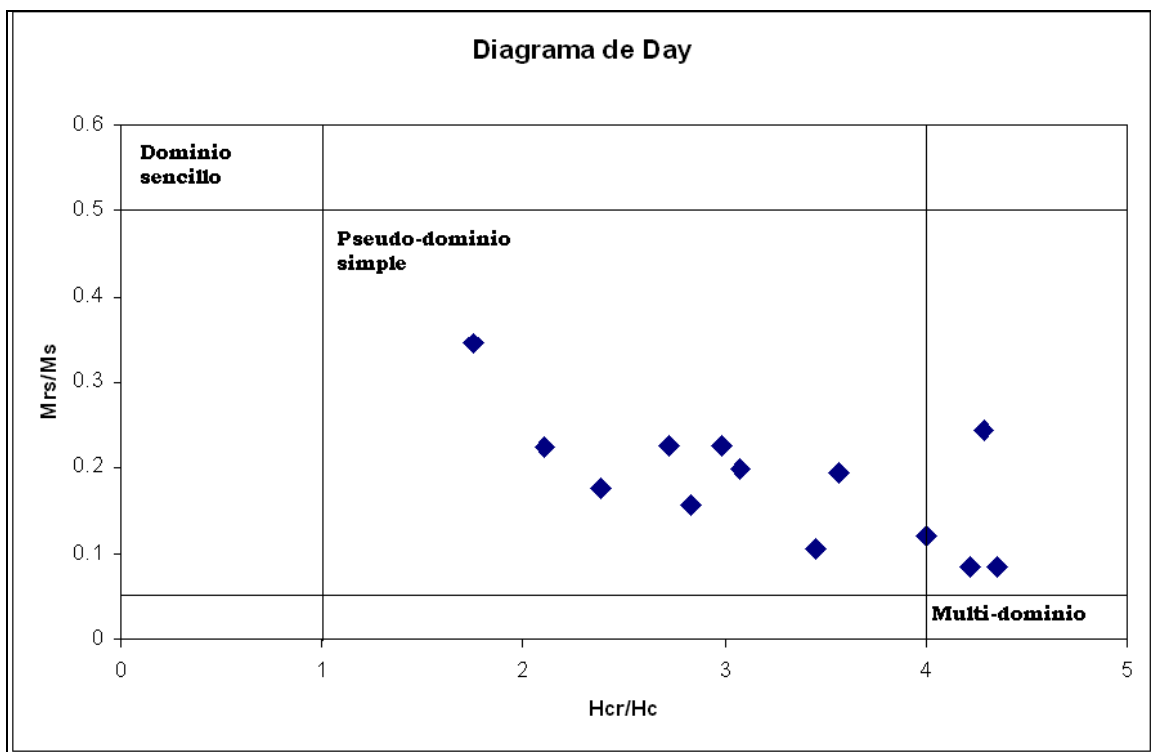
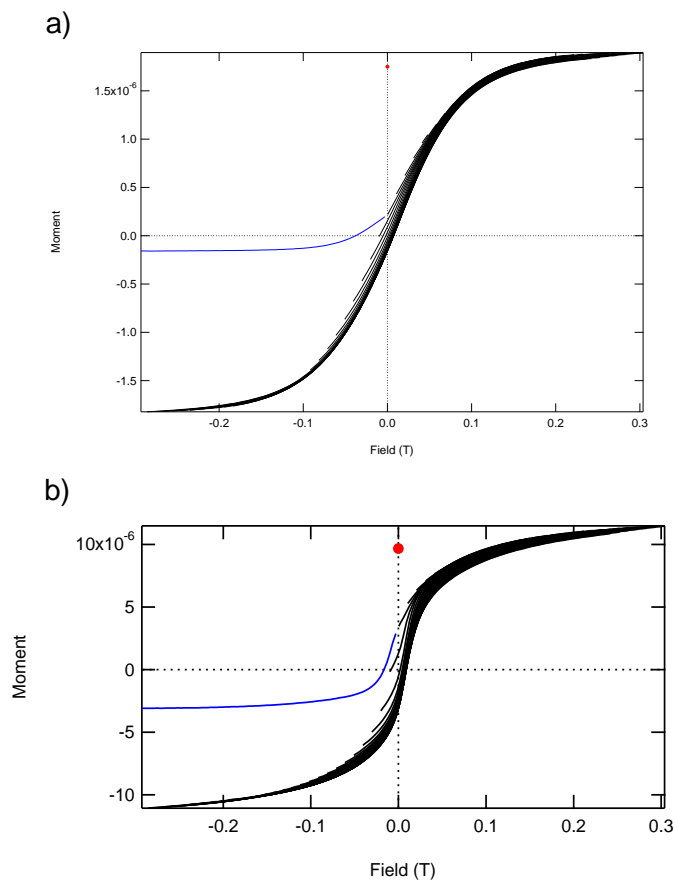


Figura 29: Diagrama de Day, ilustrando la relación de cocientes de ciclos de histéresis.

Los datos de los parámetros de histéresis, junto a los de las temperaturas de desbloqueo, sugieren que los portadores magnéticos de las muestras de este estudio son en su mayoría magnetitas y titanomagnetitas de bajo contenido en titanio, que se encuentran en el rango de los granos pseudo-dominio simple

(PSD), lo que es habitual (Dunlop, 2002) en muestras que contienen una población de granos magnéticos que es mezcla de granos multidominio (MD) y monodominio (SD).

Los diferentes comportamientos observados corresponden a muestras con diferentes respuestas: **(a)**: ciclo con forma de cintura de avispa indicando la presencia de fases ferrimagnéticas de diferentes coercitividades o combinación de granos SD y granos SP; **(b)**: ciclo con forma representativa de las muestras de este estudio; **(c)**: ciclo, que pasa casi por el origen en ambos sentidos, de una muestra de baja coercitividad y un valor muy bajo del cociente M_r/M_s ; cuya escasa remanencia resultó estar completamente remagnetizada por IRMs provocadas por la caída de rayos (Figura 30).



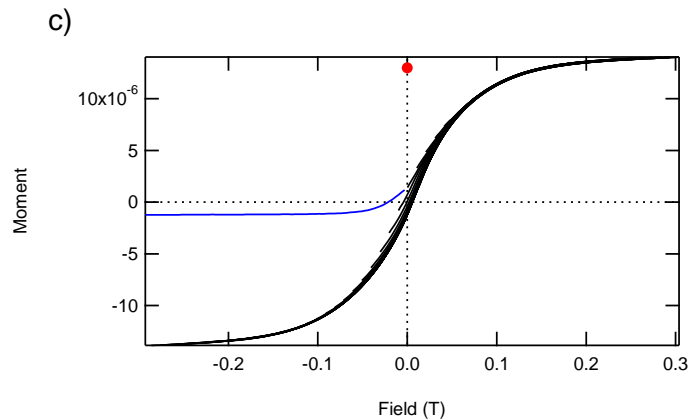


Figura 30: Diagramas representativos de los experimentos de histéresis.
a) Sitio 7 - Ignimbrita; b) Sitio 13 - Flujo de lava andesítico; c) Sitio 5 - Domo andesítico.

Por tanto, puede concluirse de los distintos experimentos de magnetismo de rocas que, en general, los minerales responsables de las magnetizaciones son probablemente titanomagnetitas pobres en Ti, que en algunos casos quizá estén maghemitizadas o compartan fases con titanohematitas.

4.4. Desmagnetizaciones por vía térmica y por campos alternos.

La magnetización remanente de las muestras estudiadas fue medida con un magnetómetro de giro JR6 (AGICO) (sensibilidad nominal de 10^{-9}Am^2). La desmagnetización por campos alternos (AF) se hizo usando un desmagnetizador Molspin, y la desmagnetización térmica se efectuó usando un horno ASC-TD48.

Para algunos sitios, se encontró una componente secundaria pequeña, probablemente de origen viscoso, la cual se elimina fácilmente con la aplicación de 10 mT (Figura 31). La gran parte de la magnetización remanente en la mayoría de los casos se removió a temperaturas entre 530 y 565°C, lo que sugiere que la responsable de la magnetización es la titanomagnetita pobre en Ti. Los campos medios destructivos (MDF), están en el rango de 25 a 45 mT, lo que sugiere pseudo-granos de dominio simple como portadores magnéticos (Dunlop y Ozdemir, 1997).

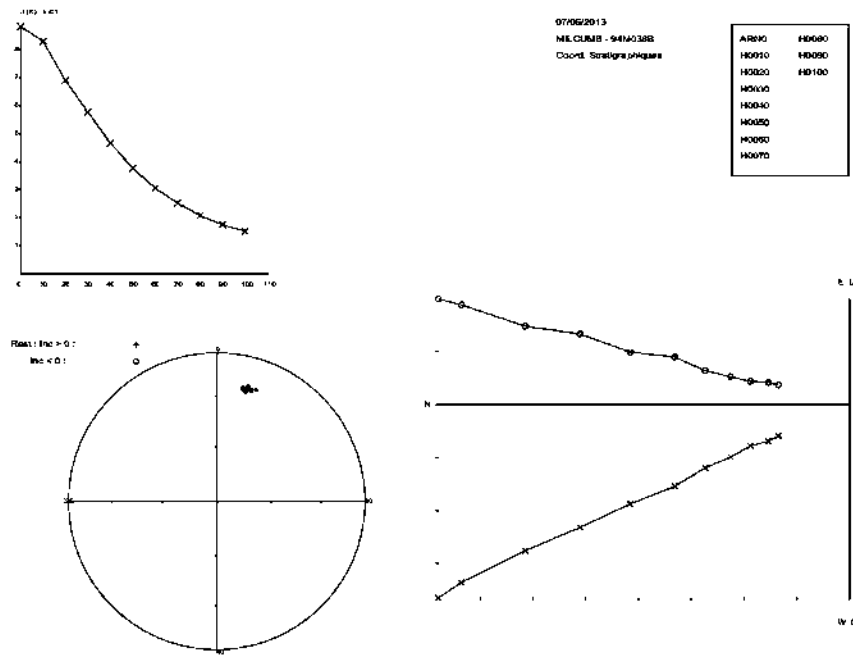


Figura 31: Ejemplo representativo de la desmagnetización por campos alternos. Se observa una componente univectorial con tendencia al origen. Muestra 94M038B (Lava masiva).

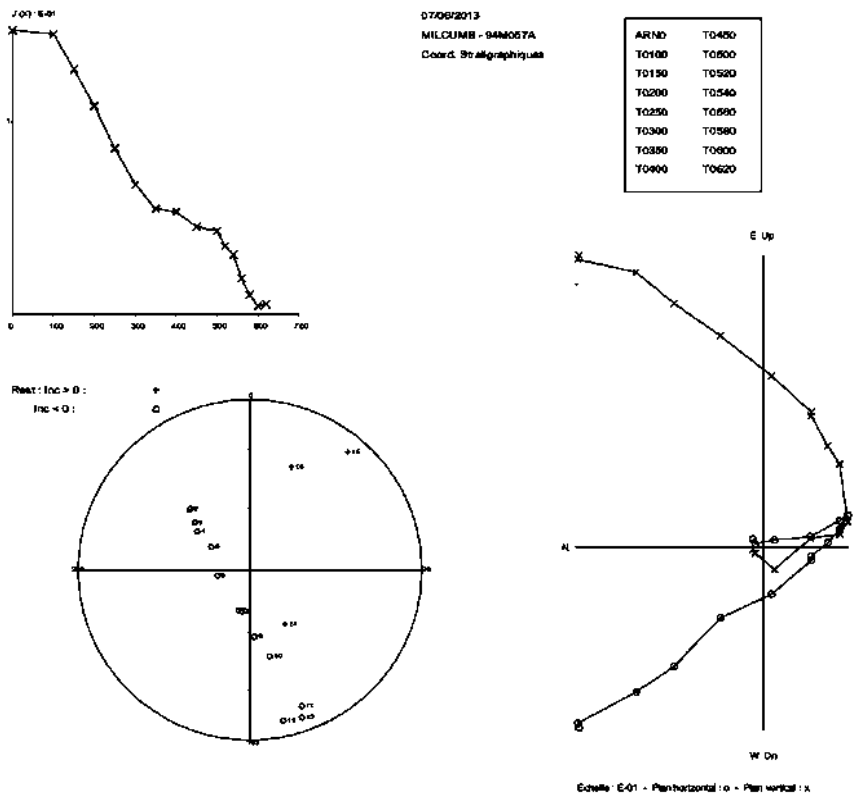


Figura 32: Ejemplo de desmagnetización térmica representativa. Se observan múltiples componentes de remanencia. La componente primaria se aísla a partir de 510°C. Muestra 94M057A (Ignimbrita).

Se reconocieron al menos dos componentes de magnetización en la mayoría de las muestras analizadas. Se observaron componentes secundarias desmagnetizando simultáneamente algunas veces (Figura 32). Las componentes son aisladas aplicando las temperaturas mayores a 500°C. Se detectó la posible presencia de rayos, produciendo una componente secundaria de intensidad muy alta y diagramas ortogonales que muestran direcciones muy azarosas. Se pudo notar que el tratamiento por AF fue el más eficiente.

5. PRINCIPALES RESULTADOS

5.1. Variabilidad de Campo Geomagnético.

Consideramos que la paleodirección determinada en este estudio es de origen primario. Las curvas termomagnéticas muestran que la remanencia la portan en la mayoría de los casos titanomagnetitas pobres en Ti, resultado de oxi-exsolución de titanomagnetitas formadas originalmente por oxidación de alta temperatura (deutérica) durante el enfriamiento de los flujos de lava, lo que indica que la magnetización primaria es una TRM (magnetización termorremanente).

Por otra parte, de los espectros de la temperatura de desbloqueo y coercitividades relativamente altas se determina que el responsable de la magnetización remanente es portado por granos magnéticos del tipo PSD, principalmente.

La fórmula $S_F^2 = S_T^2 - S_W^2/n$ fue usada para estimar la variación paleosecular en este estudio, donde S_T es el total de la dispersión angular $S_T = \left[\left(\frac{1}{N-1} \right) \sum_{i=1}^N \delta t^2 \right]^{\frac{1}{2}} = [(1/N-1) SN \text{ di}21 / 2]$, (Cox, 1969); donde N es el número de sitios utilizados en el cálculo, δ la distancia angular del iésimo polo virtual geomagnético (PGV), S_W la dispersión en el sitio (McEllhinny y McFadden, 1997) y, n el número promedio de muestras por sitio.

Todos los PGM's obtenidos en este estudio resultan mayores a 60° que se adoptó como ángulo de corte (Johnson et al., 2008). Por lo tanto se descartan las direcciones transicionales. Para el cálculo de los parámetros de variación paleosecular obtuvimos $S_F = 16.3$ con $S_U=21.2$ y $S_L = 10.3$ (límites superior e inferior, respectivamente) que, razonablemente coincide con el modelo G, de McFadden et al. (1988, 1991) apto para la McElhinny y McFadden (1997) y Johnson et al. (2008) para las bases de datos de los últimos 5 Myr.

5.2. Polaridades magnéticas.

Se calcularon las principales paleodirecciones de remanencia característica, así como parámetros de precisión de estadística de Fisher (Fisher, 1953) para cada uno de los sitios, así como la paleolatitud y paleolongitud (Tabla 2). Esto resulta importante, pues la paleolatitud determina la polaridad magnética. Si la resultante se halla entre +45 y +90° se considera que la polaridad es normal, y entre -45 y -90° se considera polaridad inversa. Los valores que quedan fuera de estos rangos se les consideran con polaridad intermedia o indefinida.

Tabla 3: Principales paleodirecciones de remanencia característica

Sitio	n/N	Inc	Dec	K	α_{95}	Plat	Plong	Pol
1 ^a	7/7	-36.1	159.6	433	2.9	-70.8	353.4	R
1B	7/7	-39.1	161.2	185	4.4	-72.2	1.4	R
2	7/7	38.4	343.8	678	2.1	74.7	189.2	N
3	0/7	N.D.	N.D.	-	-	-	-	-
4	6/7	27.8	14.7	174	4.9	75.1	15.8	N
5	6/7	36.7	322.6	154	5.4	54.9	186.9	N
6	5/7	-11.5	161.2	114	6.3	-67.1	324.4	R
7	7/7	-54.3	141.2	173	5.3	-52.6	31.1	R
8	0/7	N.D.	N.D.	-	-	-	-	-
9	6/7	38.9	357.6	98	7.1	86.8	225.3	N
10	7/7	-36.8	175.8	54	9.3	-85.9	11.8	R
11	6/7	-47.2	168.4	177	4.8	-76.3	30.1	R
12	0/7	N.D.	N.D.	-	-	-	-	-
13	6/7	14.5	337.3	204	4.7	72.6	125.8	N
14	0/7	N.D.	N.D.	-	-	-	-	-
15	7/7	39.6	347.4	165	5.6	77.9	184.7	N

Localidades. **N**, número de muestras tratadas; **n**, número de especímenes usados en el cálculo; **Inc**, Inclinación; **Dec**, Declinación; **k** y **α_{95}** : parámetros de precisión y confianza del 95% de la Estadística de Fisher; **Plat**, **Plong**, paleolatitud y paleolongitud de los sitios estudiados; **Pol**, polaridad magnética.

En la Figura 33 queda ejemplificada con una columna de polaridades magnéticas la polaridad que corresponde a cada de las 16 unidades litológicas que se muestrearon, donde se obtuvieron 6 sitios con polaridad normal y 6 con polaridad inversa; 4 resultaron con polaridad indefinida. De esta manera, se establece la primera escala de referencia de polaridades magnéticas para la porción Oeste de la Faja Volcánica Transmexicana de 23 al 16 Ma.

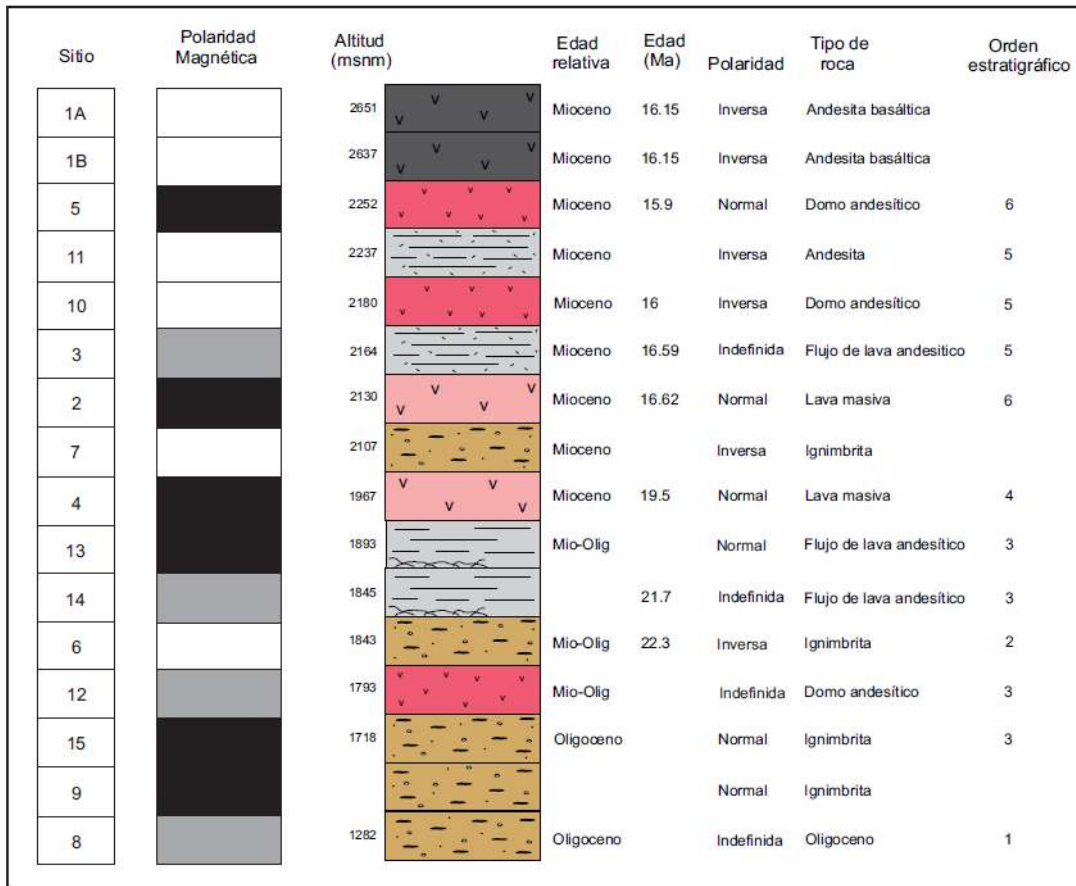


Figura 33: Escala local de polaridades magnéticas. Determinadas para las rocas volcánicas de la secuencia Mil Cumbres.

5.3. Direcciones medias y rotaciones sobre ejes verticales.

En el estereograma de iguales áreas (Figura 34) se muestran las direcciones medias de los sitios que dieron polaridades normales e inversas, después de eliminar componentes secundarias de los tratamientos por campos alternos y temperatura.

Cada dirección media de un sitio provee idealmente un registro de la dirección del campo geomagnético en un punto único en el tiempo. Los parámetros de límite de confianza se consideran resultados paleomagnéticos de buena calidad cuando: $k \sim 100$ y $\alpha_{95} \sim 5$, que son típicos de rocas volcánicas frescas (Tabla2).

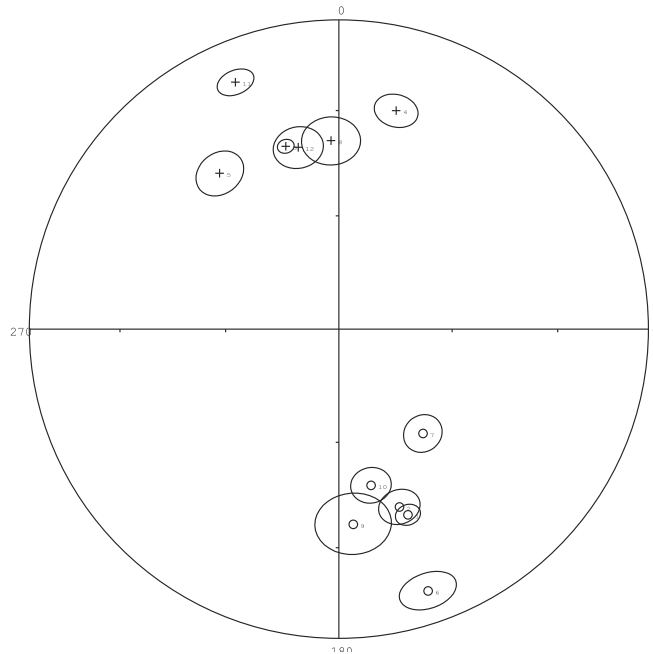


Figura 34: Estereograma de iguales áreas
Paleodirecciones (inclinación y declinación) medias por sitio con sus círculos de confianza. Los círculos representan inclinaciones negativas (por lo tanto refieren al campo magnético invertido) mientras las cruces indican las inclinaciones positivas (equivalente a campo magnético terrestre de polaridad normal).

La inclinación, como se mencionó en el capítulo 1, varía con la latitud, desde horizontal cerca del ecuador hasta vertical cerca de los polos. Ello proporciona una forma de estimar la latitud de un punto dado y de posibles movimientos relativos entre dos puntos cualesquiera. Imaginemos que nos encontráramos en un lugar cuya latitud desconociáramos; si determinamos la inclinación magnética y conocemos las variaciones del campo magnético, podríamos estimar la latitud. Ahora, si nos trasladáramos a otro lugar y en él determinamos la inclinación, su comparación con el valor determinado previamente nos permitiría estimar el cambio relativo en latitud.

Estas propiedades del campo magnético pueden ser utilizadas en un gran número de problemas geológicos y geofísicos, como por ejemplo determinar la

rotación de terrenos en ejes verticales, que es uno de los objetivos de nuestro trabajo, comparando la dirección obtenida con la dirección esperada recalculada de los polos de referencia para el cratón de Norteamérica (Besse and Courtillot, 2002).

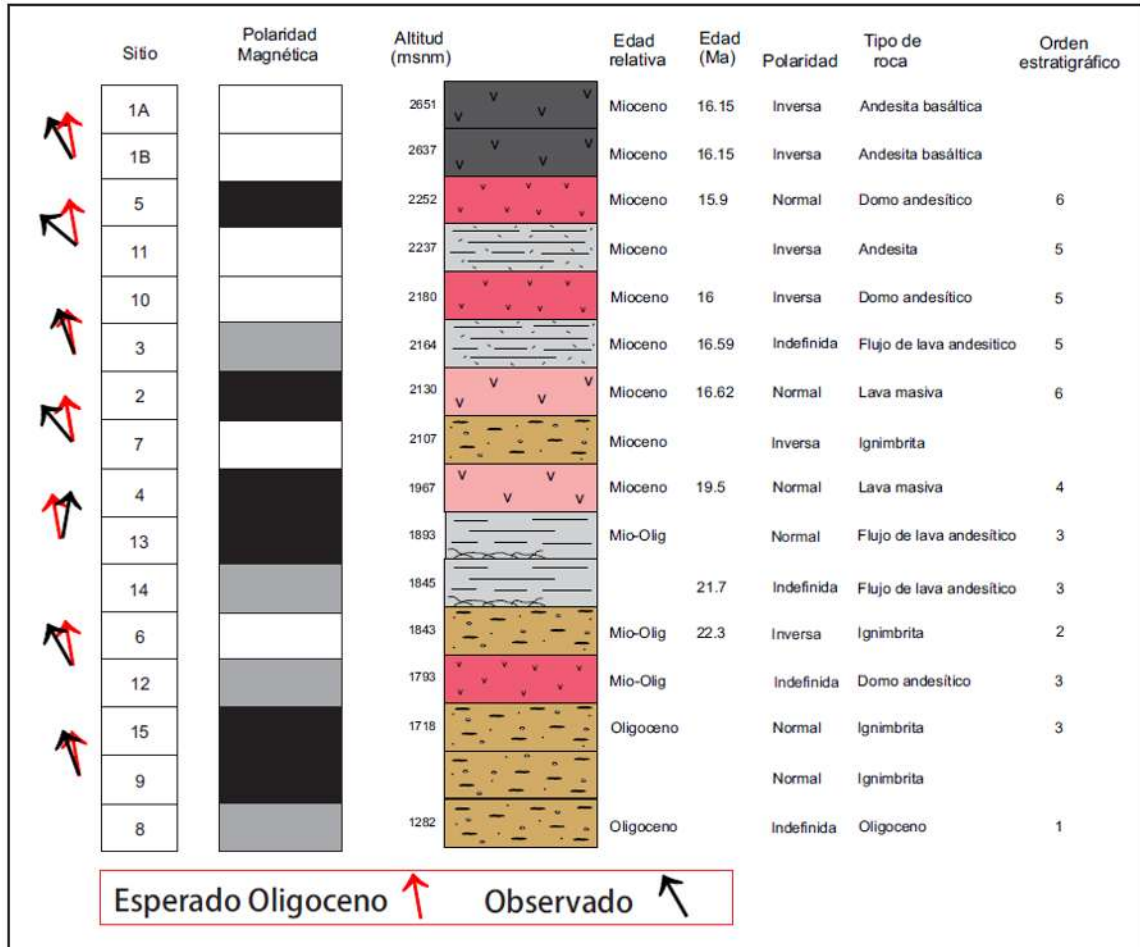


Figura 35: Desviaciones de declinación magnética respecto a las paleodirecciones esperadas.

6. CONCLUSIONES

Las muestras estudiadas muestran baja capacidad para adquirir magnetización remanente viscosa. Las mediciones de susceptibilidad en campos bajos y en aire (curvas k-T), las curvas de adquisición de IRM y histeresis y la desmagnetización térmica detallada revelan que la magnetita o titanomagnetita pobre en titanio es el portador principal de remanencia. Algunos sitios muestran la presencia de hematita o titanomaghemita. La presencia de éstos últimos se logra por oxidación a baja temperatura así mismo se ha observado también que en las secciones pulidas se observan fenocristales de magnetita con ligera alteración hacia la hematita, algunas veces con muy escasa alteración hacia maghemita.

Se determinó para la mayoría de sitios la magnetización remanente característica (ChRM por sus siglas en ingles con $MAD < 5^\circ$ mediante AF y desmagnetización térmica). Algunos sitios exhiben componentes secundarios de polaridad diferente portada por maghemita. Estos componentes pueden deberse a la formación secundaria por oxidación en baja temperatura de estos minerales durante un tiempo posterior y en presencia de un campo magnético variable.

Los sitios mostraron pequeña dispersión dentro del sitio y alta estabilidad direccional. La Dirección promedio de flujo se determinó con precisión en 12 sitios con $\alpha_{95} < 9.3^\circ$. La secuencia de flujos estudiada ha registrado al menos cinco intervalos de polaridad (Figura 33). Los VGPs correspondientes se ajustan estadísticamente con una distribución de Fisher y tienen una correlación significativa.

Se obtuvo mediante VGPs un nuevo polo paleomagnetico de la región que concuerda con otras estimaciones confiables de Mioceno tardío para la Faja Volcanica Trans-mexicana. Ventanas móviles de 5 Ma de VGPs se utilizaron para analizar la variabilidad de campo geomagnético. La dispersión VGP (S_B) es

menor que el valor esperado para esta latitud en el intervalo de 0-5mA (McElhinny y McFadden, 1997), pero concuerda bien con el calculado por Biggin et al., (2008) para el periodo estudiado. Así, nuestros datos refuerzan la Hipótesis acerca de la existencia de un estilo diferente de variación secular durante el Mioceno temprano y Plio-Cuaternario que a su vez apoyan la relación entre el PSV y la frecuencia de reversión en el y Plio-Cuaternario.

Se estimaron las rotaciones de terrenos sobre ejes verticales a través de comparación de las declinaciones magnéticas observadas y esperadas, estas últimas recalculadas de polos de referencias para el cratón Norteamericano. Este análisis arroja resultados interesantes en cuanto a la dinámica de posibles deformaciones tectónicas: la base de la secuencia no presenta rotaciones. No así la parte superior donde se observan las rotaciones antihorarias de hasta 27° (Figura 35).

Este es único dato obtenido para el Mioceno temprano referente a las rotaciones de terrenos. Otros estudios paleomagnéticos realizados en áreas aledañas (p. ejem. Maciel Peña, et al., 2011, Escutia et al., 2013) tampoco encuentran rotaciones tectónicas significativas para el Mioceno tardío y Plio-Cuaternario. Algunos estudios no paleomagnéticos sin embargo, como de Ferrari, et al. (1991) si han encontrado rotaciones mínimas.

Se estableció, por vez primera la escala regional de referencia de polaridades magnéticas para el Mioceno tardío resultando cinco inversiones geomagnéticas consecutivas bien identificadas. Esta escala serviría como base de fechamientos magnéticos absolutos de otros sitios de la región para el intervalo de tiempo estudiado.

BIBLIOGRAFÍA

ADE-HALL, J.M., Khan, M.A., Dagley, P. & Wilson, R.L. 1968. ***A detailed opaque petrological and magnetic investigation of a single Tertiary lava flow from Skye, Scotland – II spatial variations of magnetic properties and selected relationships between magnetic and opaque petrological properties.*** Geophys. J. R. Astr. Soc., 16, 389-399.

AUDUNSSON, H., Levi, S. & Hodges, F. 1992. ***Magnetic property zonation in a thick lava flow,*** J. Geophys. Res., 97, 4349-4360.

ARCE J.L., Macías J.L., Rangel E., Layer P., Garduño-Monroy V.H., Saucedo R., García F., Castro R. and Pérez-Esquivias H. 2012. ***Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres Volcanic Field, central Mexico,*** in Aranda-Gómez J.J., Tolson G. and Molina-Garza R.S., eds., The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide 25, p. 45–82, doi:10.1130/2012.0025(04).

BESSE, J. AND COURTILLOT, V. 2002. ***Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr.*** J. Geophys. Res., 107, B11, 1029/2000JB000050.

BUTLER, R. F. ***PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes.*** Department of Geosciences University of Arizona, Tucson, Arizona. Electronic Edition, May 1998.

CAMACHO, E, 1979, ***Geología de la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán.*** Comisión Federal de Electricidad, México (Reporte interno), 18 p.

DAY, R., M. Fuller, and V. A. Schmidt (1977). ***Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence.*** Phys. Earth Planet. Inter., 13, 260 – 267.

DE LA CRUZ, V., Aguilar, J., Ortega, D. y Sandoval, J.M. (1982). ***Estudio geológico estructural a detalle del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.*** Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mich., México, Informe 9-82, 41 pp.

DEMANT, A. ***Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemás de interpretación.*** Revista Instituto de Geología, 2, 172-187. 1978.

DEMANT, A., Mauvois, R. y Silva-Mora, L., 1975. **Estudio geológico de las hojas Morelia y Maravatio (1/100000), estado de Michoacán.** Rap. de la Universidad Nacional Autónoma de México, 40 p.

DOELL, R.R. & COX, A. 1963. **The accuracy of the palaeomagnetic method as evaluated from historic Hawaiian lava flows.** J. Geophys. Res., 68, 1997-2009.

ESCUTIA SAUCEDO, NOEMI, 2010. **Estudio Paleomagnético de flujos de lava asociados al Complejo Volcánico de Colima.** Tesis de Licenciatura, ITST.

FERRARI, LUCA, 2011. **Tectónica y volcanismo en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.** Centro de Geociencias e Instituto de Geología de la UNAM.

FISHER, R. 1953. **Dispersion on a sphere: Proceedings of the Royal Society of London.** Series A, Mathematical and Physical Sciences, p. 295-305.

FOWLER C. M. R. **The Solid Earth.** Cambridge Press 1990, U.S. A.

GARDUÑO-MONROY V. H., Pérez-López R., Israde-Alcántara I., Rodríguez-Pascua M. A., Szykaruk E., Hernández-Madrigal V. M., García-Zepeda M. L., Corona-Chávez P., Ostroumov M., Medina-Vega V. H., García- Estrada G., Carranza O., López-Granados E. and Mora-Chaparro J. C. 2009. **Paleoseismology of the Southwestern Morelia Acambay fault system, central Mexico.** Geofísica Internacional. Vol. 48 (3), pp. 319-335.

DUNLOP, D. J. (2002). **Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc): 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data.** J. Geophys. Res., 107(B3), 2056, doi:10.1029/2001JB000486.

DUNLOP, D., AND Ö. ÖZDEMİR (1997). **Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers.** 573 pp., Cambridge Univ. Press, New York.

GLATZMAIER, G.A. & OLSON, P. **Probing the geodynamo.** Sci. Am., 292, 50-57; and Sci. Am. Special Edition, 15, 28-35. 2005.

GÓMEZ-TUENA, A. 2005. **Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana.** Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, Num. 3, pp 227-283.

GÓMEZ-VASCONCELOS, M.G. 2012. **Geología y estratigrafía volcánica de la Sierra de Mil Cumbres**. Departamento de geología y mineralogía. Instituto de investigaciones metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Tesis.

GROMMÉ, C.S., Wright, T.L. & Peck, D.L. 1969. **Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuli lava lakes, Hawaii**. J. Geophys. Res., 74, 5277-5293.

HAGGERTY, S.E. 1976. **Oxidation of opaque mineral oxides in basalts, In: Oxide Minerals, Mineral Soc. Am.** Short Course Notes, No. 3, D. Rumble, ed.

JACOBS J. A. **Reversals of the Earth's Magnetic**. Field. Cambridge University Press 2^a ed. U.S.A. 1994.

MACIEL PEÑA, RAFAEL, 2011. Estudio paleomagnético Integral de los flujos de lava asociado al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Tesis de Doctorado, UNAM.

MACÍAS J. L., Arce J. L., Castro R., García F. y Saucedo R. 2009. **Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán**. Instituto de Geofísica, UNAM. (Inédito)

MERRILL et al. **The Magnetic Field of the Earth**. Internacional Geophysics Series vol 63 Academic Press 1998 U.S.A.

MCELHINNY, M.W. AND MCFADDEN, P.L. **Paleomagnetism: Continents and Oceans**. 2000. Academic Press, p. 26-34, 37.

PASQUARÉ, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M. **Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt, status of Guanajuato and Michoacán: Boulder, CO**. Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072, 1 mapa con texto, 22 p. 1988.

PETRONILLE, M., Goguitchaichvili, A., Henry, B., Alva-Valdivia, L., Rosas-Elguera, J., Rodríguez C. M. and Calvo R. M. **Paleomagnetism of Ar-Ar dated lava flows from the Ceboruco-San Pedro volcanic field (western Mexico): Evidence for the Matuyama-Brunhes transition precursor and a fully reversed geomagnetic event in the Brunhes chron**. 2005. J. of Geophys. Res., 110, b08101, doi:10.1029/2004jb003321.

PRÉVOT, M., E. A. Mankinen, S. Gromme', and A. Lecaille (1983), ***High paleointensities of the geomagnetic field from thermomagnetic study on rift valley pillow basalts from the Mid-Atlantic Ridge***. J. Geophys. Res., 88, 2316 – 2326.

URRUTIA-FUCUGAUCHI. 1997. **Nuestro hogar en el espacio**. La Ciencia para Todos, Fondo de Cultura Económica, S. A. de C. V. ISBN 968-16-5238-X.

URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., Flores-Ruiz, J., 1996. ***Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico***. International Geology Review, 38, 176-194.

WATKINS, N.D. & HAGGERTY, S.E. 1965. ***Some magnetic properties and the possible petrogenetic significance of oxidized zones in Icelandic olivine basalt***. Nature, 206, 797-800.

WILSON, R.L., Haggerty, S.E. & Watkins, N.D. 1968. ***Variation of palaeomagnetic and other parameters in a vertical traverse of a single Icelandic lava***. Geophys. J. R. Astr. Soc., 16, 79-96.