



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN
NICOLÁS DE HIDALGO**



**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA
TIERRA**

**“ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DE FLUJOS DE LAVA CONSECUTIVOS DEL
PLIO-PLEISTOCENO DEL CÁUCASO MENOR: IMPLICACIONES
GEOMAGNÉTICAS Y GEODINÁMICAS”.**

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**MAESTRA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL
TERRITORIO**

PRESENTA:

GEOL. BERENICE GÓMEZ MENA

ASESOR:

**DRA. MARTHA GABRIELA GÓMEZ VASCONCELOS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA
TIERRA**

COASESOR:

**DR. AVTO GOGICHAISVILI
INSTITUTO DE GEOFÍSICA UNIDAD MICHOACÁN
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MÉXICO MORELIA MICHOACÁN**

MORELIA, MICHOACAN FEBRERO 2020

Índice

Lista de Figuras.....	4
Lista de Tablas	6
Abstract.....	8
1.1 Antecedentes de estudios paleomagnéticos Meseta de Djavakheti.....	10
1.2 Evidencia del evento Geomagnético Olduvai	15
1.3 Justificación	18
1.4 Hipótesis	19
1.5 Objetivos.....	20
Capítulo 2. Marco Teórico	21
2.1 El campo magnético de la Tierra.....	21
2.2 Modelo dipolo axial geocéntrico y dipolar inclinado.....	24
2.3 Variaciones del campo magnético terrestre	25
2.3.1 Variación secular	25
2.3.2 Excursión geomagnética.....	27
2.3.3 Inversiones geomagnéticas.....	27
2.5 Magnetismo de rocas.....	30
2.5.1 Estados magnéticos.....	30
2.5.2 Minerales magnéticos (Óxidos de Hierro y Titanio).....	32
2.6 Magnetización remanente de las rocas	33
2.7 Polo geomagnético virtual (VGP) y Paleopolo.....	35
2.7.1 Localización del polo geomagnético virtual VGP.....	36
Capítulo 3. Contexto geológico regional y detalles de muestreo.....	38
3.1. La historia para la formación del Cáucaso	38
3.2 Geología Regional	41
Capítulo 4. Técnicas de laboratorio.....	53
4.1. Preparación de muestras	53
4.2. Medición de magnetización remanente natural (MRN).....	54
4.3. Desmagnetización por campos alternos	56
4.4. Tratamiento de datos paleomagnéticos, análisis estadísticos.....	57
4.5 Estadística de Fisher (1953).....	59
4.6 Propiedades magnéticas de las rocas.....	62

4.7 Láminas delgadas	63
Capítulo 5. Resultados.....	64
5.1 Curvas de susceptibilidad y temperatura de Curie.....	64
5.2. Resultados paleomagnéticos	67
5.3 Polo geomagnético virtual (VGP)	74
5.4 Petrografía de láminas delgadas.....	76
Discusión.....	81
Conclusiones	85
Bibliografía	87

Lista de Figuras

Figura 1: Mapa de la elevación digital, de estudios paleomagnéticos previos para la Meseta de Djavakheti (Goguitchaichvili <i>et al.</i> , 2001).	11
Figura 2: Modelo del geodínamo terrestre (Glatzmaier y Roberts, 1995).	22
Figura 3: Descripción de los elementos del campo magnético (Butler,1992).	23
Figura 4: a) Modelo dipolar magnético axial, b) Modelo geocéntrico dipolar inclinado (Butler,1992).	25
Figura 5: Curva de variación secular de registros de inclinación y declinación Lanza y Meloni, 2006.	26
Figura 6: Simulación de inversión magnética Glatzmaier y Coe, 2015.	28
Figura 7: Escala de tiempo para la inversión de polaridad de rocas volcánicas de edad Plioceno-Pleistoceno (Cande y Kent, 1992-1995).	29
Figura 8: a) Dipolo magnético de una carga magnética, b) dipolo en un bucle con corriente I, A es el área, corriente eléctrica genera un campo magnético, c) Torsión del momento magnético (Butler,1992).	30
Figura 9: a) Tipos de comportamiento de las sustancias que forman la materia b) variaciones de magnetización M cuando se aplica un campo magnético H en materiales paramagnéticos y diamagnéticos, χ susceptibilidad magnética.	31
Figura 10: a) Curvas de saturación magnética b) comportamiento de las sustancias ferromagnéticas. (Butler, 1992).	31
Figura 11: Diagrama ternario Ti, FeO,Fe ₂ O ₃ , para los Óxidos de hierro (McElhinny, 1973).	32
Figura 12: Representación de los momentos magnéticos dentro de un material, b) Estado de los granos de magnetita cuando cambian de paramagnéticos a ferromagnéticos (Lowrie, 2010).	33
Figura 13: Localización del polo geomagnético virtual VGP. (Lowrie, 2010).	36
Figura 14: Esquema de formación del Cáucaso (Adamia <i>et al.</i> , 2011).	40
Figura 15: Mapa geológico-regional de Georgia. Adamia <i>et al.</i> (2008).	41
Figura 16: Mapa de los esfuerzos principales para la región del Cáucaso Mayor y Menor (Avagyan <i>et al.</i> , 2005).	44
Figura 17: Mapa del vulcanismo intrusivo y extrusivo del Cenozoico Tardío, etapa Sincolisión y Postcolisión. Mapa modificado de Okay (2000), Robertson, (2000); y Altiner <i>et al.</i> (2000).	45
Figura 18: Mapa geológico esquemático (Modificado de Lebedev <i>et al.</i> , 2008 y Calvo-Rather <i>et al.</i> , 2013).	46
Figura 19: a) Secuencia Khertvisi y Toloshi; b) Secuencia estudiada para este trabajo Toloshi) d) e) Perforaciones de las muestras en las coladas de lava.	49
Figura 20: a) Perforadora portátil con gasolina, b) Orientador magnético; c) Extracción de núcleos paleomagnéticos.	50
Figura 21: a, b) espécimen de muestras para este estudio.	51

Figura 22: a) Secuencia Khertvisi y Toloshi; b) Secuencia estudiada para este trabajo Toloshi) d) e) Perforaciones de las muestras en las coladas de lava.....	51
Figura 23: Columna estratigráfica; Proporcionada por el Dr. Avto Goguichaichvili, Dr. Manuel Calvo, Dr. George T. Vashakidze	52
Figura 24: a) Cortadora, b) muestras	53
Figura 25: a) b) Muestras totales de los veinte flujos que forman la secuencia de lavas.....	54
Figura 26: a) b) Magnetómetro de giro Agico JR5; c) Mediciones en diferentes posiciones.	55
Figura 27: a) La intensidad del campo aumenta; b) vector de la MRN con dos componentes. (Lanza y Meloni, 2006).....	56
Figura 28: a) b) Desmagnetizador marca Schonstedt modelo GSD-5.....	57
Figura 29: Proyecciones de la desmagnetización por campos alternos, para una muestra. Programa Remasoft 3.0.	58
Figura 30: Análisis de la componente principal PCA.....	59
Figura 31: Representación de los parámetros estadísticos de Fisher; a) k dispersión de la dirección de los vectores; b) R número de vectores por unidad; c) α_{95} semiángulo sobre la superficie de una esfera	61
Figura 32: a) Suceptibilímetro marca AGICO modelo MFK1; b) muestra de roca, mortero y martillo.....	62
Figura 33: a) abrasivo b) muestras a pulir.	63
Figura 34: Curvas de campo k/t, muestras representativas. Las flechas indican curvas de calentamiento y enfriamiento.	65
Figura 35: Diagramas ortogonales Zjiderveld, muestra 98T025A y muestra 98T046A.....	68
Figura 36: Diagramas ortogonales Zjiderveld. Para la muestra; 98T032A, 98T052A.....	69
Figura 37: Proyección del promedio general para este estudio y la edad de tiempo esperada de 0 M.a para Europa.....	71
Figura 38: Proyección del promedio general para este estudio y la edad de tiempo esperada de 5 M.a.	72
Figura 39: Proyección del promedio general para este estudio y la edad de tiempo esperada de 10 M.a para Europa.....	73
Figura 40: Lamina microscopio, lado izquierdo nicoles paralelos.....	77
Figura 41: Lamina delgada al microscopio, lado izquierdo nicoles paralelos.	78
Figura 42: Flujo Tol 4-7 A.....	79
Figura 43: Flujo Tol 19-6 A.....	80

Lista de Tablas

Tabla 1 :Estudio de diferentes polaridades inversas en un subcron de polaridad normal.	17
Tabla 2: Promedio de paleodirecciones para este estudio	70
Tabla 3: <i>Direcciones calculadas esperadas para este estudio y el cratón de Europa</i>	75
Tabla 4: Resumen de la posición de los VGP previamente reportados para Europa, que corresponde a los últimos 0, 5, 10 M.a y sus autores.....	75

Resumen

El presente trabajo de investigación da a conocer los resultados de un estudio paleomagnético y magnético de rocas, con el objetivo de estudiar la variabilidad del campo magnético de la Tierra registrado en rocas provenientes de flujos de lava basálticos emplazados consecutivamente en la región del Cáucaso Menor en Toloshi, Georgia durante el Plio-Pleistoceno. El sitio de estudio se localiza en la región volcánica la Meseta Djavakheti, situada en la parte occidental del Cáucaso Menor. Los experimentos de magnetismo de rocas (curvas termomagnéticas continuas K-T), señalan que la mayoría de las muestras presentan, una sola fase ferromagnética con temperatura de Curie cercana a los 570°C. Esto sugiere la presencia de Titanomagnetita pobre en titanio como el mineral magnético responsable de la magnetización presente en las muestras estudiadas, con un comportamiento parcialmente reversible en las curvas de calentamiento y enfriamiento. El análisis paleomagnético fue determinado través del análisis de 135 núcleos pertenecientes a 20 coladas independientes de lava, las cuales definieron sitios con direcciones paleomagnéticas de polaridad geomagnética inversa. Se registró una dirección media Fisheriana Dec: 200.1, Inc: -61.5 N = 20, $\alpha_{95} = 3.1^\circ$, lo que indica una baja dispersión de las paleodirecciones. La posición del polo paleomagnético correspondiente arrojado para este estudio es PLAT°S 75.1°, PLONG E 122.1°. Estos resultados y las edades radiométricas disponibles para la parte inferior de la secuencia volcánica presentan una edad determinada el método radiométrico de 1.9 mientras que para la parte superior es de 1.7, esta fecha coincide con la edad del subcron de polaridad normal Olduvai. Estudios previos para Olduvai sugieren que la parte superior (1.7 M. a) de este subcron no está muy bien definida, e infieren que esta parte del subcron está determinado por una sucesión de polaridades Normal-Inversa-Normal. Los datos obtenidos para este estudio, junto con los estudios previos, son consistentes con la existencia de una zona de polaridad inversa para un subcron de polaridad normal.

Palabras clave: magmatismo, intensidades, paleodirecciones, subcron, susceptibilidad.

Abstract

This investigation presents the results of a paleomagnetic and rock-magnetic survey aimed to study the variability of the Earth's magnetic field recorded in consecutive, basaltic lava flows from the Lesser Caucasus region in Djavakheti Highland, Georgia during the Plio-Pleistocene. The analyzed sites belong to the volcanic region of the Djavakheti Plateau, located in the western part of the Lesser Caucasus. The rock-magnetic experiments (K-T continuous thermomagnetic curves), indicate that most of the samples have a single ferrimagnetic phase with Curie temperature close to 570 ° C, this suggests the presence of titanomagnetite poor in titanium as the responsible for magnetic remanence, with a partially reversible behavior observed on the heating and cooling curves. The paleomagnetic analysis was carried out at 135 cores belonging to 20 independent lava flows. All sites show paleomagnetic directions of inverse geomagnetic polarity, with mean paleomagnetic directions of Dec: 200.1 °, Inc: -61.5 N = 20, $\alpha_{95} = 3.1$ ° indicating relatively low scatter. The position of the corresponding paleomagnetic pole obtained in this study is PLAT ° S 75.1 °, PLONG E 122.1 °. Radiometric ages available provided 1.9 M.a for the lower part while for the upper part. This interval correspond to the Olduvai normal polarity subchron. Previous studies for Olduvai suggest that the upper part (1.7 Ma) of this subchron is still poorly defined, and infer that this part of the subchron is determined by a succession of N-I-N polarities. Thus, our data together with available absolute ages suggest a reverse polarity magnetization event within normal Olduvai superchron.

Capítulo 1. Introducción

El paleomagnetismo, el geomagnetismo y la sismología son hasta ahora los únicos campos de estudio geofísicos que permiten estudiar de manera indirecta el interior del planeta tierra, sin embargo, el paleomagnetismo a diferencia del geomagnetismo y la sismología permite conocer parte de la dinámica interna en diferentes escalas de tiempo geológico. Los estudios paleomagnéticos consisten en el estudio de las rocas las cuales registran las características del campo geomagnético al momento de su formación, esto se debe a la presencia de ciertos minerales, llamados ferromagnéticos, conocidos como “minerales con memoria magnética” (Tauxe, 2010). La variación paleo secular (VPS), las excursiones e inversiones geomagnéticas son tres de las características principales del campo magnético terrestre (CMT). Actualmente los registros confiables de estos son escasos y su estudio es un campo de investigación que tiene por objetivo comprender el origen, frecuencia, amplitud, duración y comportamiento de este tipo de eventos.

Las variaciones del campo magnético terrestre mencionadas anteriormente permiten conocer su comportamiento, en estados de inestabilidad dipolar. Los datos se obtienen de estudios paleomagnéticos y arqueos magnéticos que brindan información sobre su dirección e intensidad estableciendo paleodirecciones, polos geomagnéticos virtuales (PGV) y paleointensidades los cuales son utilizados para poder ampliar los conocimientos del CMT a nivel global. Gracias al estudio de rocas volcánicas y sedimentarias localizadas en distintas partes del planeta, con ayuda de un buen trabajo paleomagnético se adquiere información valiosa y de aporte para el entendimiento del geodínamo. Con los diferentes datos obtenidos se pueden crear modelos y simulaciones para el geodínamo terrestre permitiendo tener un entendimiento más claro de su

actividad, así como la del núcleo Interior de la tierra, asumiendo las condiciones necesarias para la elaboración de modelos y simulaciones del CMT.

1.1 Antecedentes de estudios paleomagnéticos Meseta de Djavakheti

El área de estudio se localiza en el país de Georgia, ubicado en la parte meridional de Europa del este; Al Norte limita con la Federación Rusia hacia el Sur colinda con Armenia, Azerbaiyán y Turquía, al Oeste con el Mar Negro y al este con el Mar Caspio forma parte del orógeno del Cáucaso que a su vez se divide en Mayor y Menor, para este estudio corresponde al Cáucaso Menor dentro de la meseta Neovolcánica Djavakheti, en las inmediaciones del poblado Toloshi, Georgia. Desde la década de 1990, la meseta Djavakheti ha sido objeto de estudios paleomagnéticos y de paleointensidades, destacando por su amplia y extensa actividad sísmica y volcánica. (Avagyan *et al.*, 2005; Kachakhidze *et al.*, 2003; Philip *et al.*, 1989).

Los estudios realizados en diferentes secuencias volcánicas ubicadas en la meseta Djavakheti de edad Plio- Pleistocena se efectuaron con una metodología moderna aplicando criterios de fiabilidad y calidad. (Caccavari *et al.*, 2014; Rathert *et al.*, 2011, 2013; Camps *et al.*, 1996; Goguitchaichvili *et al.*, 1997, 2000, 2001, 2009, 2016). En estos estudios, se observa episodios de comportamiento del campo magnético inestable (Figura 1).

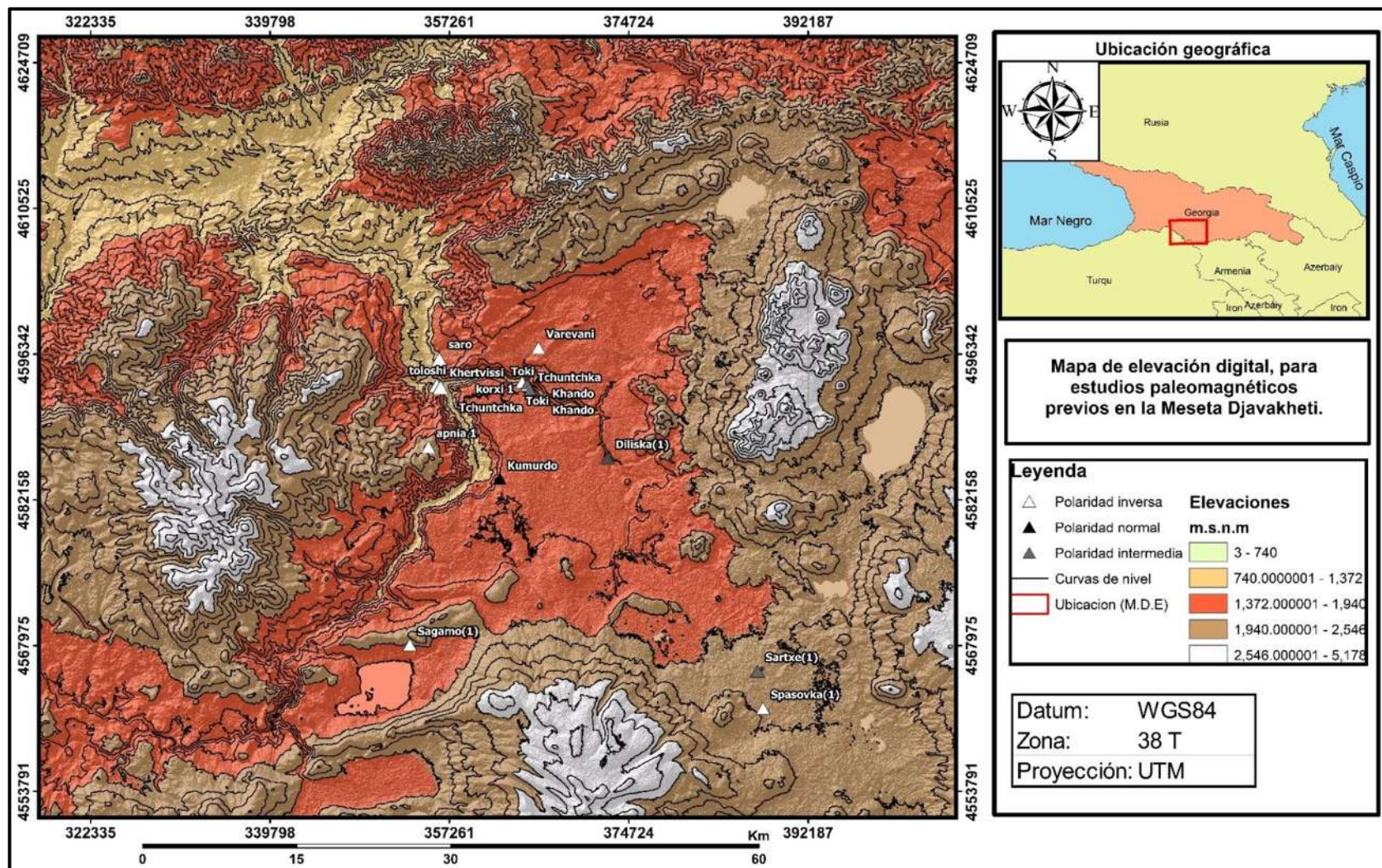


Figura 1: Mapa de la elevación digital, de estudios paleomagnéticos previos para la Meseta de Djavakheti (Goguitchaichvili *et al.*, 2001).

Camps *et al.* (1996) estudiaron la secuencia Plio-Pleistocena Thoki estudiada previamente por Borisova y Sologashvili (1985), estos últimos sugieren que se trata de un registro de transición Gauss-Matuyama N-T-R (polaridad normal, transición-inversa). Esta secuencia volcánica está formada por 63 flujos de lava la cual se divide en dos partes separadas por una superficie de erosión; la parte inferior pertenece a la Formación Akhalkalaki 24 flujos y los 39 flujos siguientes corresponden a la formación superior del Pleistoceno. Sologashvili. (1986), reporta que los flujos de la parte inferior corresponden a una dirección intermedia y la parte superior a una polaridad inversa. Camps *et al.* (1996) propone el registro de una excursión en la parte superior la transición inversa Gilbert-Cochiti (N-R). La paleointensidad del campo en la secuencia inferior está muy por debajo del valor de intensidad del campo magnético actual y tiende a aumentar progresivamente con predominios de 20-30 μ T.

Goguitchaichvili *et al.* (1997) realizaron un estudio en la secuencia Tchunchka constituida por 32 coladas de lava, la parte inferior corresponde a la formación Akhalkalaki de edad Pliocena. Goguitchaichvili *et al.* (1997) reportaron flujos con polaridad inversa en la parte media de la secuencia, le sobreyacen lavas con polaridad normal y propusieron una correlación magneto estratigráfica entre los sitios Thoki y Tchunchka. La sección Kando está compuesta por dos secuencias, una superior y otra inferior, las cuales pertenecen a la formación Akhalkalaki, formada por 16 flujos consecutivos de lavas. La parte inferior de la sección Tchunchka, que consta de seis flujos de lavas, se muestreó durante una campaña del 2005 arrojando una polaridad intermedia. También se muestrearon 16 flujos consecutivos en la parte inferior del sitio Khando esta secuencia se caracterizó por tener polaridades intermedias.

Goguitchaichvili y Pares (2000) estudiaron el sitio arqueológico Dmanisi formado en su parte inferior por una colada de lava con polaridad intermedia de edad 1.8 M.a, que corresponde al subcron normal Olduvai; mientras que la parte superior está formada por sedimentos lacustres y aluviales de polaridad inversa presenta edades entre 1.77 y 1.07 M.a, lo que comprende a la época de Olduvai.

Goguitchaichvili *et al.* (2001) realizaron un nuevo estudio magneto-estratigráfico de 14 secuencias del Plio-Pleistoceno la meseta de Djavakheti, incluye dos provincias volcánicas del Cáucaso Menor Kasbekhi y Kharmi, (Sologashvili, 1986). Los resultados muestran dos secuencias de polaridad normal, cinco de polaridad inversa y siete que registran uno o dos cambios de polaridad. La provincia de Djavakheti presenta una desviación de 6 ° en la paleodeclinación hacia el este, esta causa debe ser de tipo tectónico como posibles rotaciones en el eje vertical. Los resultados de paleointensidades, indican que siete de las catorce secuencias muestreadas en la región de Djavakheti muestran datos medios de 16.3 y 39.1 μT .

Goguitchaichvili y Pares (2005) estudiaron en Dmanisi, Georgia, una secuencia conformada por una lava en la parte inferior, a esta le sobreyace estratos de productos volcánicos (cenizas). Estos autores determinaron que la lava de composición basáltica muestra polaridades intermedias con edad de (1.8 M.a), se interpreta como la transición Matuyama-Olduvai.

Goguitchaichvili *et al.* (2009) realizaron otro estudio en seis coladas de lava de la parte inferior de la sección Tchunchka (cronológicamente por debajo de las rocas muestreadas por Goguitchaichvili *et al.* (1997) así como ocho flujos de lava en la secuencia Khando, todas pertenecen a la formación Alkhalkalaki de edad Plioceno. Los resultados obtenidos revelaron que las 14 coladas de lava presentan polaridad intermedia y las 8 coladas de la secuencia superior Khando polaridad inversa. Las paleointensidades absolutas para ambas secciones presenta valores bajos ($<10\mu\text{T}$) en la parte inferior de Tchunchka y de Khando. Los resultados que se obtuvieron en ese estudio fueron correlacionados con los obtenidos por Camps *et al.* (1996); Goguitchaichvili *et al.* (1997) como resultado una sección compuesta que puede ser interpretada como el registro de la inversión Gilbert-Gauss. Se estableció en la parte superior polaridad inversa y normal, mientras que la parte inferior polaridad transicional probablemente representa un precursor de esta inversión.

Calvo *et al.* (2011) desarrollaron un estudio paleomagnético, magnetismo de rocas y paleointensidades sobre diferentes secuencias Plio-Pleistocenas

constituidas por 23 coladas de lava que pertenecen a la formación Akhalkalaki divididas en diferentes secuencias: Mashavera (11 coladas); Kvemo-Orozmani (4 coladas); Zemo-Karabulaki (3 coladas); y Diliska (5 coladas). En dichas coladas de lava se reconoció polaridad normal. Las paleointensidades arrojaron valores entre 30 y 40 μT para siete lavas y 60 μT en dos de ellas siendo las paleointensidades altas se localizan en la parte superior de la secuencia.

La secuencia Saro, estudiada por Caccavari (2014) está formada por 36 flujos de lava divididos en dos secuencias: una inferior de edad Pliocena de la formación Akhalkalaki y otra superior de edad Pleistocena siendo de la misma formación. Las direcciones paleomagnéticas muestran polaridad inversa para todas las muestras y una baja dispersión angular. Las paleointensidades varían entre 16-57 μT . Se incluye una nueva datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del flujo superior de la secuencia que produjo una edad de 1.73 ± 0.03 M.a (Caccavari *et al.*, 2014; Lebedev *et al.*, 2008).

Calvo-Rathert *et al.* (2013) realizaron un estudio paleomagnético y de paleointensidad en 14 flujos de lava basáltica pertenecientes a dos secuencias del Plioceno (K-Ar edad entre 3.09 ± 0.10 y 4.00 ± 0.15 Ma; Lebedev *et al.*, (2008). Apnia (diez flujos) y Korxi (cuatro flujos). Los experimentos paleomagnéticos permitieron determinar componentes característicos para todos los flujos y polaridades normales (seis flujos), polaridades invertidas (siete flujos) y polaridades intermedias (un flujo).

En otro estudio, Goguitchaichvili *et al.* (2015), realizaron cuarenta y seis determinaciones exitosas de paleointensidad absoluta en muestras de la secuencia de Saro utilizando el método de doble calentamiento de Thellier. Los valores de paleointensidad media de flujo variaron de 16 ± 7.3 a 56.7 ± 15.8 μT , y el VDM correspondiente de 2.25 ± 1.03 a $8.44 \pm 2.71 \times 10^{22}$.

1.2 Evidencia del evento Geomagnético Olduvai

En los últimos 5.3 M.a de años se han registrado 21 inversiones geomagnéticas, establecidas en la escala magneto estratigráfica, las dataciones más efectuadas para estos estudios se realizan por medio de ^{40}Ar - ^{39}Ar . El Cron Matuyama presentó una polaridad inversa que abarca el tiempo 0.78–2.58 M.a, Cande y Kent (1995).

Estudio de polaridad inversa dentro del subcron Olduvai:

Singer *et al.* (2004), realizaron un estudio en la secuencia de flujos de lava el Cerro Fraile, en Argentina. El inicio del subcron Olduvai se registra por el sexto flujo de lava en la secuencia que tiene una polaridad intermedia de edad 1.92 Ma. El séptimo flujo suprayacente tiene polaridad normal de edad 1.85 M.a, mientras que el subcron finaliza antes de la erupción del octavo flujo con una polaridad inversa para una edad de 1.78 M.a.

La polaridad transitoria del subcron Olduvai en su parte superior, no se conoce aún muy bien. Muchos resultados paleomagnéticos alrededor del Olduvai superior muestran que no solo hubo un único episodio de inversión. La literatura previa para el límite de Olduvai, manifiesta en la parte superior una secuencia de polaridades Normal-Inversa-Normal (N-I-N).

El estudio realizado por Tric *et al.* (1991) en el río Crostolo Italia, mostro estudios paleomagnéticos de sedimentos marinos expuestos en un afloramiento de 11 metros de espesor, donde registraron una transición de polaridad, colocándolo en la parte superior del subcron Olduvai.

Zijderveld *et al.* (1991) estudiaron la secuencia del área Crotone (secciones Vrica; San Leonardo y Crotone), estudiada previamente por Tauxe *et al.* (1983), los resultados difieren notablemente para los límites inferior y superior. Zijderveld *et al.* (1991) concluyeron que existen dos opciones para la posición del límite superior del subcron Olduvai. Opción I, la subzona Olduvai tiene una duración de 115 ka, seguido de un subcron inverso corto de (30 ka) y el subcron Vrica normal corto de (15 ka). Opción II, la subzona Olduvai se posiciona con una

duración de 160 ka, lo que implica un corto intervalo invertido en su parte superior. La última opción está en acuerdo con la posición y la edad del límite superior de Olduvai, lo que implica que el subcron Olduvai, tiene un corto intervalo invertido en su parte superior.

Josep Gilbert (2003), realiza un estudio en Europa occidental, detectó una polaridad inversa en tres yacimientos de mamíferos; (Blassac la Girondin; Matassino y Orce-7). En uno de ellos (Orce-7) se ha reinterpretado de polaridad inversa para el evento Olduvai.

Tianshui Yang *et al.* (2008) realizaron un estudio sobre episodios de inversiones de corta duración registrados en sedimentos “Loess” en China, reportando una polaridad distinta. En este estudio obtuvieron un registro magnético de alta resolución para la ciudad de Baoji, China. Esta investigación reveló al menos ocho episodios de polaridad inversa de corta duración en la parte superior del subcron con polaridad normal Olduvai. La duración de cada episodio corto varía de aproximadamente 0.3 ka a 2.1 ka.

Lee (1992), presenta los resultados preliminares del registro del Olduvai superior estudiando la secuencia sedimentaria Wulochi de la cordillera costera al este de Taiwán. Reporta la transición para el límite superior de Olduvai, siendo muy similar a las reportadas por Tric *et al.* (1991).

Kusu *et al.* (2016) obtuvieron un registro paleomagnético casi continuo de la inversión de polaridad de Olduvai superior, de un núcleo sedimentario en la ciudad de Yokohama, Japón. La transición de polaridad se determinó entre 1.78 -1.77, observando una secuencia de polaridad N-I-N.

Lepre y Kent (2010), realizaron un estudio en sedimentos en Turkana al noroeste de Kenia, da a conocer una nueva estratigrafía para el subcron Olduvai reconociendo dos largos intervalos de polaridad para la parte superior y el límite para el subcron Olduvai, que consiste en una secuencia de polaridad N-I-N, lo que sugiere que tiene un breve intervalo inverso en la parte superior.

Tabla 1 :Estudio de diferentes polaridades inversas en un subcron de polaridad normal.

Lugar	Edad	Tipo de roca	Polaridad	Referencia
Crotone, en Calabria, Italia	Límite superior Olduvai. 1.7 M.a	Sedimentos	N-I-N Olduvai superior	Zijderveld <i>et al.</i> , 1991
Baoji China	Límite superior Olduvai 1.7 M.a	Sedimentos	8 polaridades inversas de corta duración	Yang <i>et al.</i> , 2007
Coastal Range, Este de Taiwán	Límite superior Olduvai 1.7 M.a	Secuencia sedimentaria	Inversa	Lee T.Q, 1992
Yokohama, centro de Japón	Límite Superior Olduvai.1.78-1.78 M.a	Núcleo sedimentario (Lutitas y lutitas arenosas)	Transición N-I-N	Chie Kusu, 2016
Turkana noroeste de Kenia	1.7-1.9 M.a	Secuencia sedimentaria	N-I-N	Le pre <i>et al.</i> , 2010
Europa occidental “Orce 7”	1.75-1.07 M.a	Yacimientos mamíferos	Inversa	Josep Gibert, 2003
Crostolo Italia	Límite superior Olduvai 1.7 M.a.	Sedimentos marinos	Transición de polaridad del Olduvai	Tric <i>et al.</i> , 1991
Dmanassi Georgia	Parte superior Olduvai 1.7	Sedimentos (cenizas)	Inversa	Goguitchaichvili y Pares 2005
Cáucaso Menor Secuencia Saro	1.73+-0.03 Ma	Flujos de lava basálticos	Inversa	Caccavari <i>et al.</i> , 2014

1.3 Justificación

La presente investigación estudio las variaciones del campo magnético terrestre registradas en rocas volcánicas ubicadas en la región del Cáucaso Menor de la República de Georgia en la provincia Neovolcánica la Meseta Djavakheti. Los estudios paleomagnéticos previos realizados, en diferentes partes de esta área, indican que el comportamiento del campo magnético de la Tierra es inestable y reportan una polaridad diferente para la temporalidad que se espera para ese tiempo. Por otro lado, el área del Cáucaso Menor es una zona de intensa actividad volcánica y sísmica, a consecuencia de su tectónica, aunado a esto las rotaciones de bloques en ejes verticales desempeñan un papel importante en las deformaciones de las placas litosféricas Kissel y Laj (1989). El paleomagnetismo se convirtió en una herramienta de gran potencia en el ámbito de la tectónica regional, ya que es el mejor indicador cuantitativo de movimientos rotacionales entre distintas unidades estructurales (McClelland *et al.*, 1986). Las declinaciones obtenidas por estudios paleomagnéticos son indicadores idóneos para estudiar los movimientos que se efectúan en la corteza terrestre.

Se propuso estudiar una secuencia de 20 flujos de lavas basálticas emplazadas consecutivamente durante el Plio-Pleistoceno. Dado el tipo de emplazamiento de los flujos a examinar, se considera que la sucesión casi, interrumpida de coladas de lava actúa como ejemplo de alta calidad y confiabilidad que permite comprender y adquirir conocimiento preciso e importante de eventos geomagnéticos, así como información eficiente sobre su tectónica y posibles rotaciones en los ejes verticales. Esta información puede ser confirmada o complementada por estudios paleomagnéticos. El número de datos en paleointensidades y paleodirecciones es escaso por lo que resulta valiosa, la aportación de nuevos datos paleomagnéticos para adquirir modernos modelos geofísicos del comportamiento, geodinámica del planeta.

1.4 Hipótesis

Las variaciones del campo magnético registradas en la meseta Neovolcánica Djavakheti de edad Plioceno - Pleistoceno, han experimentado comportamientos de inestabilidad las cuales registran polaridades diferentes, para la edad a las que corresponde según la escala magneto estratigráfica.

Bajo la premisa de que el CMT ha sufrido variaciones y no es constante, el estudio del campo magnético registrado en flujos de lava que pertenecen a la secuencia Toloshi, Georgia, de acuerdo a su edad y polaridad esperada se ubican previo al inicio de la transición del subcron de polaridad magnética normal conocido como Olduvai entre 2.0 y 1.78 M.a, por lo que se espera obtener polaridades normales.

1.5 Objetivos

Objetivo General

- Estudiar desde el punto de vista paleomagnético las variaciones del campo magnético de la Tierra registradas en rocas provenientes de flujos de lava de la región del Cáucaso Menor en la meseta de Djavakheti en Georgia.

Objetivos Particulares

- Obtener direcciones paleomagnéticas de los flujos de lava estudiados mediante experimentos de desmagnetización progresiva para calcular los promedios individuales.
- Determinar las propiedades magnéticas de los flujos de lava estudiados realizando experimentos de susceptibilidad magnética en función de la temperatura con la finalidad de establecer cuál es el mineral magnético responsable de la magnetización presente en las muestras estudiadas.
- Calcular el polo geomagnético virtual (VGP) de los flujos de lava estudiados para compararlo con otros polos geomagnéticos de referencia.

Capítulo 2. Marco Teórico

2.1 El campo magnético de la Tierra

El planeta Tierra se caracteriza por tener un campo magnético que a lo largo de su historia no ha sido constante, ha sufrido variaciones a causa de su inestabilidad, como consecuencia y evidencia de estos sucesos se presentan las inversiones magnéticas (Figura 2). Actualmente la hipótesis más aceptada del origen del CMT (Campo Magnético Terrestre) es el llamado modelo del dinamo auto sustentado (Glatzmaier y Roberts, 1995). Algunas de las principales evidencias que sustentan este modelo son compatibles con las siguientes evidencias geofísicas:

- **Temperatura de Curie;** Temperatura a la cual los materiales pierden sus propiedades magnéticas, resultado de la orientación al azar de los momentos magnéticos de las partículas ferromagnéticas.
- **Gradiente geotérmico;** Este establece que la temperatura aumenta con la profundidad, 3° por cada 100 metros.
- **Inversiones geomagnéticas;** Los polos geomagnéticos no son estables, cambian de polaridad.
- **Estructura interna de la Tierra;** La Tierra está compuesta por diferentes capas. Entre otras cosas establece que entre los 2890 y 5150 km se encuentra el núcleo externo, el cual se encuentra en estado líquido y está compuesto principalmente de hierro (Fe) y níquel (Ni), siendo el Fe el más abundante.

Coincidencia de polos; Los polos geomagnéticos se encuentran muy próximos a los geográficos, lo cual sugiere la relación entre la rotación de la Tierra y el origen del campo magnético.

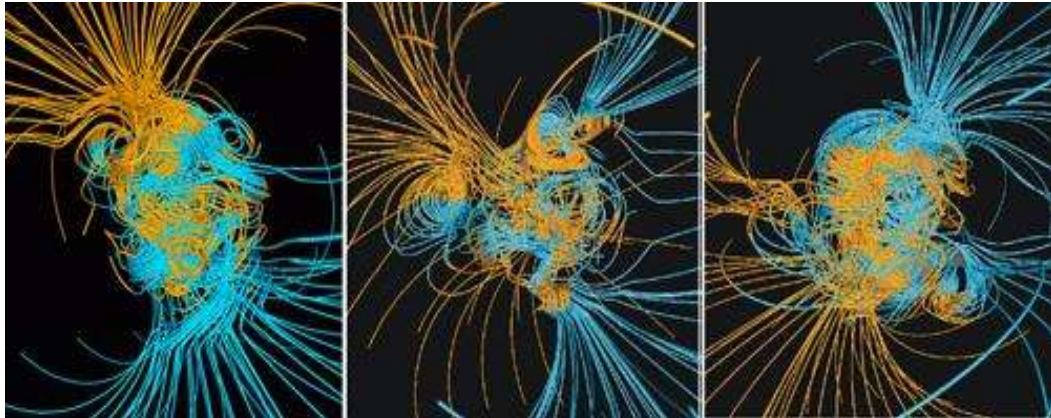


Figura 2: Modelo del geodínamo terrestre (Glatzmaier y Roberts, 1995).

El CMT es un vector que tiene dirección y sentido. La fuerza total (H) es el resultado de sus componentes cartesianas X , Y , Z que lo forman (Figura 3). Se puede medir por sus componentes horizontal (declinación) y vertical (inclinación).

$$\sqrt{X^2 + Y^2} = H \quad (1)$$

H: intensidad total del CMT en cualquier punto de la superficie de la tierra

Z: componente vertical (positiva hacia abajo, negativa hacia arriba)

X: componente dirección, Norte Geográfico

Y: componente dirección, Este Geográfico

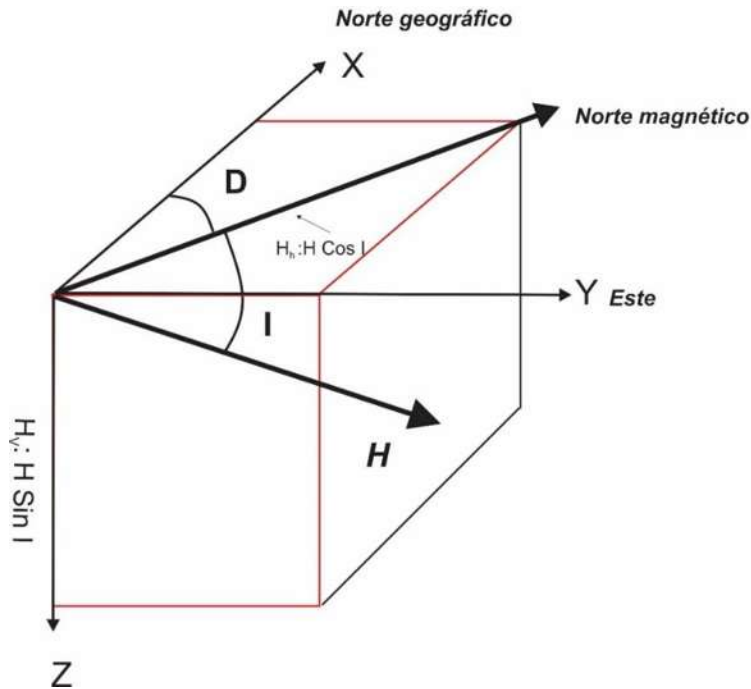


Figura 3: Descripción de los elementos del campo magnético (Butler, 1992).

- **Declinación D:** Ángulo que forma el norte magnético con el norte geográfico, varía de 0° a 360° .
- **Inclinación I:** Ángulo entre la superficie de la tierra y el vector F. Las inclinaciones positivas indican que F apunta hacia abajo, las negativas indican que F apunta hacia arriba, la inclinación varía de -90° a $+90^\circ$.

La Magnitud del vector se mide en Teslas T (SI) o en Gauss G (cgs).

Las componentes X y Y son de la proyección de F sobre el plano horizontal es decir del vector H por lo que se tiene: $X = H \cos D$; $Y = H \sin D$; $Z = F \sin I$; componente vertical del campo, $H = F \cos I$; representa la componente horizontal. Otra cantidad esencial en la descripción del campo es la inclinación medida angular entre la componente H y el vector de intensidad total F . dada por:

$$\tan(I) = \frac{Z}{H} \quad (2)$$

La conversión de la representación de X, Y, Z a la H, D, Z , utiliza las siguientes expresiones

$$F = \sqrt{H^2 + Z^2} = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (3)$$

y

$$D = \text{Tan}^{-1} \left(\frac{Y}{X} \right) \quad (4)$$

2.2 Modelo dipolo axial geocéntrico y dipolar inclinado.

El campo geomagnético se divide en una parte dipolar y otra no dipolar, en el caso del campo magnético dipolar se aproxima 90% al campo total observado; producido por un solo dipolo magnético en el centro de la Tierra, (Butler, 1992). El modelo dipolo axial geocéntrico (GAD), presenta un dipolo magnético (M) en el centro de la Tierra y está alineado con su eje de rotación (Butler, 1992; Figura 4 a). El modelo del dipolo geocéntrico inclinado representa una comparación entre polos magnéticos y geomagnéticos (Figura 4 b). La inclinación del dipolo geocéntrico inclinado respecto al eje de rotación es de aproximadamente 11.5° . Los polos no coinciden con los polos magnéticos es por ello que el CMT tiene un comportamiento mucho más complejo que una simple explicación de un dipolo inclinado en el centro de la Tierra (Tauxe, 2010).

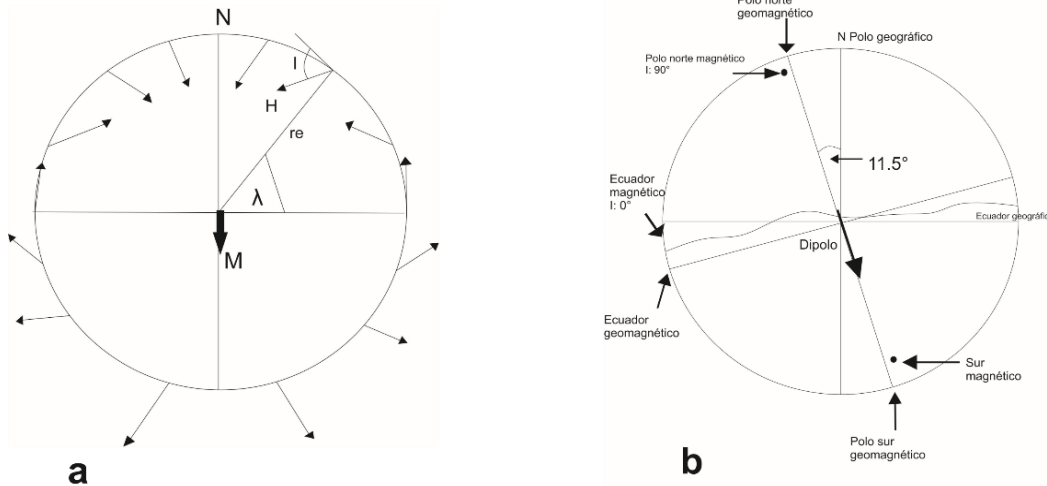


Figura 4: a) Modelo dipolar magnético axial, b) Modelo geocéntrico dipolar inclinado (Butler,1992).

2.3 Variaciones del campo magnético terrestre

El CMT es extremadamente dinámico, lo que conlleva que el norte magnético de la Tierra no sea fijo y estático, durante su historia geológica ha experimentado diferentes cambios en magnitud, duración y ubicación geográfica, estas son; variación secular, excursiones geomagnéticas e inversiones de polaridad. Las variaciones del campo magnético no son constantes en el tiempo y presentan amplitudes variables en diferentes lugares del planeta donde se registran.

2.3.1 Variación secular

Para estas pequeñas pero significativos cambios que ocasiona el CMT en la declinación e inclinación con respecto al polo geográfico corresponde la parte dipolar y no-dipolar, son periodos de 10^2 a 10^5 . Los periodos que experimenta la parte dipolar son más largos, presenta cambios en la dirección e intensidad. A

diferencia de la parte no-dipolar representa periodos más cortos <3000 años experimentando un desplazamiento hacia el oeste. Su origen de estas variaciones radica en el núcleo externo (Butler, 1992; Figura 5).

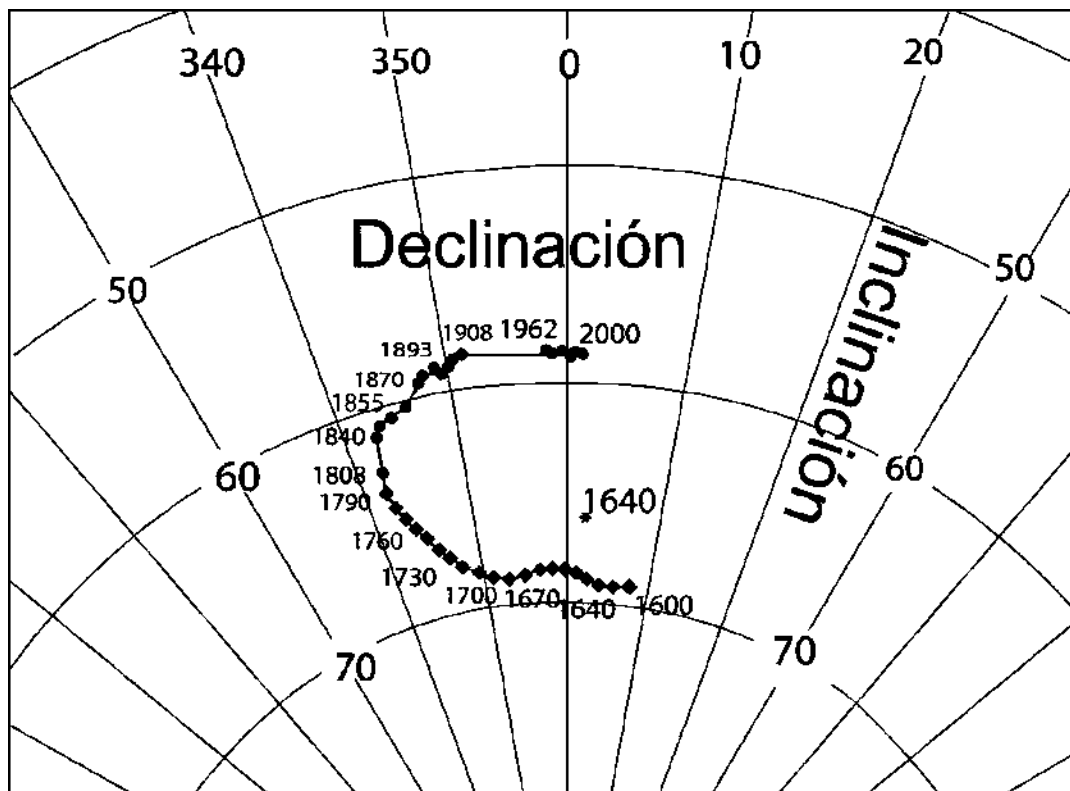


Figura 5: Curva de variación secular de registros de inclinación y declinación Lanza y Meloni, 2006.

2.3.2 Excursión geomagnética

Los cambios en tiempo y posición geográfica mayores a las variaciones seculares son denominadas excursiones geomagnéticas. Estos eventos que experimenta el CMT implica desviación del polo geomagnético respecto al norte geográfico, con una amplitud mayor a 45°. Conocidas también como inversiones abortadas ya que el polo regresa a su posición original y no logran concluir el cambio total de polaridad, presenta una corta duración menos de 10 ka (Lowrie, 2006). Los Subcrones de la escala de tiempo de polaridad geomagnética (GPTS) corresponden a inversiones de corta duración, eventos espontáneos en los que la polaridad se invierte y vuelve a su configuración de partida en un lapso (McElhinny y McFadden, 2000). Una excursión difiere de una inversión si su estado intermedio falla al complementar totalmente la inversión (Gubbins,1999). La polaridad se invierte y vuelve a su configuración de partida en un lapso (McElhinny y McFadden, 2000). Una excursión difiere de una inversión si su estado intermedio falla al complementar totalmente la inversión (Gubbins,1999).

2.3.3 Inversiones geomagnéticas

Los mecanismos más sorprendentes y con una mejor documentación que ha experimentado el CMT son las inversiones geomagnéticas, estas manifestaciones realizan un cambio total de polaridad, donde los polos se intercambian desarrollando un giro casi de 180°. Se conoce de estos sucesos por el registro magnético que queda guardado en las rocas volcánicas y sedimentos marinos de piso oceánico. El dipolo del campo magnético terrestre durante su historia sufrió inversiones de polaridad, pero carece de periodicidad, en promedio se tiene un intervalo del orden de 10^5 años. Gracias al estudio de estas inversiones magnéticas se brinda información para entender los procesos que ocurren en el núcleo exterior, cuando la intensidad del dipolo axial disminuye debido al flujo de y termodinámica del núcleo externo (Glatzmaier y Coe, 2015, Figura 6).

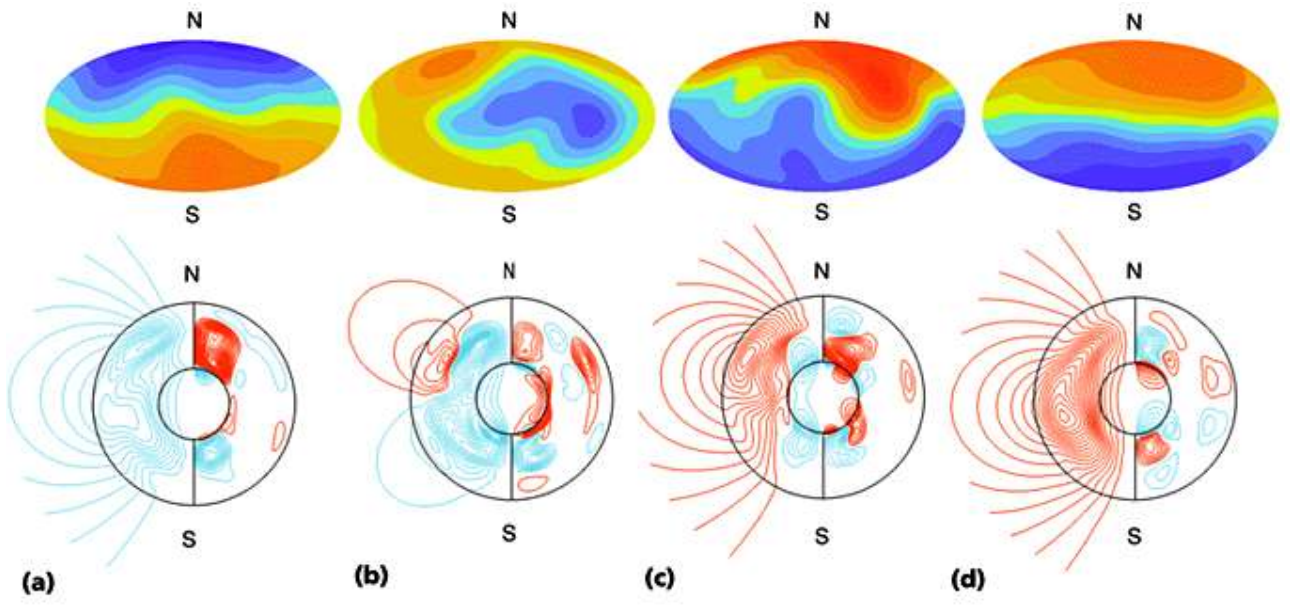


Figura 6: Simulación de inversión magnética Glatzmaier y Coe, 2015.

2.4 Escala de tiempo de polaridad geomagnética (GPTS)

Como se ha mencionado anteriormente el CMT ha sido muy dinámico durante la historia geológica, lo que ocasiona inversiones de polaridad magnética las cuales no son periódicas. Existe la escala de tiempo de polaridad geomagnética (GPTS) Figura 7, donde se registra las diferentes polaridades que se han sucedido en los últimos 5 M.a y se sustenta a través de dataciones radiométricas. La magnetoestratigrafía se basa en la capacidad que tienen las rocas de adquirir una magnetización remanente paralela a la dirección del campo magnético terrestre presente cuando éstas se forman, lo que permite establecer una zona de las secuencias volcánicas y sedimentarias en función de la polaridad magnética. Permite dividir el registro estratigráfico en porciones de tiempo que se pueden correlacionar a lo largo y ancho del planeta Figura 7 (Butler, 1992). Cada registro de polaridad se caracteriza por un tipo de color, el color negro es para los registros normales, blanco para la invertidas y el gris para las transiciones.

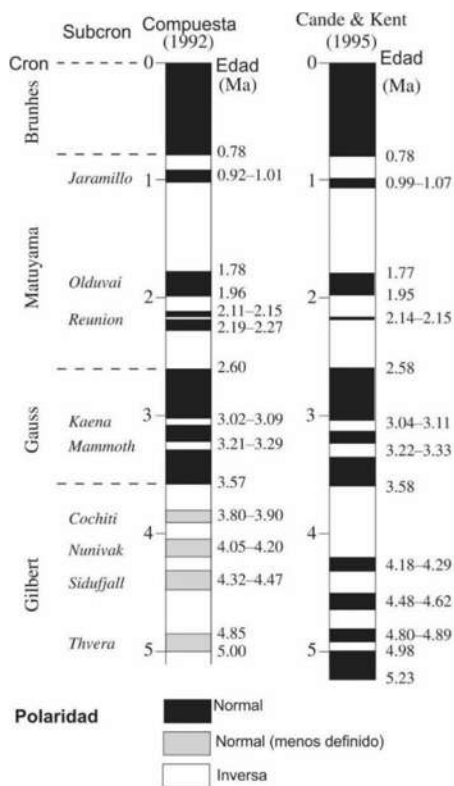


Figura 7: Escala de tiempo para la inversión de polaridad de rocas volcánicas de edad Plioceno-Pleistoceno (Cande y Kent, 1992-1995).

2.5 Magnetismo de rocas

El campo magnético en cualquier parte de la superficie de la Tierra es definido por: $\mathbf{B} = \mathbf{H} + \mathbf{J}$. Donde \mathbf{B} es la inducción magnética expresada en Teslas, \mathbf{H} es la fuerza del campo magnético ($A\ m$) y \mathbf{J} la magnetización ($A\ m$) o también el momento magnético por unidad de volumen (Figura 8).

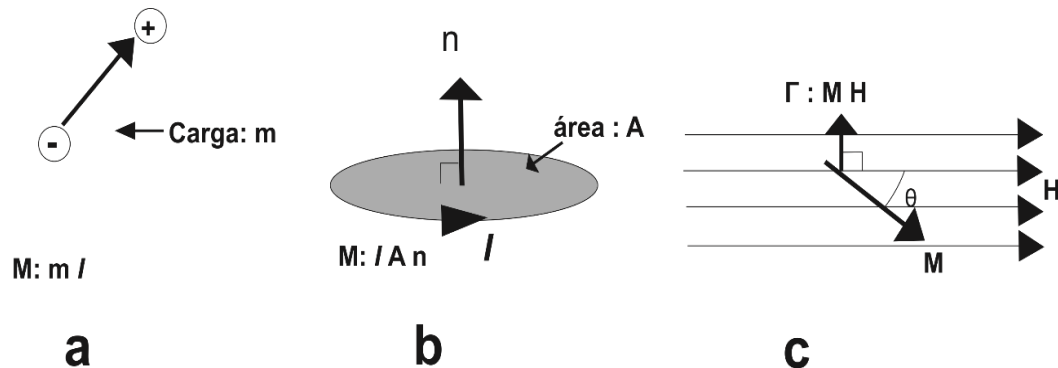


Figura 8: a) Dipolo magnético de una carga magnética, b) dipolo en un bucle con corriente I , A es el área, corriente eléctrica genera un campo magnético, c) Torsión del momento magnético (Butler, 1992).

Se define:

M : Momento magnético

J : Magnetización

H : Campo magnético

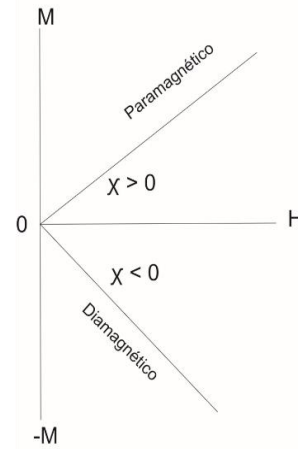
χ : Susceptibilidad magnética.

2.5.1 Estados magnéticos

Los minerales presentes en la naturaleza, de acuerdo a su estructura magnética y la respuesta a la intensidad de un campo magnético externo se dividen en tres grupos básicos: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos (Tauxe, 2010,

Figura 9 a, b). Todos los materiales exhiben al menos uno de estos tipos de magnetismo por debajo de la temperatura de Curie (Tauxe, 2010. Figura 2.9, b).

Tipo de magnetismo	Signo de susceptibilidad.	Momento magnético
Diamagnético	-	Magnetización débil y opuesta al campo magnético aplicado.
Paramagnético	+	Alineados al azar, se alinean en presencia del campo magnético.
Ferromagnético	+	Altamente alineados.
Antiferromagnético	+	Acoplamiento antiparalelo.
Ferrimagnético	+	Alineados, pero con fuerzas opuestas desiguales.



a

b

Figura 9: a) Tipos de comportamiento de las sustancias que forman la materia b) variaciones de magnetización M cuando se aplica un campo magnético H en materiales paramagnéticos y diamagnéticos, χ susceptibilidad magnética.

Ferromagnetismo

Las sustancias ferromagnéticas son principalmente elementos de transición, de acuerdo a su configuración electrónica (acoplamiento de los espines), permite la interacción entre sus dipolos magnéticos, alineándose de manera paralela en zonas llamadas dominios magnéticos, estos se pueden magnetizar permanentemente al aplicarles un campo magnético externo, (Tauxe, 2010).

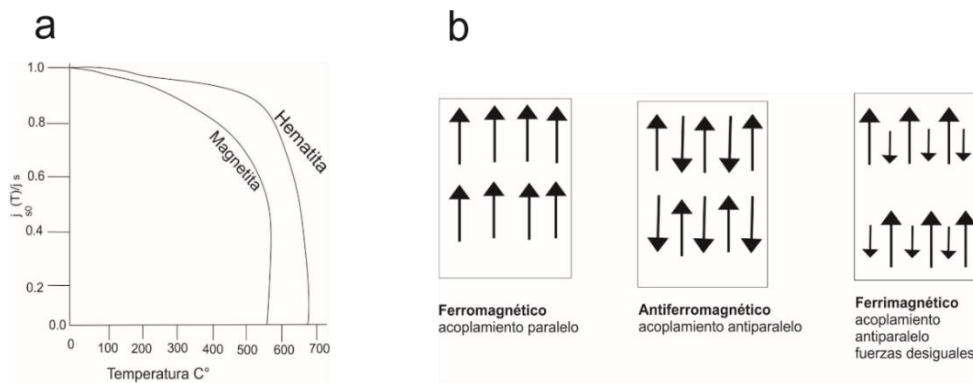


Figura 10: a) Curvas de saturación magnética b) comportamiento de las sustancias ferromagnéticas. (Butler, 1992).

2.5.2 Minerales magnéticos (Óxidos de Hierro y Titanio)

Los minerales magnéticos más importantes son los óxidos de Hierro-Titanio portadores de las magnetizaciones (Figura 11). La estructura mineral consiste en un enrejado compacto de iones de oxígeno, en el que algunos de los espacios intersticiales están ocupados por matrices regulares de iones de Hierro ferroso (Fe^{2+}), férrico (Fe^{3+}) y iones de titanio (Ti^{4+}). Dos series de soluciones sólidas son particularmente importantes en el paleomagnetismo: las series Titanomagnetitas, y las Titanohematitas (Tauxe, 2010).

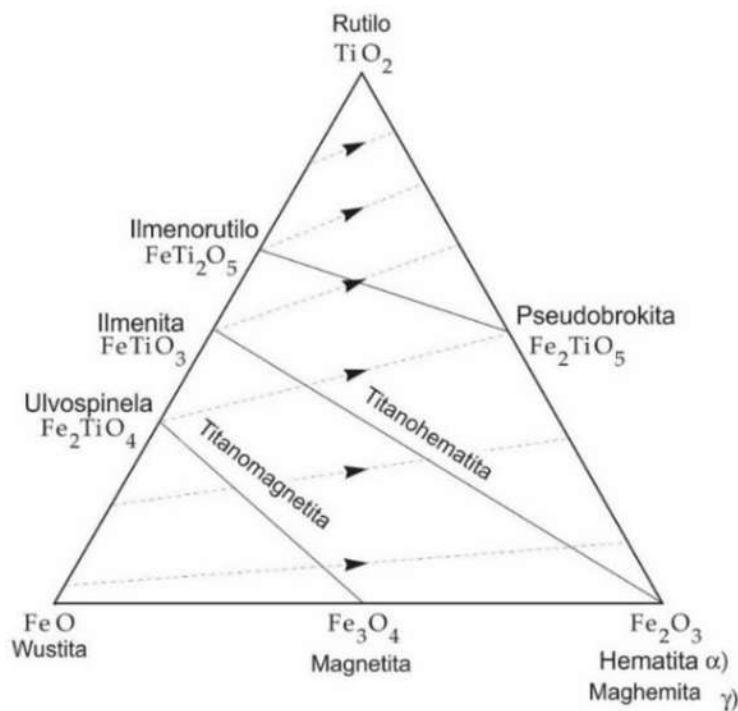


Figura 11: Diagrama ternario Ti, FeO, Fe₂O₃, para los Óxidos de hierro (McElhinny, 1973).

Serie Titanomagnetitas. En la serie de Titanomagnetitas $Fe_{3-x}Ti_xO_4$, el valor de x indica la concentración de Titanio. Las Titanomagnetitas son minerales cúbicos opacos con composiciones entre los miembros de la magnetita (Butler,

1992). Los extremos de la serie son representados por la magnetita (Fe_3O_4) y la ulvospinela (Fe_2TiO_4). La temperatura de Curie de las titanomagnetitas disminuye linealmente de acuerdo a su composición química: $-575^{\circ}C$ para la magnetita y hasta $153^{\circ}C$ para la ulvoespínela, (Tauxe, 2010).

Serie Titanohematitas. Pertenecen a la serie de minerales intermedios de composición entre hematita (Fe_2O_3) e ilmenita ($FeTiO_3$) serie de soluciones sólidas comunes en rocas ígneas. Las Titanohematitas con alto contenido de *Ti* son paramagnéticas a temperatura ambiente, (Buttler, 1992).

2.6 Magnetización remanente de las rocas

En paleomagnetismo es clave estudiar la magnetización remanente porque es la base de su estudio. Las rocas que contienen minerales ferromagnéticos tienen la capacidad de retener una señal magnética, quedando guardada en el momento de su formación con dirección paralela a la dirección del campo magnético de ese momento (Butler, 1992). La magnetización remanente natural (MRN) es la suma total de los momentos magnéticos de las partículas ferromagnéticas sobre volumen que se encuentran en una muestra. (Figura 12 a, Lowrie, 2010).

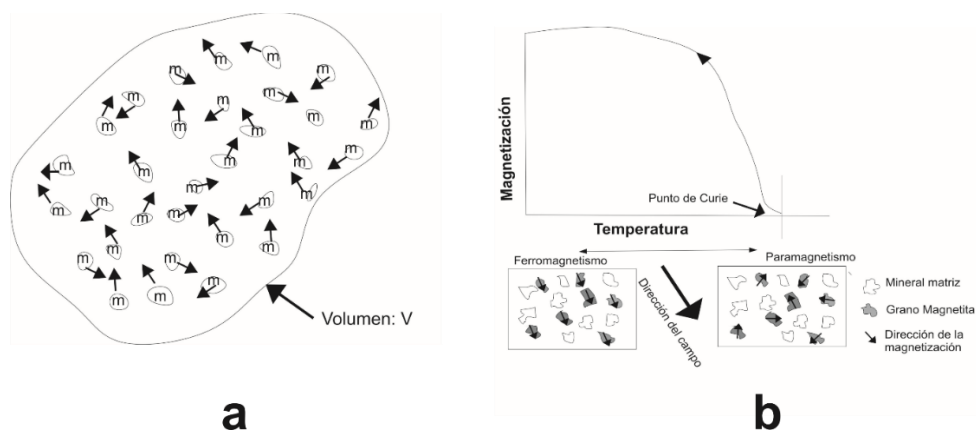


Figura 12: Representación de los momentos magnéticos dentro de un material, b) Estado de los granos de magnetita cuando cambian de paramagnéticos a ferromagnéticos (Lowrie, 2010).

$$M = \sum m_i / V \quad (5)$$

La magnetización tiene las dimensiones del momento magnético ($A m^2$) sobre volumen (m^3) así que en el SI M es igual a $A m^{-1}$ (Lowrie, 2010).

$$H \text{ es igual a } H = \frac{B}{\mu_0} - M \quad (6)$$

B y H están estrechamente relacionados en la práctica paleomagnética, tanto B como H se conocen como el "campo magnético". Estrictamente hablando, B es la inducción y H es el campo, pero la distinción a menudo es difícil. La relación entre B y H viene dada por:

$$B = \mu (H + M) \quad (7)$$

2.6.1 Magnetización Remanente Natural (NRM)

¿Pero cómo adquieren las rocas su magnetización? La energía de anisotropía magnética es la clave para adquirir la remanencia magnética. Dependiendo de la energía magnética, la dirección de la magnetización dentro del mineral (Tauxe, 2010). Se puede decir que la magnetización in situ de rocas es la suma vectorial de dos componentes:

$$J: J_i + J_r \quad (8)$$

Donde J_i es la magnetización inducida y J_r es el magnetismo remanente natural. La susceptibilidad χ , es la susceptibilidad neta resultante de las contribuciones de todos los minerales, pero por lo general dominada por minerales ferromagnéticos. La presencia del campo geomagnético local H , produce la magnetización inducida:

$$j_i: \chi H \quad (9)$$

La NRM depende del campo geomagnético y los procesos geológicos durante la formación de rocas en la historia de la roca, esta NRM está compuesta típicamente por más de una componente (Butler, 2010).

Magnetización remanente química: Es una magnetización posterior a la deposición, se forma por la creación de un nuevo mineral con otras características magnéticas.

Magnetización remanente detrítica: Se adquiere durante la acumulación de rocas sedimentarias que contienen minerales ferromagnéticos detríticos. Alineándose respecto al campo magnético terrestre de ese momento.

Magnetización Termo remanente (TRM): Las rocas ígneas adquieren una Magnetización Termo remanente, (TRM), cuando se enfrían. Dependiendo de su composición y distribución de tamaños de granos ferromagnéticos, la roca presentará un rango de temperaturas de bloqueo T_b , distribuido por debajo de su TC. Cuando cada grano individual se enfría por debajo de su T_b , experimenta un rápido aumento de tiempo de relajación, τ , adquiriendo una magnetización estable.

2.7 Polo geomagnético virtual (VGP) y Paleopolo

La media de los conjuntos de datos total (paleodirecciones) que se estudian de un sitio (D, I) van a corresponder a un polo paleomagnético. La inclinación y declinación del dipolo geocéntrico cambian con la posición en el globo (Butler, 1992). Pero la posición del polo magnético es independiente del lugar donde se observe.

Polo geomagnético virtual

Cualquier posición polar que se calcula a partir de la observación de la dirección del campo geomagnético (D, I) es llamada polo geomagnético virtual (VGP). Representa la posición del polo de un dipolo geocéntrico la cual puede explicar la dirección observada del campo magnético en una ubicación y en un punto en el tiempo determinado (Butler, 1992).

Polo paleomagnéticos

El polo paleomagnético se determina mediante investigaciones paleomagnéticas que ha promediado la variación secular geomagnética de rocas alrededor del planeta de edad igual. El conjunto de VGP se usa para encontrar la posición polar (polo paleomagnético) media de Fisher estadísticas, tratando cada VGP como un punto en la esfera de la unidad. (Butler, 1992).

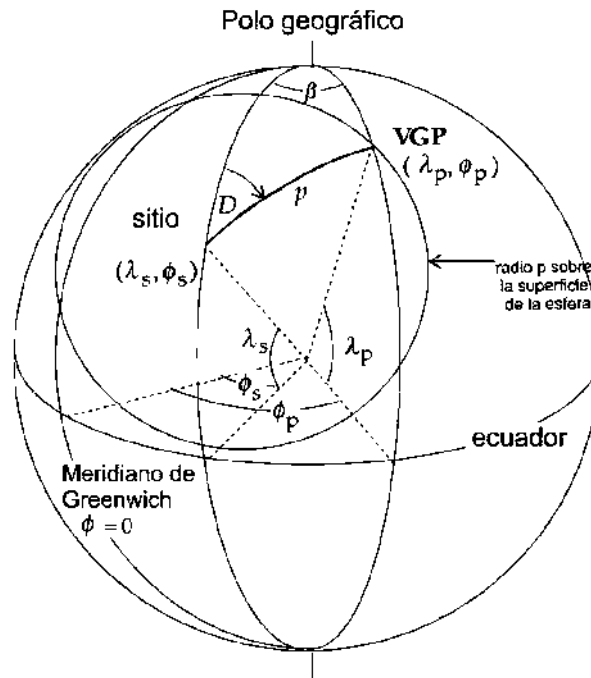


Figura 13: Localización del polo geomagnético virtual VGP. (Lowrie, 2010).

2.7.1 Localización del polo geomagnético virtual VGP

Los polos paleomagnéticos se calculan con el promedio de posiciones del polo geomagnético virtual (VGP) calculadas para un número de muestras en un sitio (Lowrie, 2010). La distancia angular al polo p , se obtiene utilizando la relación entre la inclinación y el ángulo polar. El valor de p determina el radio un pequeño círculo centrado en el sitio de muestreo paleomagnético en latitud λ_s y longitud ϕ_s . El círculo es el lugar de todas las posibles posiciones de VGP que podrían dar la inclinación observada en el sitio. La declinación de la magnetización remanente es

el ángulo entre el norte geográfico y la dirección horizontal al antiguo polo magnético. En este caso la declinación define un meridiano (o gran círculo) que pasa por el sitio de muestreo y hace un ángulo D con el meridiano norte-sur. El lugar donde este gran círculo intercepta el círculo pequeño con el radio p es la ubicación del polo geomagnético virtual. Su latitud λ_p y longitud ϕ_p se pueden calcular exactamente a partir de fórmulas trigonométricas (Lowrie,2010).

Capítulo 3. Contexto geológico regional y detalles de muestreo

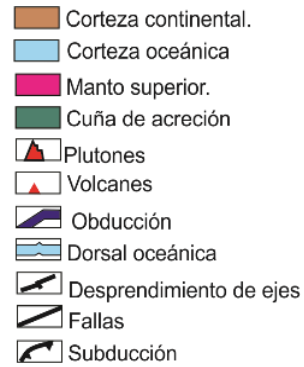
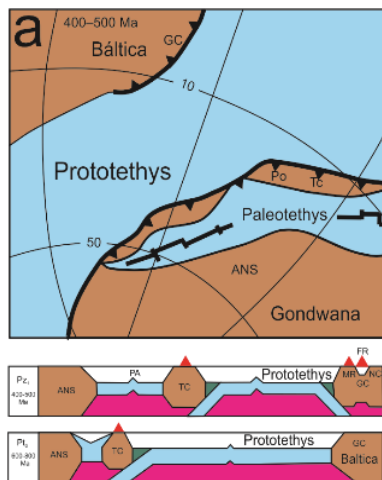
3.1. La historia para la formación del Cáucaso

La cadena montañosa del Cáucaso pertenece al cinturón orogénico Alpino-Himalaya (Sharkov et al.,2015). Está compuesto por dos cinturones de empuje plegables, el Cáucaso Mayor y el Cáucaso Menor, separados por un área intermedia denominada Trasncaucaso. El área del Cáucaso permaneció durante el Proterozoico Tardío-Cenozoico Temprano al ahora desaparecido mar de Tethys (Adamia et al., 2011).

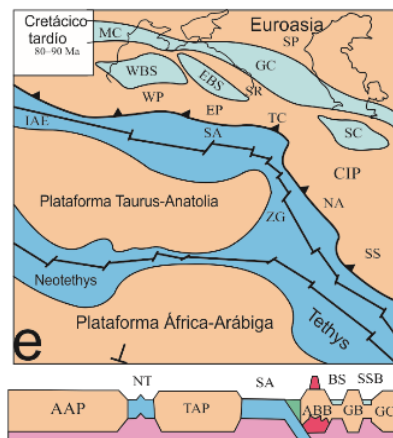
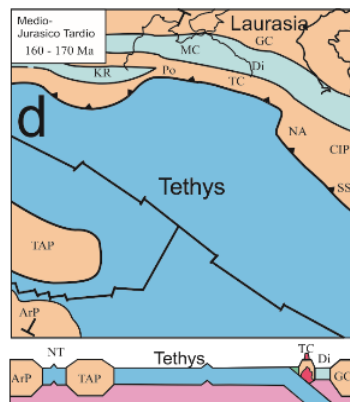
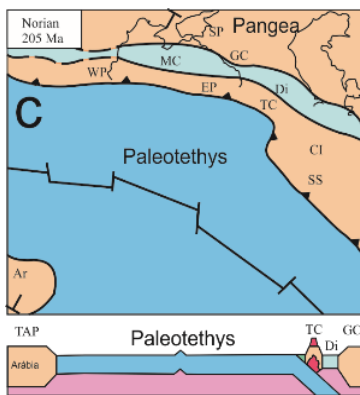
Hace aproximadamente 550 M.a se efectuó la orogenia Panafricana ocasionando que diferentes masas continentales fragmentadas colisionaran para dar origen a lo que fue la formación de Gondwana (Frish et al., 2011).

En esta área, durante el Proterozoico Tardío el antiguo mar Prototethys que separaba Báltica (Europa del norte) y el escudo Árabe-Nubio (Gondwana), comenzó el proceso de subducción hasta llegar a consumirse, ocasionando consecuentemente la formación del Cáucaso Mayor, (Figura 14, Adamia et al., 2011). La subducción del Paleotethys causo la colisión del Gran y Trasncaucaso con la margen Iraní, el resultado fue la formación del Cáucaso Menor. En la zona entre el Trasncaucaso (TC) y el escudo Árabe-Nubio (Gondwana) dio apertura el mar Paleotethys durante el Proterozoico Tardío y Paleozoico Temprano mientras que el mar Prototethys se había convertido en una cuenca retro arco cuenca "Dizi", y representó un margen pasivo del sistema de arcos de islas del Trasncaucaso, el antiguo mar Prototethys se terminaba de consumir entre Trasncaucaso y Báltica. (Figura 14 b, Adamia et al., 2008, 2011).

El océano Neotethys fue creado extendiéndose junto al Cáucaso Menor entre la corteza Iraní y Arabia en el Mesozoico Tardío.). La edad de la colisión entre el Cáucaso Menor con Europa esta datada de 71-73.5 M.a, (Rolland et al., 2009). Es considerado como una colisión de arco continental. Al final del Cretácico, Paleoceno Temprano el Cáucaso Menor, la plataforma Taurus Anatolia, el Arco volcánico Sanandaj sirjan Sanandaj-Sirjan y Makran se unieron al sistema Transcaucasus-Talish (Figura 14 f).



PO: pontides; **SS** Zona de Sanandaj-Sirjan
ANS: Escudo Arabia-Nubian
GC: Gran Caúcaso
TC: Transcaucaso
NC: Norte del Caúcaso



Ar, ARP. Plataforma Arabiga, Plataforma Irania,
Di, cuenca Dizi.
EP: Pontides del este; **GC:** Gran Caúcaso
KR: Cuenca mar negro
MC; Cuenca Crimenea
NA: Nakhchevan y sur de Armenia
NT; Neotethys; **SP:** Plataforma Scythian
SS; Arco volcanico Sanandaj-Sirjan.
TC: Transcaucaso **WP;** Pontides Oeste.
AAP: Plataforma África
ABB: Bloque Artvin-Bolnisi **AI:** Alborz
AN: Andrusov, **AT:** Achara-Trialeti
BS: Mar negro, **CIP:** Plataforma central Iraní
EBS: Mar negro este, **EP:** Pontides Este
GB: Bloque gerogiano **GC:** Gran Caúcaso
SP: Plataforma scythian

Figura 14: Esquema de formación del Cáucaso (Adamia et al., 2011).

3.2 Geología Regional

El territorio de Georgia está representado por las siguientes zonas: los cinturones plegados el Gran Cáucaso y Atchara-Trialeti, las depresiones intermontanas de Rioni y Kura, en el norte de Transcaucásico (el Bloque georgiano), en el sur de Transcaucásico (el Bloque Artvin-Bolnisi), y las tierras altas volcánicas de Djavakheti de edad Neógeno-Cuaternario, **Figura 15**.

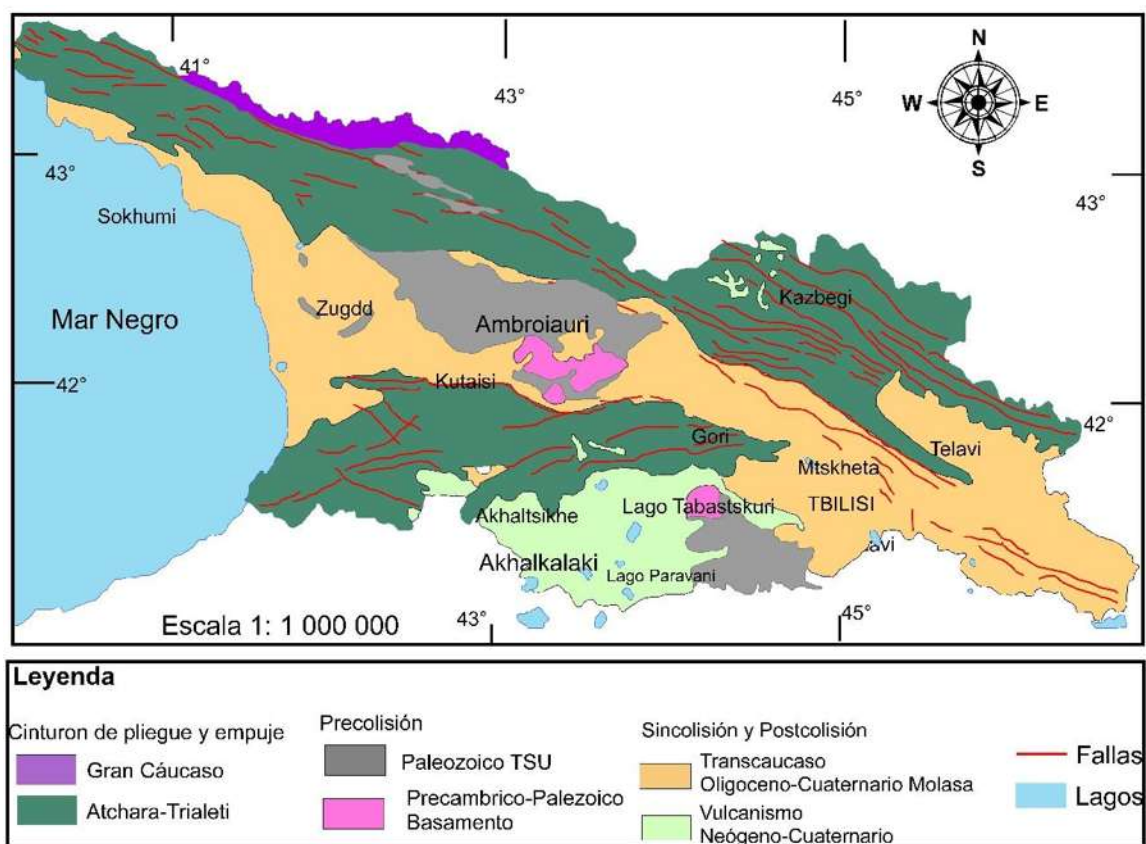


Figura 15. Mapa geológico-regional de Georgia. Adamia et al. (2008).

El área de Georgia y sus áreas adyacentes forman parte del ciclo de Wilson, con un estilo clásico de orogenia. Su estructura y geología se debe a la activa convergencia entre las placas Euroasiática y África-Arábica, así como el resultado de la eyección lateral del bloque Anatólico hacia el oeste y el bloque iraní hacia el este. Se definen tres etapas de formación para la estructura del Cáucaso (Adamia *et al.*, 2008).

Precolisión: La etapa que incluye este periodo se caracteriza por regiones que pertenecieron al ahora desaparecido mar de Tethys, como evidencia se distinguieron estructuras de arcos de islas y cuencas retro arco, en una zona de convergencia, las cuales son características de la etapa de Precolisión desarrolladas a lo largo de los márgenes continentales de Europa del este y África, Arabia, durante el Proterozoico Temprano – Cenozoico Temprano (Adamia *et al.*, 2008, 2011).

Sincolisión: Esta etapa desarrollada durante el Oligoceno, se considera el inicio para el desarrollo de Georgia y el Cáucaso (Milanovsky *et al.*, 1963). En este periodo, el ambiente paleogeográfico tiene un significativo cambio, como consecuencia se invierte el relieve ocasionando que las cuencas de aguas profundas fueran reemplazadas por las cadenas montañosas del Gran Cáucaso y Cáucaso Menor (Adamia *et al.*, 2011)

Postcolisión: Durante este periodo desarrollado en el Neógeno-Cuaternario, comenzó la actividad volcánica, dando origen a las mesetas volcánicas: Djavakheti, (sur de Georgia), Elbrus, Chegem, Keli y Kazbegi etc. En la parte del Gran Cáucaso y Transcaucaso hay emplazamiento de rocas hipabisales (Arakelyants *et al.*, 1968). Las dos principales etapas de vulcanismo se distinguen en la época del Mioceno-Plioceno Temprano y el Plioceno – Cuaternario, desarrollado en el Mioceno Tardío-Cuaternario (Adamia *et al.*, 2008, 2011)

La zona de estudio se caracteriza por comprender un área de gran actividad tectónica, debido a la convergencia de placas que interactúan en el lugar. De

acuerdo a estudios previos, se describe que el esfuerzo principal es compresivo y está asociado a las fallas de deslizamiento y fallas de extensión (normales), relacionado al vulcanismo joven de la zona. Toda la región está sujeta al máximo esfuerzo de compresión. El Cáucaso Mayor se extiende en dirección WNW – ESE (300 ° - 120 °) Adamia *et al.*, 2011.

La zona principal donde se encuentra este estudio se desarrolla en las cadenas de volcanes Neógenos – Cuaternarios presentando una dirección submeridional (N – S) siguiendo el esfuerzo principal y la compresión sub-horizontal NNE - SSW de la región. Además de la orientación general de compresión N-S, que es provocada por la placa Arábica. Se observan tres orientaciones más; una longitudinal (WNW-ESE) y dos transversales (NW-SE y NE-SW). El esfuerzo longitudinal E-W es caracterizado por fallas inversas, y una intensa deformación representada por pliegues. El primero fue dominado entre el Paleógeno y el Mioceno Temprano Tardío y el segundo prevaleció entre el Mioceno Tardío y el Cuaternario. A diferencia de las fallas de compresión, las fallas transversales son principalmente estructuras de extensión con componente lateral de deslizamiento izquierda y derecha. (**Figura 16**).

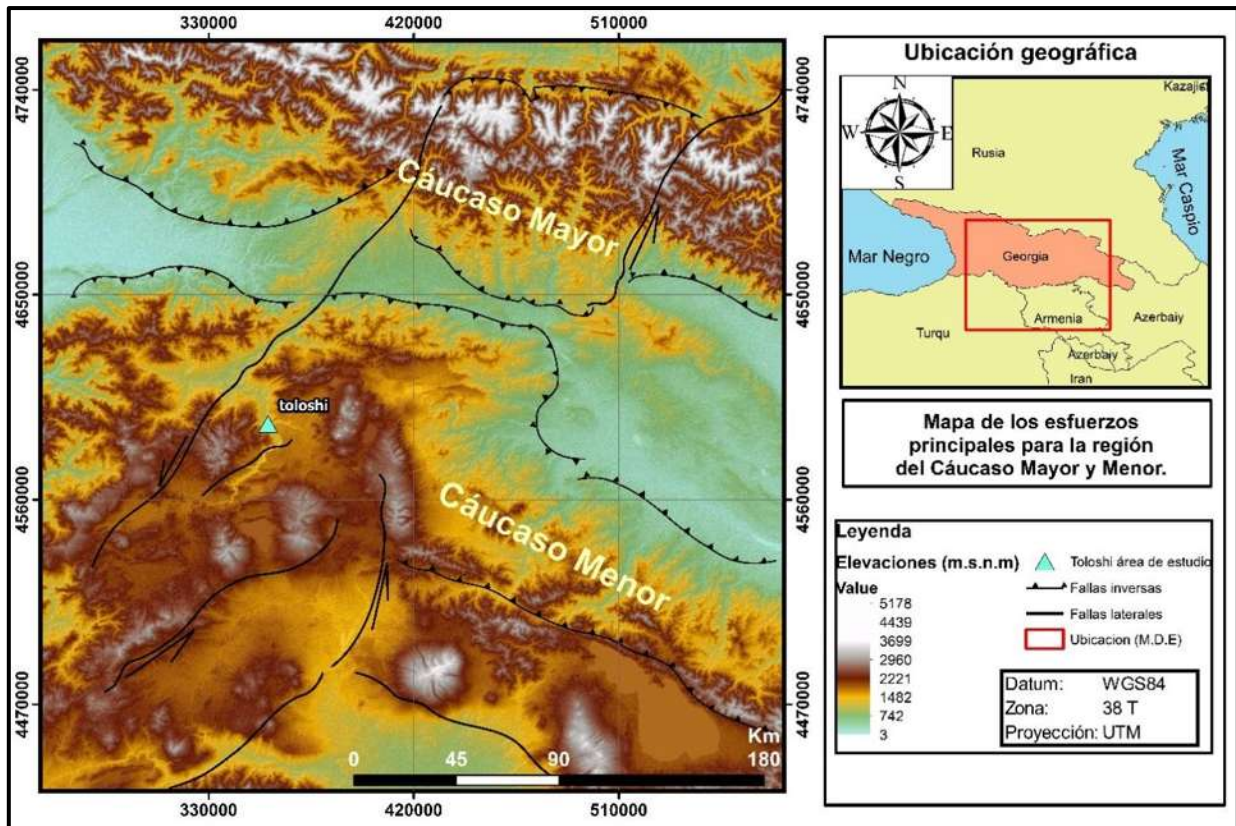


Figura 16: Mapa de los esfuerzos principales para la región del Cáucaso Mayor y Menor (Avagyant et al., 2005).

Durante el periodo Precolisión y Postcolisión se desarrolló una actividad magmática intrusiva y extrusiva extendiéndose en la zona de colisión continente-continente, esto sucedió en el periodo Paleógeno Tardío-Neógeno -Cuaternario (Adamia *et al.*, 2008). La actividad intrusiva se caracterizó por cuerpos plutónicos durante el Oligoceno-Mioceno. Para la etapa Sincolisión, en los límites del gran Cáucaso y Precaucaso, las rocas extrusivas tomaron lugar durante el Neógeno al Cuaternario. La orientación de las rocas extrusivas siguen una tendencia casi N-S, se les atribuye una serie calcoalcalina, alcalina y subalcalina. Adamia *et al.*, 2011. En la **Figura 17**, se aprecia la distribución del vulcanismo intrusivo y extrusivo, donde la meseta Djavakheti es una zona amplia de vulcanismo.

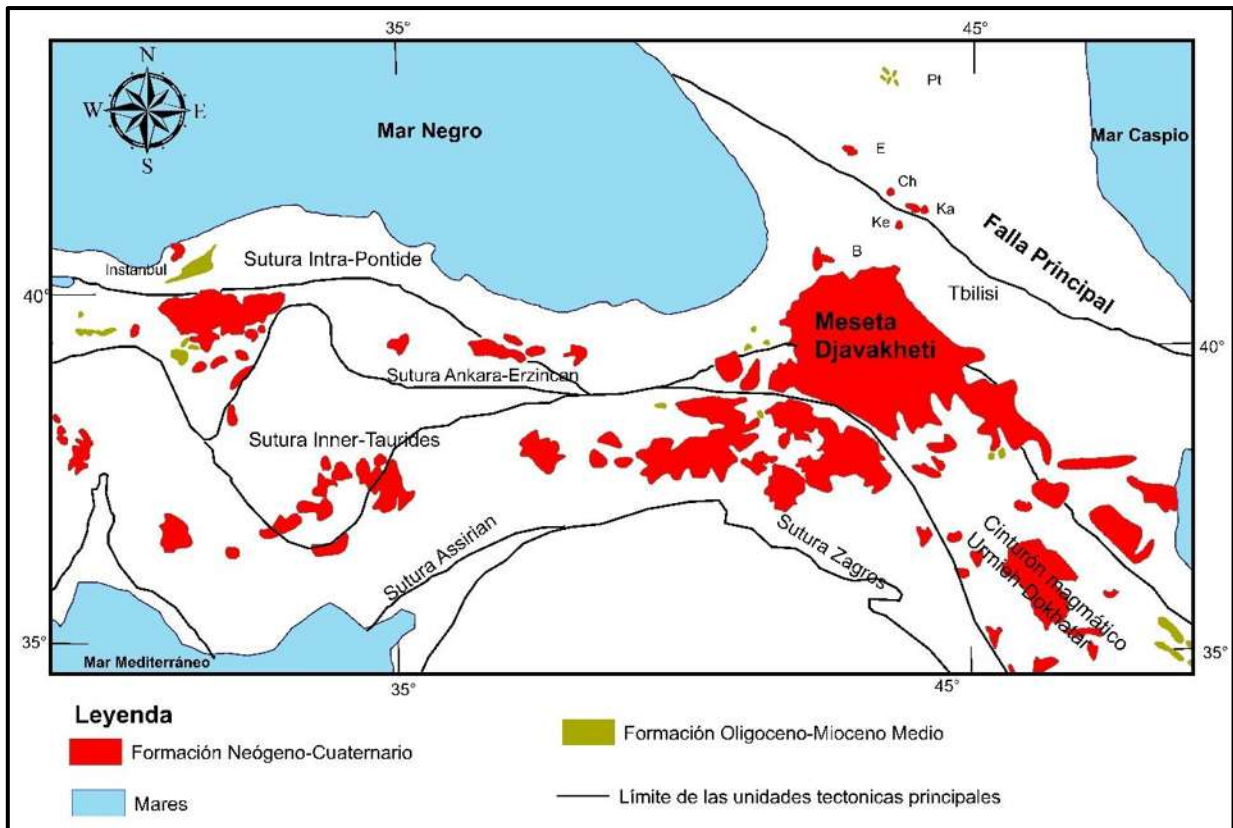


Figura 17: Mapa del vulcanismo intrusivo y extrusivo del Cenozoico Tardío, etapa Sincolisión y Postcolisión. Mapa modificado de Okay (2000), Robertson, (2000); y Altiner *et al.* (2000).

Las rocas volcánicas que afloran en el Cáucaso Menor son principalmente basaltos, andesitas, dacitas, riolitas y rocas volcano sedimentarias. En la parte inferior se puede observar flujos de lava basálticos y rocas piroclásticas que pertenecen a la Formación Goderdzi. Para la última etapa del vulcanismo que abarca el Cuaternario, las rocas que predominaron son las de composición máfica, su baja viscosidad les permitió recorrer amplias zonas recubriendo los valles antiguos que favoreció a la formación de largas mesetas volcánicas, con un espesor aproximado de 100 a 300 metros Adamia *et al.* (2011). La gran movilidad que presenta el magma básico favoreció la formación de flujos basálticos, de decenas de metros de largo y docenas de espesor, el resultado es el relleno de paleo valles como el valle Kura que tiene una altura de 150-300 metros por encima del río actual del río Kura (Lebedev *et al.*, 2008).

3.4. Geología local del área de estudio

La meseta Djavakheti es una de las zonas más grandes del Cáucaso Menor, (

Figura 18). El basamento está compuesto por rocas volcano-sedimentarias del Cretácico-Paleógeno, que están superpuestas por secuencias de rocas volcánicas Neógeno-Cuaternarias. Estas se derivan de tres etapas principales; Mioceno Tardío-Plioceno Temprano (8.3-4.8 M.a) Plioceno Tardío a Pleistoceno Temprano (4.0-1.8 M.a), y Plesitoceno Tardió (menos de 1.5 M.a) (Milanovski *et al.*,1973; Tutberidze,2004; Lebedev *et al.*, 2008).

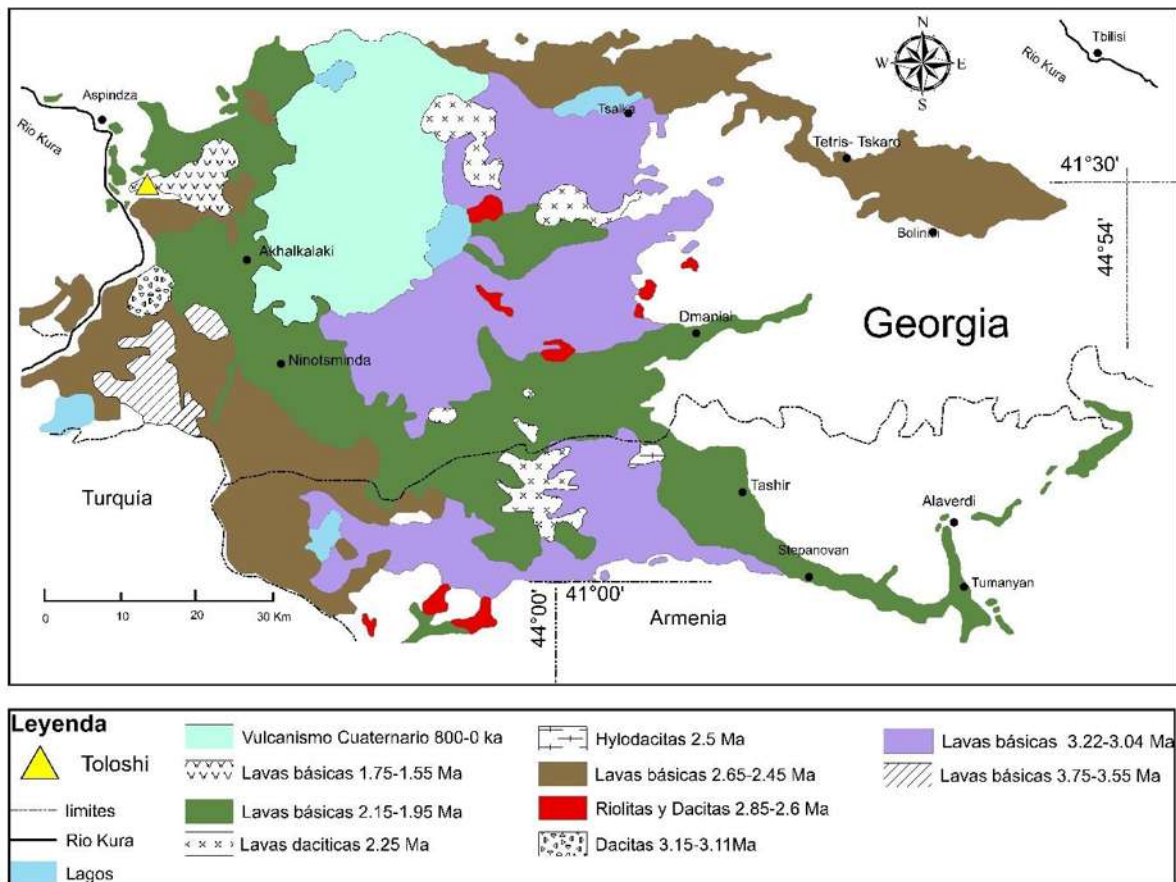


Figura 18: Mapa geológico esquemático (Modificado de Lebedev *et al.*, 2008 y Calvo-Rather *et al.*, 2013).

Los datos radiométricos del magmatismo Plioceno para Djavakheti establecen una duración prácticamente sin interrupciones de 2 M.a, (3.75 M.a a 1.75-1.55 M.a;

Lebedev *et al.*, 2008). Esta actividad magmática se puede describir en términos de "efecto dominó," cuando el cese del volcanismo en una zona condujo a la formación de la otra zona de extensión y esta actividad magmática sumergida la desplaza, siguiendo una dirección oeste-este en dirección sublatitudinal. Lebedev *et al.* (2008) realizaron un estudio del vulcanismo Plio-Pleistoceno para la región de Djavakheti, dividiéndolo en cinco fases, dentro de esta división las pausas son relativamente cortas durando unos cientos de miles de años. La composición química de las rocas volcánicas es moderadamente ácidas a básicas, sugieren que probablemente sean productos de diferenciación de los magmas derivados de manto básico parental.

Basados en el estudio mencionado anteriormente, la secuencia volcánica Toloshi de acuerdo a su edad establecida (1.7 +- 1.9 M.a) y el tipo de roca estudiada, se define en la quinta fase del vulcanismo Plio-Pleistoceno que menciona Lebedev *et al.*(2008) **Figura 18.**

3.5 Detalle de Muestreo y secuencia Toloshi

El trabajo de campo se llevó a cabo en la meseta Djavakheti con el objetivo de recolectar muestras paleomagnéticas de veinte flujos emplazados consecutivamente en la secuencia de flujos consecutivos de lava Toloshi. El área de estudio se ubica cerca de la comunidad Toloshi en la República de Georgia en las coordenadas 41° 28, 707' Norte, 43° 16, 541' Oeste, Figura 19 b .

Adyacente a la secuencia de lavas Toloshi se encuentra la secuencia volcánica de edad y emplazamiento contemporáneo Khertvisi (Figura 19 a). Como primera instancia se muestreó la secuencia Toloshi recolectando un total de 135 muestras de 6-7 núcleos paleomagnéticos estándar por sitio (colada de lava). El orden para obtener las muestras de cada sitio fue de la base a la cima (Figura 19 b). Los diferentes espesores entre los estratos de lava presentaban una variedad de 2 a 10-11 metros, teniendo un espesor total la secuencia de 124 metros. Los flujos se diferencian por la presencia de paleosuelos entre cada colada, dicha secuencia se caracteriza por presentar un tipo de roca de coloración gris oscuro a gris clara, con estructura masiva, presentando algunas vesículas por el escape de gases, la textura en general de las rocas es afanítica.

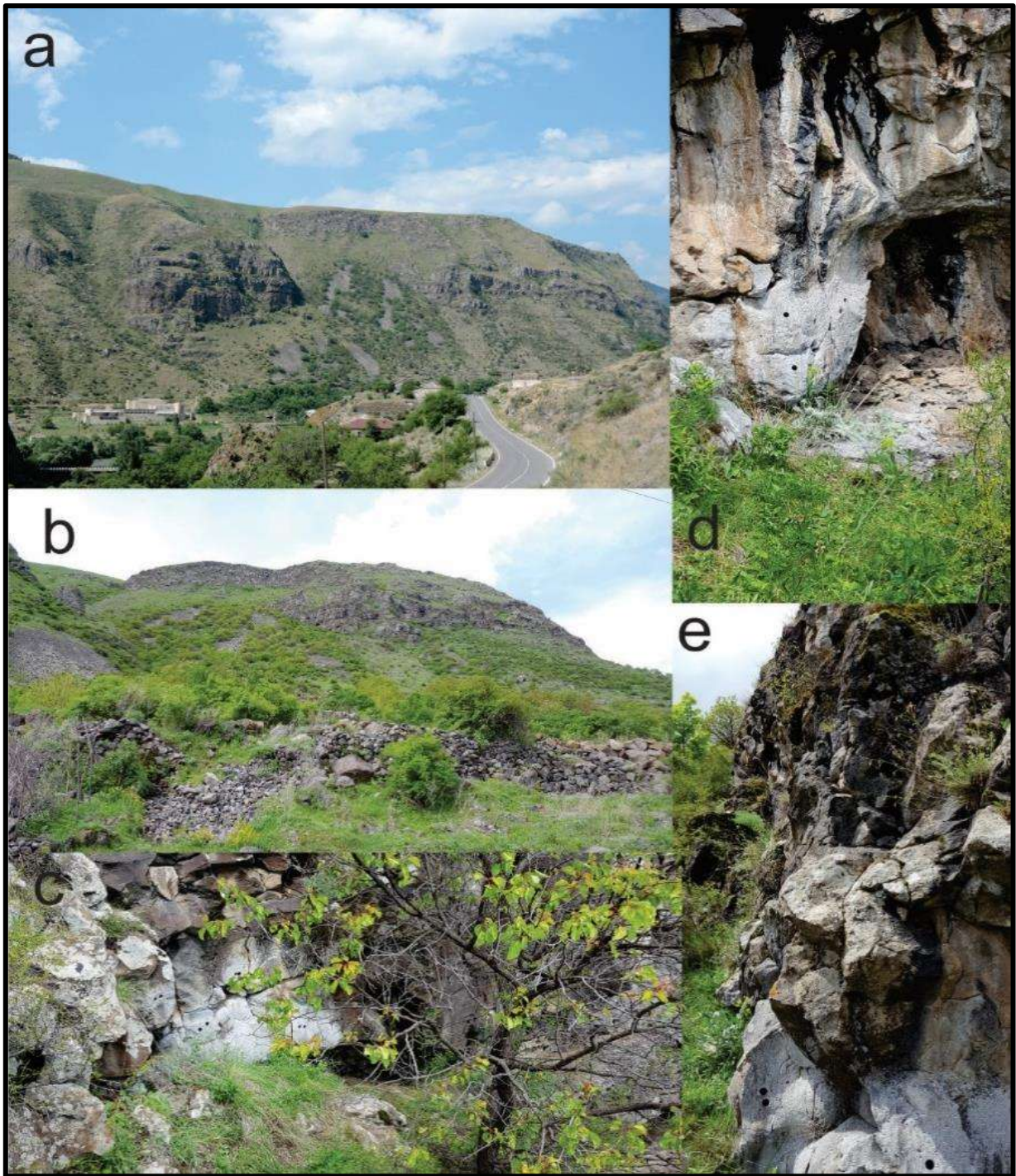


Figura 19: a) Secuencia Khertvisi y Toloshi; b) Secuencia estudiada para este trabajo (Toloshi) d) e) Perforaciones de las muestras en las coladas de lava.

Para la extracción de muestras paleomagnéticas, se utilizó una perforadora portátil con gasolina y una broca hueca (Figura 20 a), como requisito esencial las muestras deben permanecer *in situ* al momento de ser orientadas con el propósito de obtener la medición menos errónea posible (Figura 20 c). Para tomar esta medida se utilizó una brújula magnética y un inclinómetro (Figura 20 b). En algunos sitios las muestras se orientaron con brújula solar siempre que fuera posible y que lo permitiera, en estos casos se toma la medida con ayuda de la luz solar. La adquisición de datos en campo se base en la toma de medidas de cada uno de los diferentes núcleos que se derivan de los sitios muestreados (coladas de lava), aproximadamente de 6 a 7 núcleos (Figura 20 b). En la toma de datos se adquiere, declinación, inclinación, hora, y la proyección de la luz solar para algunas muestras (Figura 20 d). Posteriormente, las muestras fueron trasladadas a las instalaciones del Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA) unidad Morelia, Michoacán del instituto de Geofísica UNAM para realizar los estudios y tratamientos paleomagnéticos adecuados, Figura 21.



Figura 20: a) Perforadora portátil con gasolina, b) Orientador magnético; c) Extracción de núcleos paleomagnéticos.



Figura 21: a, b) espécimen de muestras para este estudio.



Figura 22: a) Secuencia Khertvisi y Toloshi; b) Secuencia estudiada para este trabajo Toloshi) d) e) Perforaciones de las muestras en las coladas de lava.

Khertvisi

Toloshi

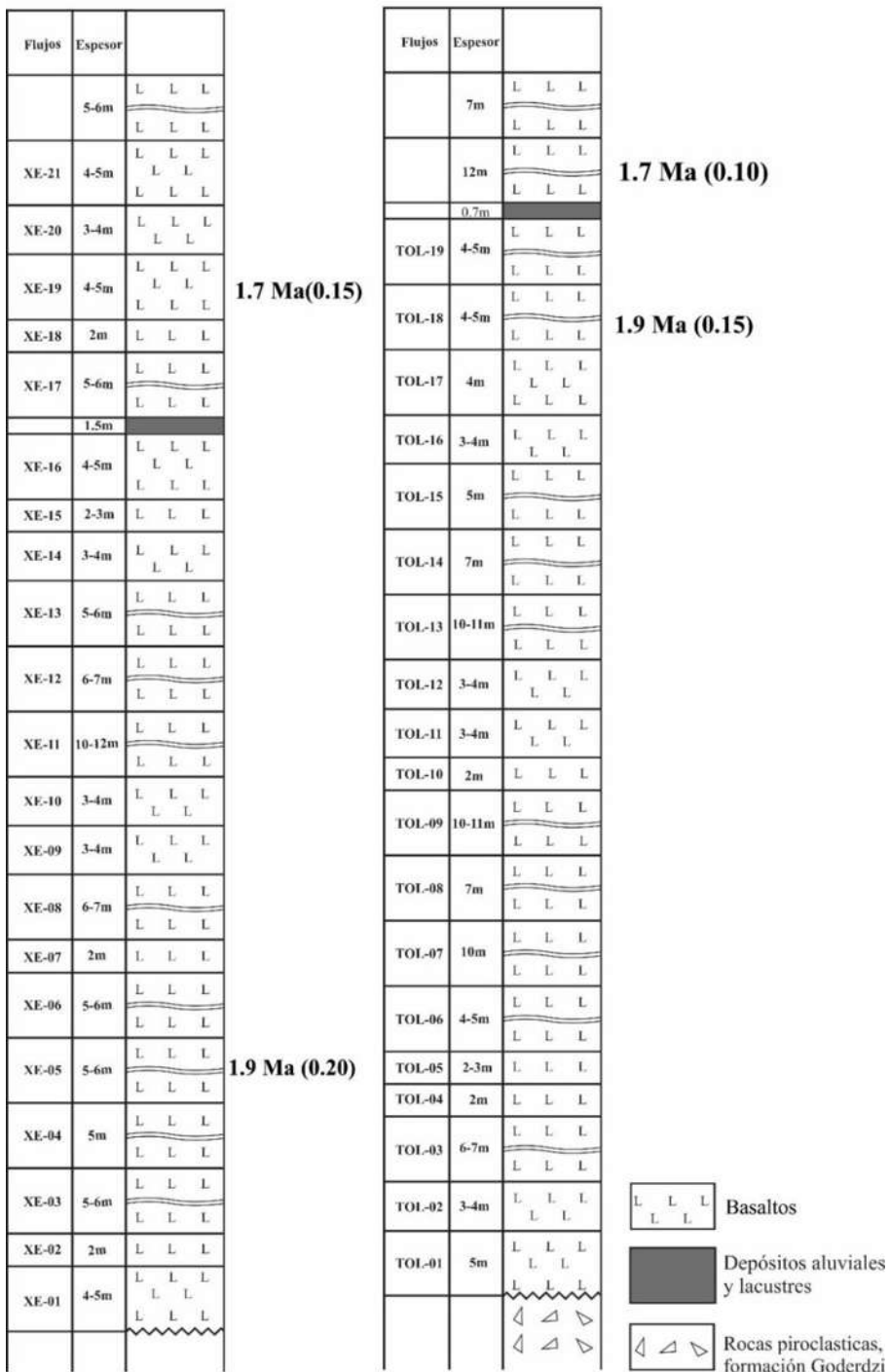


Figura 23: Columna estratigráfica; Proporcionada por el Dr. Avto Goguichaichvili, Dr. Manuel Calvo, Dr. George T. Vashakidze

Capítulo 4. Técnicas de laboratorio

4.1. Preparación de muestras

Parte del trabajo se llevó a cabo en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA) pertenece al Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM). De las muestras obtenidas en campo, se recortaron pequeños especímenes (Figura 24 b). Las muestras nuevamente se marcaron indicando la orientación, sentido de la perforación y letra de espécimen (A, B,) colocando una clave para cada espécimen. Se utilizó una cortadora de roca equipada con dos hojas de bronce no magnéticas diamantadas (Figura 24 a). La medida estándar del tamaño para los núcleos paleomagnéticos es de 2.5 cm de diámetro por 2.2 cm de largo.



Figura 24: a) Cortadora, b) muestras

Fueron muestreados 20 flujos de lava emplazados consecutivamente. De cada colada de lava, se extrajeron un aproximado de 6- 7 núcleos para cada sitio, determinando un total de 135 núcleos paleomagnéticos (Figura 25 a). Previamente

a los experimentos que fueron sometidas la muestras. Finalmente se guardaron en el blindaje donde permanecieron en un lugar seco, a temperatura ambiente y lejos de cualquier objeto que las pudiera remagnetizar, alterar o modificar el magnetismo natural remanente (Figura 25 b).



Figura 25: a) b) Muestras totales de los veinte flujos que forman la secuencia de lavas.

4.2. Medición de magnetización remanente natural (MRN)

La magnetización remanente natural (MRN) es la suma total de los momentos magnéticos de los granos ferromagnéticos que forman la muestra paleomagnética, estos son pequeños imanes que guardan como memoria la polaridad del (CMT) al momento de su formación. Esta técnica debe ejecutarse antes de que la muestra se someta a un tratado magnético, para esta prueba se requiere de un magnetómetro de giro Agico JR5 (Figura 26 a), este aparato mide la oscilación del campo magnético producido por la rotación de la muestra, trabaja bajo la inducción electromagnética la ley de Faraday-Lenz, donde el “flujo magnético a través de una espira cambia, induciendo una fuerza electromotriz con una corriente en la misma dirección, utilizando el campo magnético que genera la muestra paleomagnética para variar el flujo magnético que atraviesa una espira permitiendo conocer la MRN de los especímenes.

Como primer paso se realiza la calibración del equipo utilizando un núcleo de acrílico que viene con el equipo (Figura 26 a). Seguido de esto el espécimen de muestra paleomagnética se coloca en el porta muestras en cuatro diferentes posiciones, (+x, -x, +y, -y) que son medidas cada una de ellas, al finalizar la medición en las cuatro posiciones se determina una dirección de la muestra. Esta metodología se empleó con los 135 núcleos derivados de las 20 muestras de lava estudiadas. Esta fue la primera medición realizada en el laboratorio que experimentaron las muestras, antes de continuar con el proceso de desmagnetización.



Figura 26: a) b) Magnetómetro de giro Agico JR5; c) Mediciones en diferentes posiciones.

4.3. Desmagnetización por campos alternos

La roca, al momento que guarda la señal magnética, puede contener varios componentes de magnetización que forman su (MRN). Algunos se relacionan con su formación y otros al muestreo o factores externos a los que se somete la roca. Fue indispensable realizar un lavado magnético a todas las muestras involucradas para poder encontrar la dirección principal, así como los componentes estables para poder aislarlos. Para ello se desarrolló la técnica de desmagnetización por campos alternos (AF).

Al exponer una muestra a un campo magnético alterno, provoca que los granos ferromagnéticos que forman parte de la roca y con menor coercitividad (intensidad del campo que se necesita para desmagnetizar completamente un material magnético) a el campo aplicado se alinee a este. Esta limpieza magnética es progresiva, al aplicar campos magnéticos externos que disminuyen en amplitudes (Figura 27 a), mientras las muestras se sometan a diferentes posiciones dentro del desmagnetizador. Este proceso requiere de incremento sucesivo del voltaje, cada incremento es un paso que debe de ser medido (MRN) en el magnetómetro para obtener las paleodirecciones primarias (Figura 27 b).

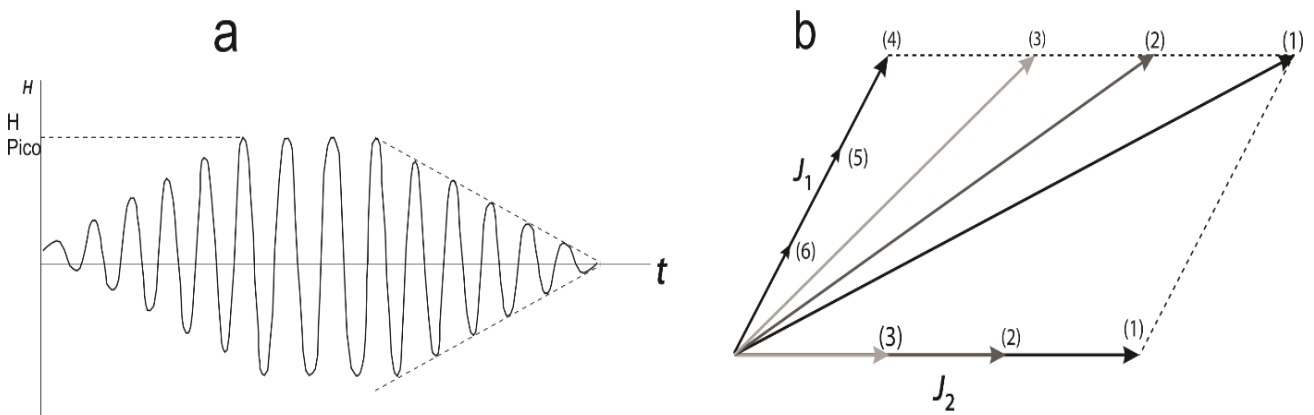


Figura 27: a) La intensidad del campo aumenta; b) vector de la MRN con dos componentes. (Lanza y Meloni, 2006).

Para la técnica de campos alternos se dispuso de un desmagnetizador marca Schonstedt modelo GSD-5 (Figura 28 a, b). La técnica da inicio con una prueba piloto, la cual permitió definir el experimento de desmagnetización más apropiado en las muestras aunado a esto, se tomaron dos núcleos de los veinte sitios muestreados, aplicando una intensidad de 5 en 5 mT hasta llegar a 90 mT. Posteriormente se reanudó el protocolo para los especímenes de las coladas que restaban desmagnetizando un total de 117 especímenes de los 20 flujos de lava, con un promedio de 6 núcleos por sitio, todas por la técnica de campos alternos.



Figura 28: a) b) Desmagnetizador marca Schonstedt modelo GSD-5.

4.4. Tratamiento de datos paleomagnéticos, análisis estadísticos.

El análisis de la desmagnetización progresiva de la magnetización remanente natural (por campos alternos) permite conocer la dirección y la intensidad de cada componente, los resultados obtenidos mediante la desmagnetización permiten, sus edades relativas y sus relaciones con los eventos geológicos. La adquisición y captura de los datos que se obtuvieron después de cada desmagnetización se proyectaron en el programa Remasoft 3.0, donde se

analizaron las componentes principales de cada sitio, logrando observar el comportamiento de la desmagnetización progresiva de cada uno de los especímenes estudiados. Las proyecciones de dichas magnetizaciones se visualizaron en diagramas ortogonales de Zijderveld (1967), los cuales son estereogramas de área igual y gráficas de decaimiento de la curva de intensidad de la MRN, estas se descomponen en el componente horizontal X, Y y la componente vertical Z (Figura 29). La distancia de la punta del vector al origen es proporcional a la intensidad del vector de MRN, proyectado sobre el plano correspondiente.

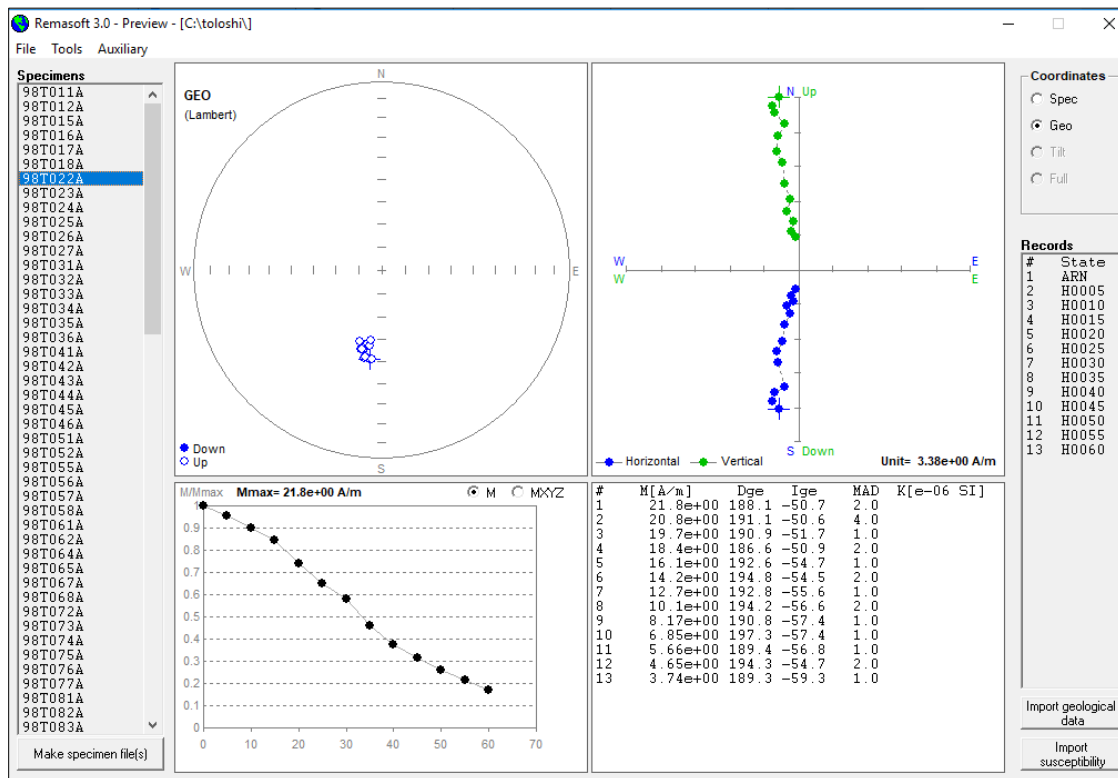


Figura 29: Proyecciones de la desmagnetización por campos alternos, para una muestra. Programa Remasoft 3.0.

El análisis de los datos paleomagnéticos debe de ser empleado con estadística en la cual se consideró mínimo 6 pasos y máximo 15 pasos de desmagnetización donde se calcularon las direcciones vectoriales de declinación e inclinación mediante el análisis de las componentes principales PCA (Kirschvink,

1980) con el objetivo de aislar la magnetización remanente característica (ChRM), determinando la línea de mejor ajuste para datos de una sola componente de magnetización (Figura 30). El objetivo del tratamiento estadístico es obtener una dirección media de todas las muestras estudiadas con un margen de incertidumbre representativo de este conjunto de direcciones. Las paleodirecciones obtenidas del tratamiento estadístico se deben expresar como un vector unitario, así con una orientación de declinación e inclinación.

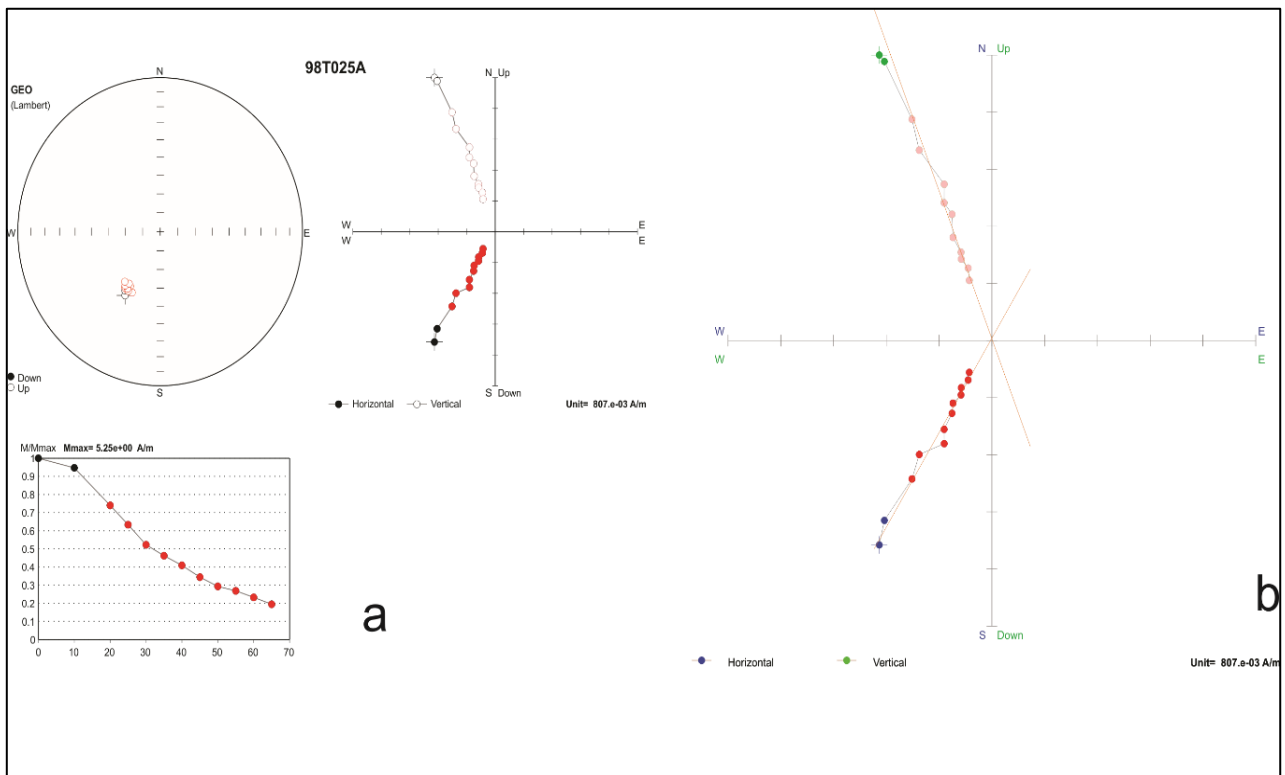


Figura 30: Análisis de la componente principal PCA.

4.5 Estadística de Fisher (1953)

Las direcciones medias de cada muestra fueron determinadas por la estadística de Fisher (1953). El resultado son tres diferentes parámetros R , k , α_{95} , para lograr tener un soporte más sólido en la estadística. Las direcciones paleomagnéticas de una muestra tienen el mismo valor considerando un valor

unitario, teniendo longitud, pero una dirección diferente. Cada dirección corresponde a un punto en una esfera unitaria (Figura 31), suponiendo que se distribuyen con simetría azimutal sobre el valor "verdadero", la densidad de probabilidad $P(\theta)$ de la distribución de Fisher está dada por:

$$P(\theta) = \frac{k \exp(\cos\theta)}{4\pi \sinh(k)} \quad (10)$$

El parámetro k se llama de precisión o de concentración. Evalúa la dispersión de direcciones y es similar a la inversa de la varianza de la distribución. Para una mala dispersión en el conjunto de direcciones el valor de k es pequeño, los valores grandes de k son para aquellas direcciones agrupadas muy estrechamente R es la suma vectorial de los N vectores de muestra calculada (Figura 31 a).

$$k = \frac{N-1}{N-R} \quad (11)$$

Se describe por la desviación estándar angular, que es proporcional a $1/\sqrt{k}$. El cono define los límites de confianza de la media en el nivel de probabilidad del 95% (Figura 31 c).

El tamaño del límite de confianza depende de la cantidad de direcciones N en la distribución y su parámetro de dispersión k , significa que hay un 95% de probabilidad de que la media verdadera de la distribución se encuentre dentro de este cono sobre la dirección media estimada. La dirección real tiene cierta probabilidad de caer dentro de un cono centrado en la media y con un semi-ángulo α que en el caso de las estadísticas Fisher viene dado por la relación:

$$\cos \alpha_{(1-p)} = 1 - \frac{(N-R)}{R} \cdot \left((1/p)^{\frac{1}{(N-1)}} - 1 \right) \quad (12)$$

Donde $(1 - p)$ es el nivel de confianza. Por lo general, se establece $p = 0.05$ por lo que el ángulo α_{95} corresponde al ángulo medio del cono dentro del cual la dirección verdadera se encuentra en el nivel de probabilidad del 95%. El ángulo α_{95} puede ser considerado como el error que afecta a la dirección media; Los correspondientes errores de inclinación y la declinación están dadas por:

$$dI = \alpha_{95}$$

$$dD = \alpha_{95} / \cos I$$

(13)

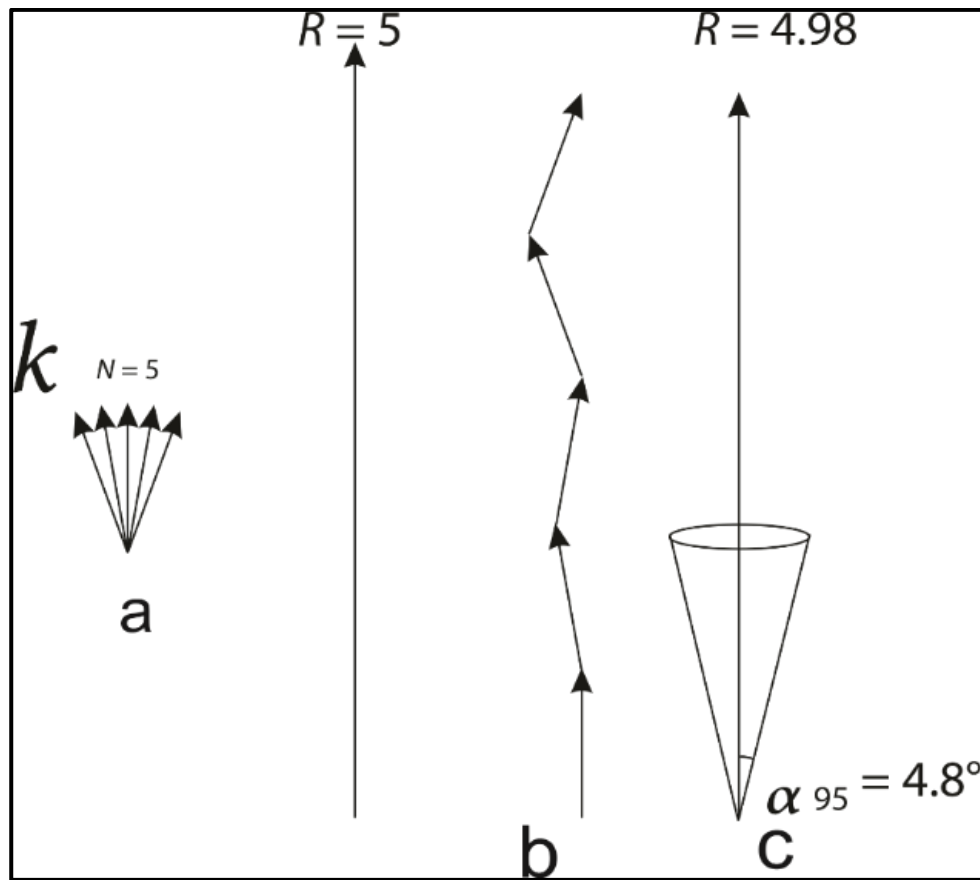


Figura 31: Representación de los parámetros estadísticos de Fisher; a) k dispersión de la dirección de los vectores; b) R número de vectores por unidad; c) α_{95} semiángulo sobre la superficie de una esfera

4.6 Propiedades magnéticas de las rocas

Se realizaron mediciones de susceptibilidad magnética en función de la temperatura, para obtener curvas termomagnéticas k-T lo que permitió encontrar los minerales magnéticos portadores de la remanencia y verificar su estabilidad térmica.

Para obtener estas curvas se realizó un proceso de trituración de la muestra en un mortero, donde fue golpeada por un martillo de plástico hasta conseguir un tamaño menor a 1 mm (Figura 32 b), con un tamiz se aseguró que las muestras tuvieran el tamaño adecuado relativamente de polvo fino para que esto permitiera entrar en el instrumento. Finalmente se dispuso de un Suceptibilímetro marca AGICO modelo MFK1 equipado con horno que calentó las muestras en aire, hasta 650°C en presencia de gas Argón con un ritmo de calentamiento de 15°C/min posteriormente se enfrían a un mismo ritmo. Las temperaturas se obtuvieron siguiendo el método de doble tangente de Grommé et al. (1969, Figura 32 a).



Figura 32: a) Suceptibilímetro marca AGICO modelo MFK1; b) muestra de roca, mortero y martillo.

4.7 Láminas delgadas

Como parte adicional en este trabajo, se realizaron láminas delgadas, para caracterizar de manera general los minerales que forman la roca. Los veinte flujos de lava para este trabajo presentan composición basáltica. En muestra de mano no es posible distinguir con facilidad los distintos minerales. Es importante mencionar que no se consideraron todos los flujos para este procedimiento solo se utilizaron 8 flujos, 1-6 A, 4-7 A, 6-3 A, 7-8 A, 13-4 A, 15-4 A, 16-4 A, 19-6 A.

Se utilizó una cortadora para rebajar la roca lo más mínimo, posteriormente se pulió con abrasivo de 1000. (Figura 33 a). Este experimento se llevó a cabo en el laboratorio de petrografía del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM).



Figura 33: a) abrasivo b) muestras a pulir.

Capítulo 5. Resultados

5.1 Curvas de susceptibilidad y temperatura de Curie

Los experimentos de propiedades magnéticas de las rocas, se efectuaron con el objetivo de detectar el mineral principal portador de la magnetización primaria, al igual que su temperatura de Curie. Las muestras contienen partículas ferrimagnéticas que pueden ser identificados por sus propiedades de temperatura de Curie y coercitividad.

Este procedimiento consiste en mediciones de susceptibilidad de los sitios estudiados, dando como resultado curvas termomagnéticas continuas de susceptibilidad vs temperatura (líneas k-T). En estos experimentos de susceptibilidad en función de la temperatura se pueden observar dos tipos de comportamiento: uno reversible (H) y otro irreversible (L-M). En la Figura 34 se muestra las curvas de enfriamiento y calentamiento más representativas de cada colada de lava. Las curvas reversibles, indica estabilidad térmica, las curvas irreversibles indican la ocurrencia de alteración (oxidación o por la inversión de fases) durante los intervalos de temperatura de Curie, entre 130° y 200°C.

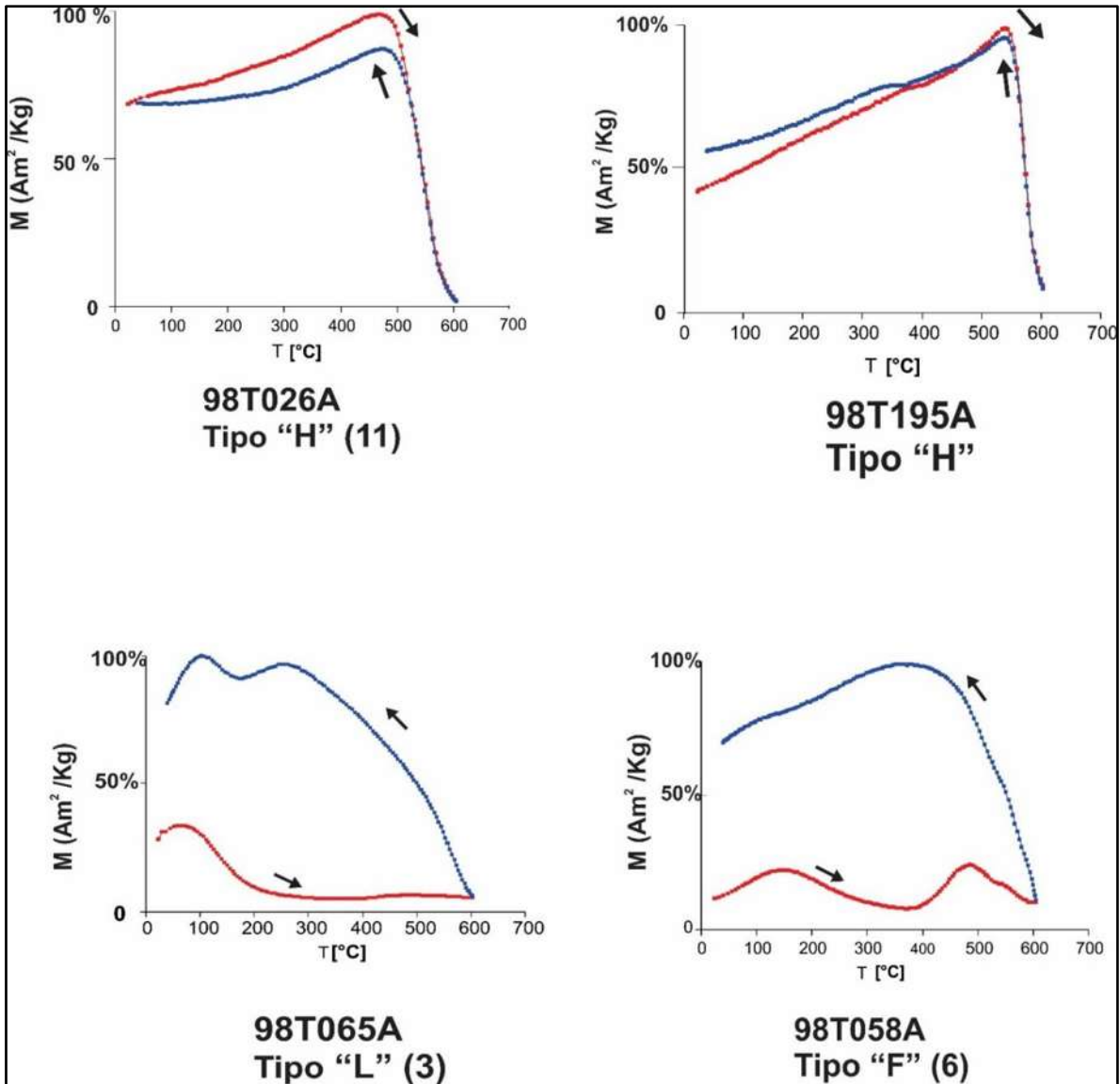


Figura 34: Curvas de campo k/t, muestras representativas. Las flechas indican curvas de calentamiento y enfriamiento.

Curvas tipo H: Se identifican, por presentar una sola temperatura de Curie en la curva de calentamiento (curva roja) así como la curva de enfriamiento (curva azul), lo que corresponde a Titanomagnetita pobre en Ti. Presentando un comportamiento prácticamente reversible con temperatura

Curie de 580°C. El 55% (11) de las muestras presentan este tipo de comportamiento.

Curvas Tipo L: Este tipo de comportamiento es irreversible, se caracteriza por presentar una sola fase de temperatura de Curie baja entre los 110° y 160°C para su curva de calentamiento, lo que corresponde a Titanomagnetita con contenido alto en Ti. El 15% (3) de los sitios corresponden a este tipo de curvas irreversibles.

Curvas tipo F: Para este tipo de comportamiento las curvas son totalmente irreversibles; presentan dos fases en la curva de calentamiento: una fase con temperatura de Curie baja de 140° y 230°C y otra con temperatura de Curie alta entre los 500°C. La curva de enfriamiento muestra la última componente, haciéndola un tipo de curva irreversible. El 30% (6) de las muestras son de este tipo de comportamiento.

5.2. Resultados paleomagnéticos

Se utilizó la técnica de campos alternos (AF) para realizar la desmagnetización magnética (explicada en el capítulo anterior). En total se desmagnetizaron 117 especímenes de 20 flujos de lava emplazados consecutivamente, que son objeto de este estudio. Con un promedio de 6 a 7 muestras por sitio, logrando tener éxito en todas las desmagnetizaciones, así como una buena estabilidad magnética en la adquisición de las componentes de la dirección de la magnetización remanente característica (ChRM) de las muestras que se analizaron. Con esta información proporcionada se permitió conocer la ubicación del polo geomagnético virtual (VGP) y así evaluar la continua evolución del CMT en el registro que guardo la secuencia de lava estudiada.

El 95% de los sitios presenta una sola componente estable con tendencia hacia el origen (**Figura 35**). El 5% de los sitios (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) durante el comienzo de la desmagnetización se percibe un pequeño ruido viscoso que logra ser removido dentro de los primeros incrementos de intensidad (05-35 mT). Finalmente, mediante esta técnica se obtuvieron con éxito las paleodirecciones de cada flujo de lava, con el cálculo de parámetros estadísticos con ayuda de la estadística fisheriana. En esta secuencia volcánica los resultados paleomagnéticos muestran una sucesión de 20 polaridades inversas de la base a la cima. Con una dirección media: **D = 200.1°**, **I = -61.5°** **N =20**; **Alfa 95= 3.1**; **k = 114** . Y un polo geomagnético virtual correspondiente de **VGP lat: 75.1°**, **VGplong: 122.1°**, **Alfa 95= 3.1**

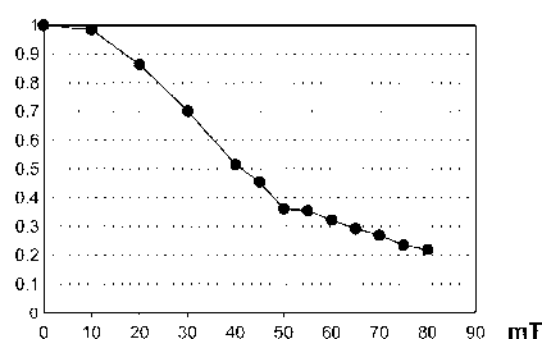
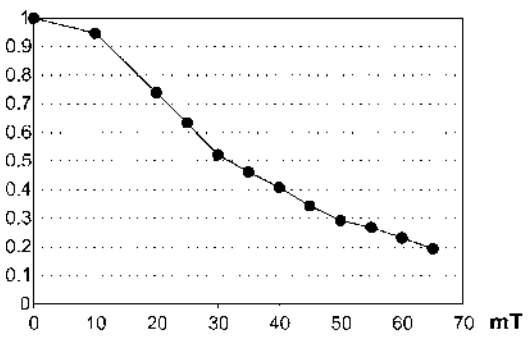
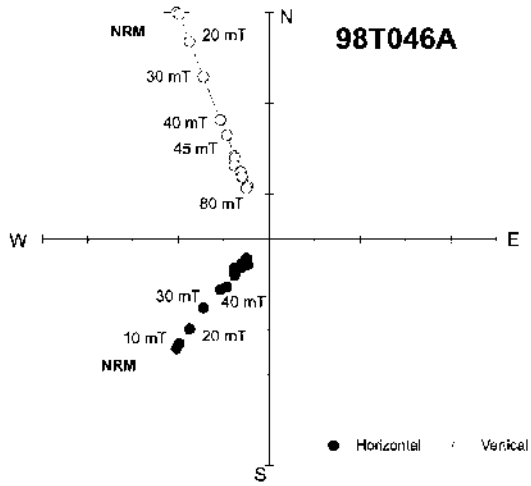
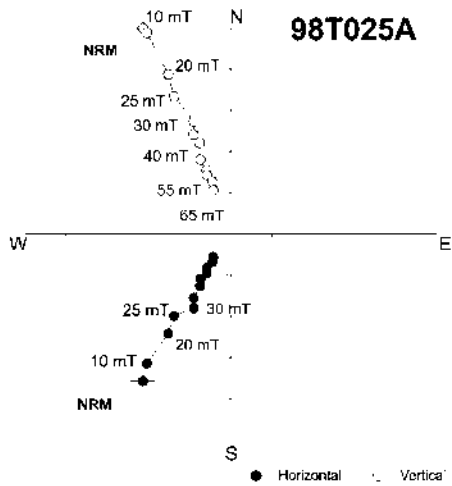


Figura 35: Diagramas ortogonales Zijderveld, muestra 98T025A y muestra 98T046A.

En los diagramas ortogonales Zijderveld se representa la muestra de la colada dos (98T025A), la desmagnetización es estable, con una intensidad máxima de 65 mT donde prácticamente quedo desmagnetizada. Caso muy similar con la colada cuatro (98T046A), la cual presenta un buen lavado magnético, su intensidad máxima fue de 80 mT.

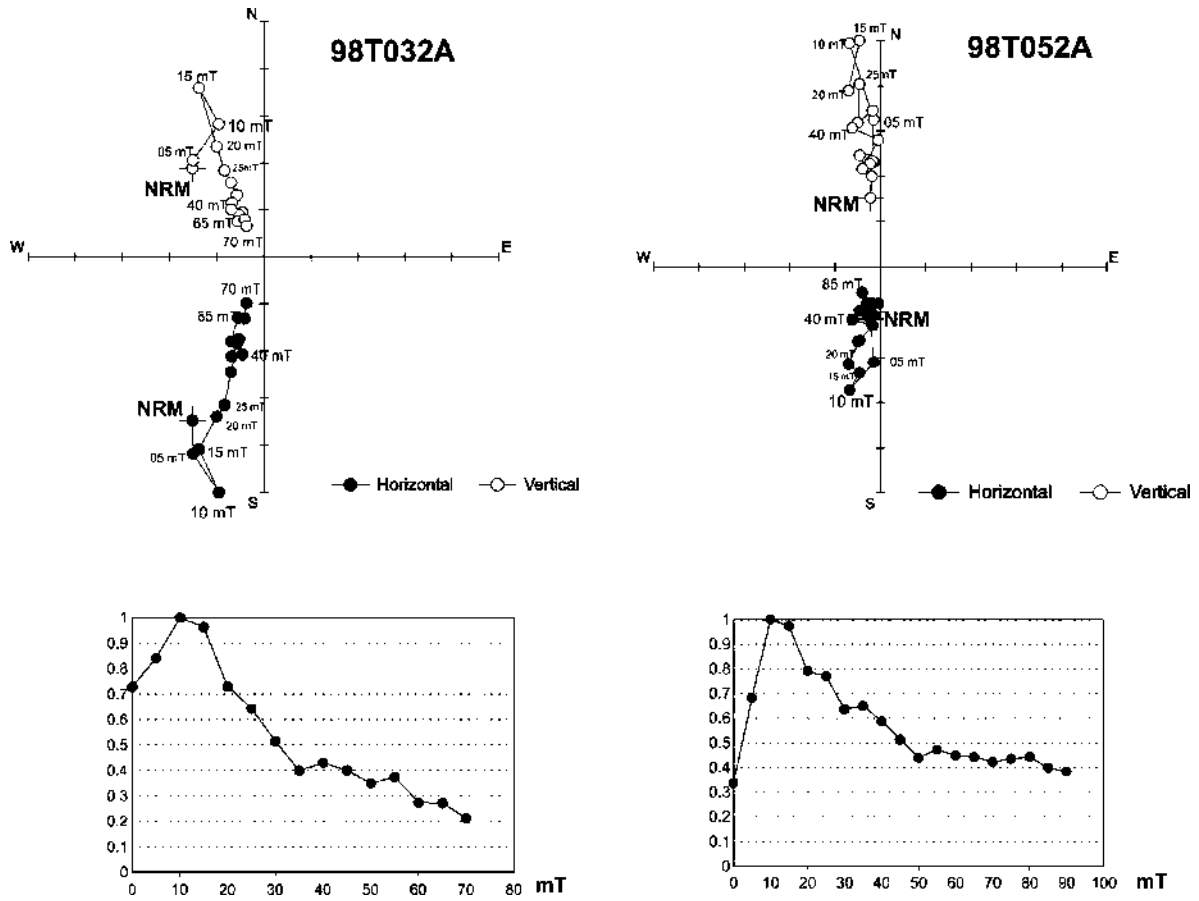


Figura 36: Diagramas ortogonales Zijdeveld. Para la muestra; 98T032A, 98T052A

Estos dos ejemplos de gráficos ortogonales muestran que la desmagnetización presenta una segunda componente paleomagnética, donde se aislar de la componente principal en los primeros pasos de intensidad 05- 35 mT.

Tabla 2: Promedio de paleodirecciones para este estudio

Flujo	Edad	Dec	Inc	A95	n/N	K	R	VGP LAT°S	VGP LONG°E	dP	dm
Tol 25		189.5	-67.9	3.5	6/6.	371	5.9	78.5	74.7	4.9	5.8
Tol 19	1.7 M.a	171.1	-58.5	4.6	6/6.	209	5.9	82.9	118.0	5.1	6.9
Tol 18		203.4	-62.3	8.1	6/6.	69	5.9	72.7	118.5	9.9	12.7
Tol 17		207.8	-66.8	4.9	6/6.	192	5.9	69.1	101.7	6.6	8.0
Tol 16		204.6	-62.5	6.2	6/6.	117	5.9	71.8	117.7	7.6	9.7
Tol 15		191.9	-61.0	5.1	6/6.	173	5.9	81.1	126.0	6.0	7.8
Tol 14		176.5	-59.5	5.8	6/6.	132	5.9	87.1	110.0	6.6	8.8
Tol 13		191.8	-69.1	4.6	6/6.	210	5.9	76.3	105.2	6.7	7.9
Tol 12		196.0	-51.3	4.9	5/5.	241	4.9	74.1	164.7	4.6	6.7
Tol 11		204.0	-61.8	4.1	5/5.	344	4.9	72.2	120.4	4.9	6.4
Tol 10		204.0	-64.8	3.1	6/6.	454	5.9	72.1	108.1	4.1	5.1
Tol 9		201.9	-59.0	2.9	6/6.	549	5.9	66.6	127.1	3.2	4.3
Tol 8		201.0	-61.2	3.3	6/6.	415	5.9	74.4	123.1	3.9	5.1
Tol 7		211.0	-52.3	6.2	6/6.	116	5.9	64.0	142.4	5.9	8.6
Tol 6		193.8	-62.1	5.3	6/6.	163	5.9	79.7	118.1	6.4	8.2
Tol 5	1.9 M.a	219.3	-64.1	6.0	6/6.	124	5.9	61.5	111.1	7.7	9.6
Tol 4		221.7	-61.9	6.3	6/6.	113	5.9	59.5	115.9	7.6	9.8
Tol 3		202.9	-57.4	3.9	5/6.	390	4.9	71.3	151.5	9.4	13.6
Tol 2		195.3	-55.3	6.7	6/6.	100	5.9	76.8	153.4	6.8	9.6
Tol 1		205.3	-59.7	7.4	6/6.	82.2	5.9	70.9	127.8	8.4	11.2
Promedio		200.1	-61.5	3.1	20	114	19.8	75.1	122.1		

Dec: Declinación, **Inc:** Inclinación. **K:** parámetro de precisión, **α95:** radio del cono de 95% confianza de la estadística de Fisher, **VGP Lat.:** Latitud del polo geomagnético virtual, **VGP Long:** longitud del polo geomagnético virtual asociado a cada sitio; **dp:**

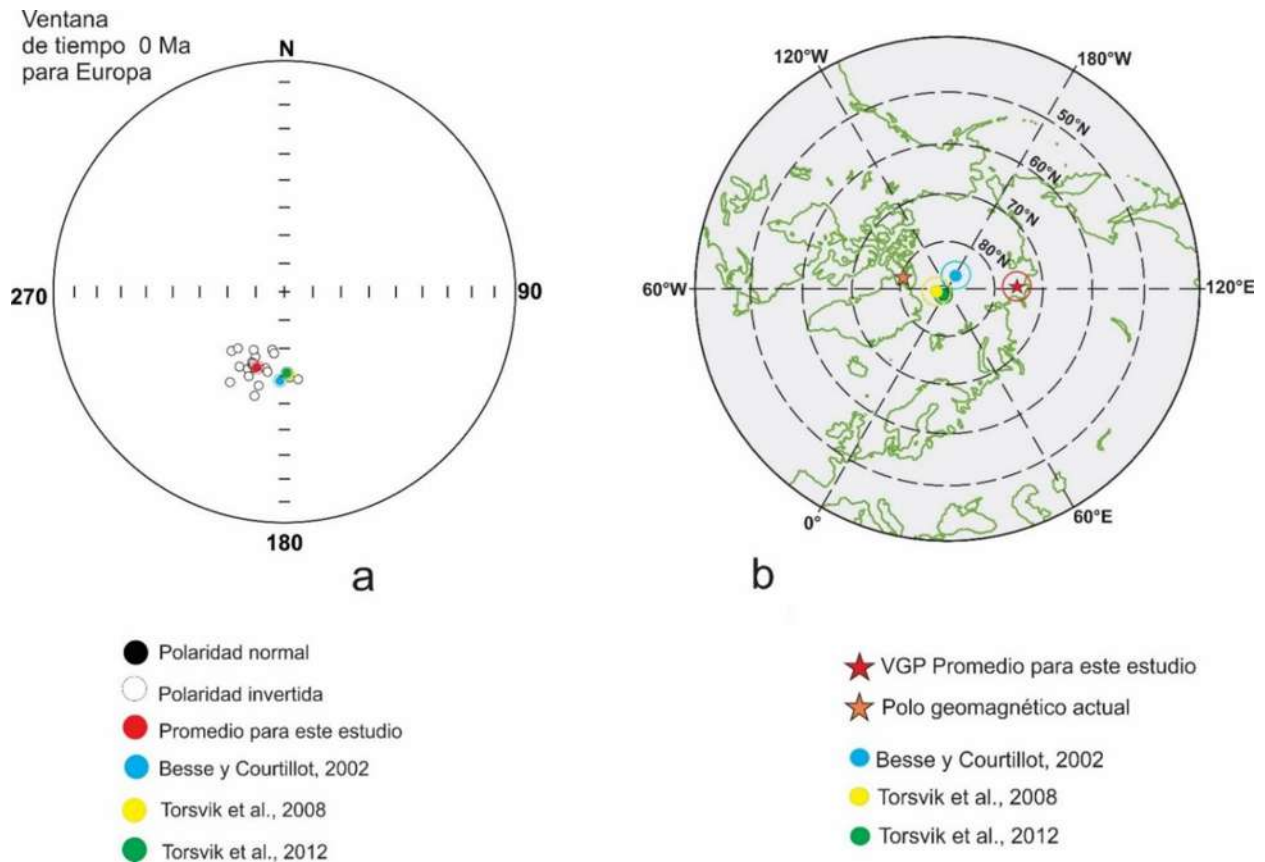


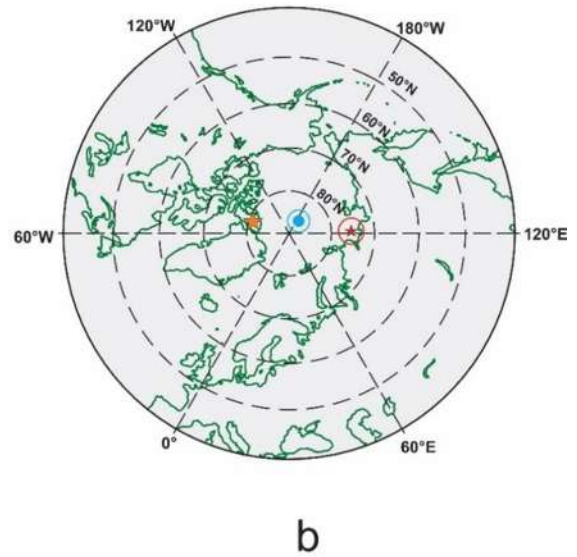
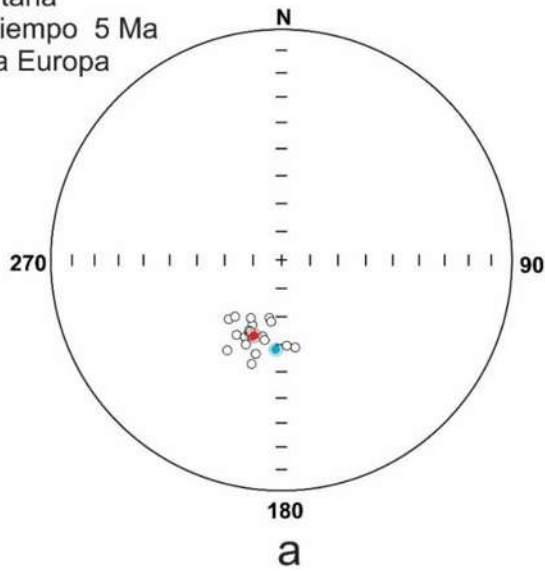
Figura 37: Proyección del promedio general para este estudio y la edad de tiempo esperada de 0 M.a para Europa.

La

Figura 37 a, muestra la proyección promedio general para este estudio y la comparada con el cratón de Europa en una ventana de tiempo de 0 M.a. De acuerdo a la dirección esperada de Besse y Courtillot, 2002, hay una rotación de $17.2^\circ \pm 6.91$. Para Torsvik et al., 2008, la rotación que se determinó fue de $23.4^\circ \pm 7.1$. y para Torsvik et al., 2012, se observó una rotación de $21.7^\circ \pm 6.06$. La

Figura 37 b, muestra la proyección de los polos, de cada dirección esperada así como la de este estudio y la del polo actual.

Ventana de tiempo 5 Ma para Europa



- Polaridad normal
- Polaridad invertida
- Promedio para este estudio
- Besse y Courtillot, 2002

- ★ VGP Promedio de este estudio
- ★ Polo geomagnético actual
- Besse y Courtillot, 2002

Figura 38: Proyección del promedio general para este estudio y la edad de tiempo esperada de 5 M.a.

La Figura 38 a, muestra la proyección promedio general para este estudio y la comparada con el cratón de Europa en una ventana de tiempo de 5 M.a. De acuerdo a la dirección esperada de Besse y Courtillot, 2002, hay una rotación de $16.4^\circ \pm 6.51$. En la **Figura 38 b**, se observa los respectivos polos.

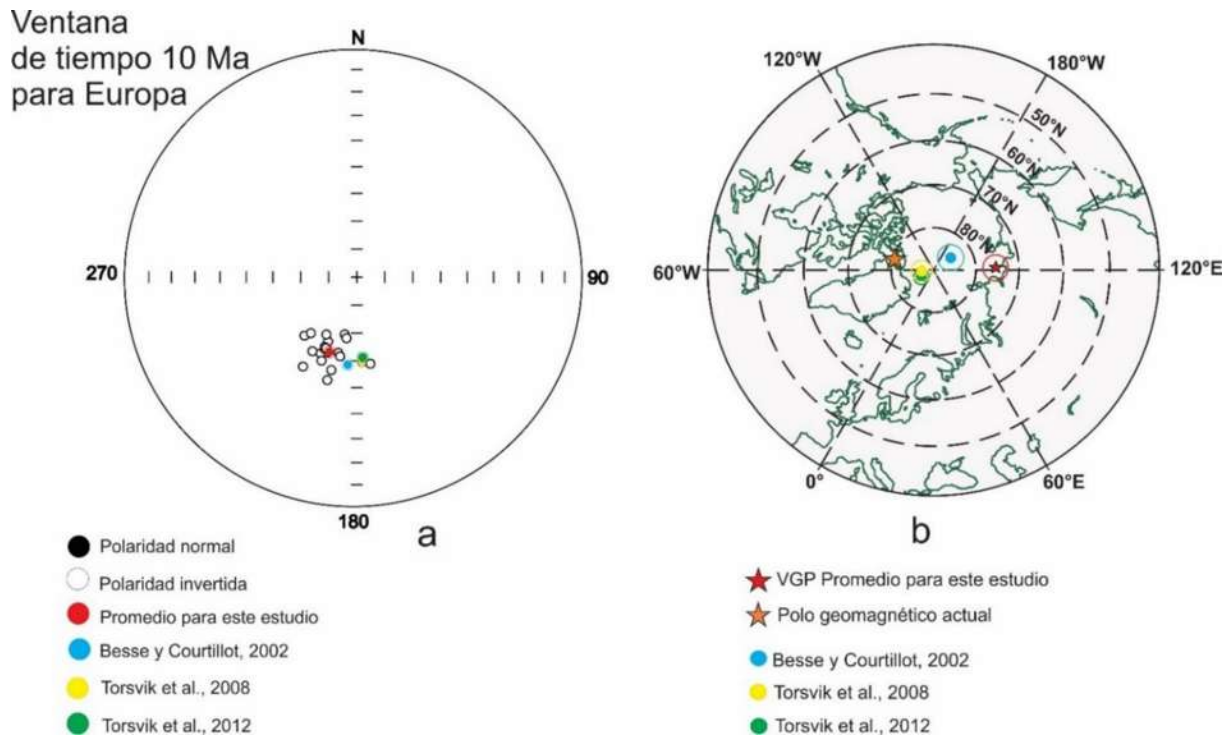


Figura 39: Proyección del promedio general para este estudio y la edad de tiempo esperada de 10 M.a para Europa.

En la

Figura 39 a, se puede observar la proyección promedio general para este estudio y la comparada con el cratón de Europa en una ventana de tiempo de 10 M.a. De acuerdo a la dirección esperada de Besse y Courtillot, 2002, hay una rotación de $14.2^\circ \pm 7.2$. Para Torsvik *et al*, 2008, la rotación que se determinó fue de $23.8^\circ \pm 6.5$, y para Torsvik *et al*, 2012, se observó una rotación de $24.4^\circ \pm 5.9$. La

Figura 39 muestra la proyección de los polos, de cada dirección esperada así como la de este estudio y la del polo actual.

5.3 Polo geomagnético virtual (VGP)

La magnetización adquirida por los flujos de lava, guarda la historia del campo magnético, estas paleodirecciones muestran el polo geomagnético virtual que corresponde a la posición del polo geomagnético en el instante en que la roca adquirió su magnetización. Los resultados de paleodirecciones se expresan en términos de paleo polos, que se calculan utilizando el dipolo axial geocéntrico, como modelo de campo dipolar. Para este estudio, la secuencia Toloshi tiene un polo geomagnético virtual correspondiente de **VGPlat: 75.1° N, VGplong: 122.1 E. α : 3.1.**

Los análisis paleomagnéticos llevados a cabo en rocas volcánicas del Cáucaso son de gran interés geológico y tectónico. Las direcciones paleomagnéticas son un buen medio para obtener información sobre las posibles rotaciones tectónicas experimentadas en el pasado.

Comparando el polo obtenido en este estudio con la ruta de desplazamiento polar aparente (APWP) para una ventana de 0, 5 y 10 M.a para Europa determinada por Besse y Courtillot. (2002); Torsvik *et al.* (2008) y Torsvik *et al.* (2012). Se observa una diferencia entre los datos paleomagnéticos. Esta distribución de cálculos paleomagnéticos puede ser debido a posibles movimientos tectónicos posteriores al emplazamiento de las lavas, como consecuencia de una zona activa. **Tabla 4.**

Tabla 3: Direcciones calculadas esperadas para este estudio y el cratón de Europa

Referencia	Dec	Inc	R	ΔR	F	ΔF
Este estudio	200.1	-61.5				
Besse y Courtilot, 2002 (0) M.a	182.9	58.3	17.2	6.91	-3.2	3.45
Besse y Courtilot, 2002 (5) M.a	183.7	58.4	16.4	6.51	-3.1	3.23
Besse y Courtilot, 2002 (10) M.a	185.9	58.4	14.2	7.02	-3.1	3.50
Torsvik et al., 2008 (0) M.a	176.7	60.4	23.4	7.13	-1.1	3.45
Torsvik et al., 2008 (10) M.a	176.3	60.1	23.8	6.56	-1.4	3.18
Torsvik et al., 2012 (0) M.a	178.4	61.3	21.7	6.06	-0.2	2.90
Torsvik et al., 2012 (10) M.a	175.7	61.2	24.4	5.98	-0.3	2.86

Tabla 4: Resumen de la posición de los VGP previamente reportados para Europa, que corresponde a los últimos 0, 5, 10 M.a y sus autores.

Referencia	VGPlat° N	VGPlong° E	A95°	
Este estudio		75.1	122.1	3.1
Torsvik et al., 2008 (0) M.a		87.6	313.6	3.0
Torsvik et al., 2012 (0-5) M.a		88.5	353.9	1.9
Besse y Courtilot, 2002 (0) M.a		86.7	178.7	3.0
Besse y Courtilot, 2002 (5) M.a		86.3	172.0	2.6
Torsvik et al., 2008 (10) M.a		87.2	305.0	2.5
Torsvik et al., 2012 (10) M.a		86.7	330.0	1.8
Besse y Courtilot, 2002 (10) M.a		85.0	155.7	3.1

5.4 Petrografía de láminas delgadas.

El estudio petrográfico de la secuencia volcánica Toloshi, se desarrolló a partir de 8 láminas delgadas correspondientes. Los resultados de la descripción petrográfica en láminas delgadas, demostraron las siguientes características (Figura 40-Figura 41).

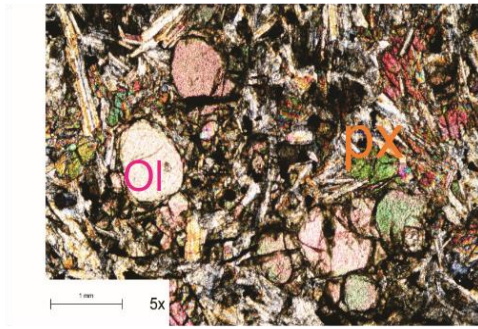
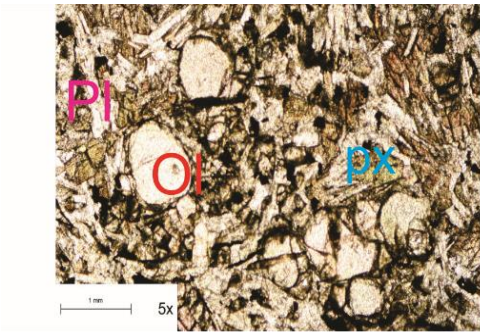
Las láminas presentan una textura intergranular a microlítica, los minerales principales son plagioclasas, olivinos y piroxenos (clinopiroxenos). La matriz está compuesta por prismas de plagioclasas (minerales blancos). Las plagioclasas forman un 80% de la roca, presentan una forma elongada, con colores de interferencia de primer orden a grises. Los minerales de olivinos en nicols paralelos son incoloros, se distinguen por un alto relieve y fracturas, en nicols cruzados muestran colores de interferencia altos (verdes, rosas, amarillos). La alteración de los olivinos en sus bordes pasa a ser iddingsita. Los piroxenos clinopiroxeno (cristales marrones claro de alto relieve) en nicols paralelos son incoloros a amarillo-verdoso, presentan un relieve moderado en algunas muestras se observa como engloban de manera subofítica, prismas de plagioclasas, en nicols cruzados presentan colores de interferencia media a altos amarillo, rosa. y opacos. El vidrio volcánico forma parte de la matriz de la roca (color negro).

De los flujos de lava, comenzando de la muestra TOL-1-6 A a la muestra Tol 7-8 A (Figura 40) se puede observar que los cristales de olivino son más pequeños a su vez mas cantidad de óxidos, respecto a los flujos que van de Tol-13-4 A - flujo Tol 19-6 A (Figura 41), los minerales que se observan en esta imagen, muestran a los olivinos con un mayor tamaño y menos óxidos.

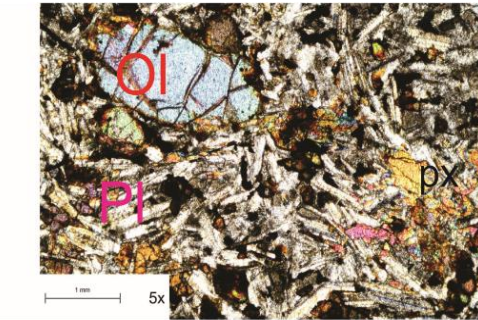
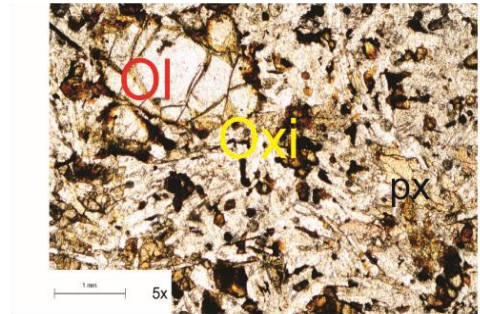
La secuencia de lavas Toloshi de acuerdo a la edad proporcionada por el Dr. Lebedev 2017, demuestran una edad radiométrica por $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 1.9 M.a para la parte inferior y 1.7 M.a parte superior de la secuencia de las coladas de lava, se ubican en la cuarta fase del magmatismo Pleistoceno que describe Lebedev ., et al 2008, en la meseta Djavakheti. Los flujos se diferencian cada uno de ellos por la presencia de paleosuelos entre cada colada.



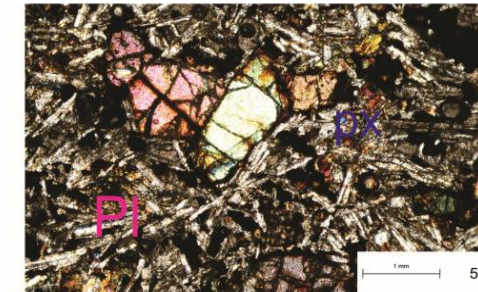
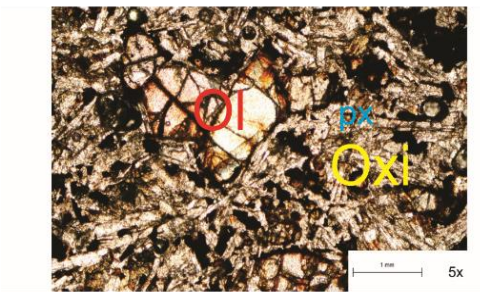
Figura 40: Lamina microscopio, lado izquierdo nicoles paralelos.



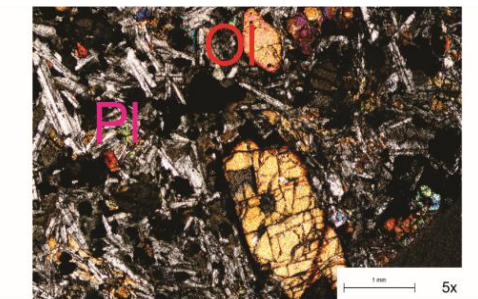
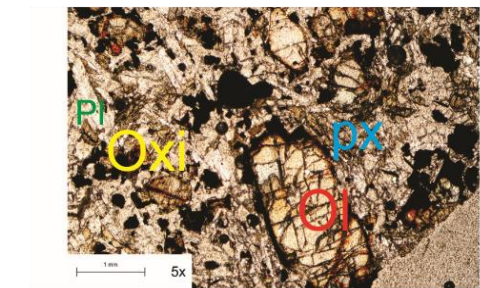
Flujo
Tol13-4A



Flujo
Tol15-4A



Flujo
Tol16-2A



Flujo
Tol19-6A

Figura 41: Lamina delgada al microscopio, lado izquierdo nicoles paralelos.

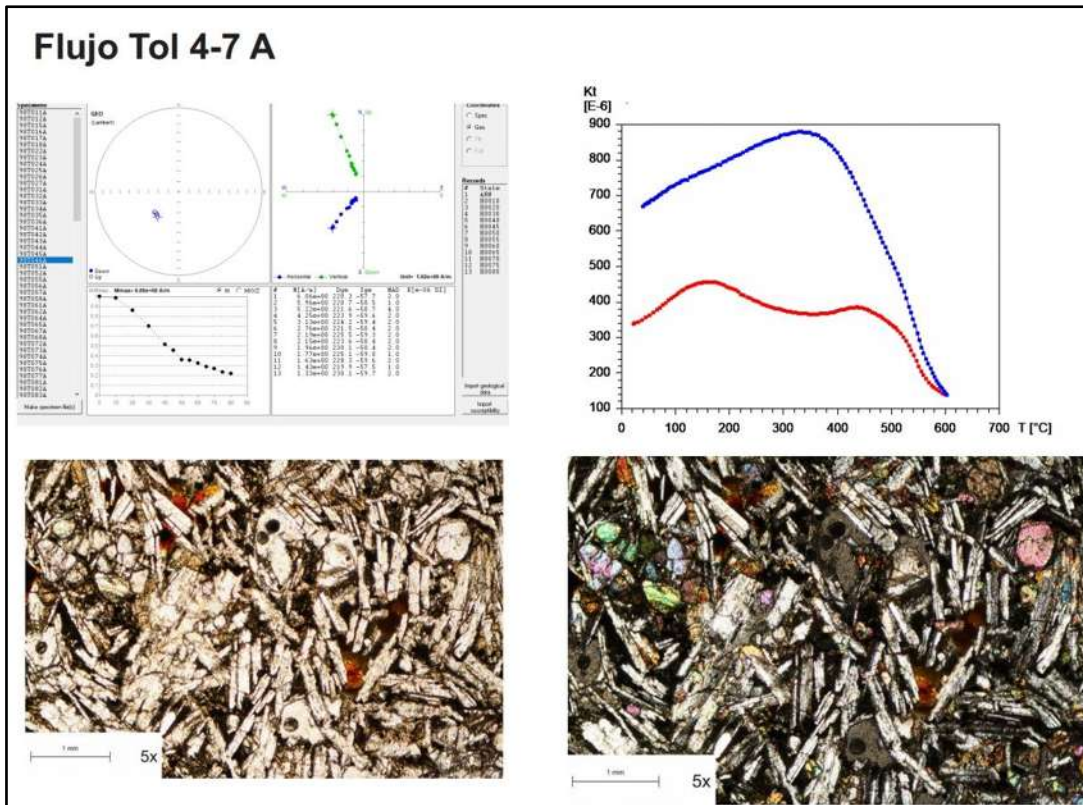


Figura 42: Flujo Tol 4-7 A

La Figura 42 muestra la desmagnetización por campos alternos del espécimen 4-6 A del flujo 4 y la curva termomagnética de enfriamiento y calentamiento del mismo flujo. En la parte inferior se observan minerales al microscopio que forman la roca. Esta imagen muestra el tamaño de los olivinos más pequeños y la presencia de óxidos en la muestra. La curva termomagnética presenta un comportamiento irreversible, en las líneas de calentamiento y en la línea de enfriamiento. La desmagnetización de esta muestra necesito una intensidad de 80 mT, para ser desmagnetizada, presentando una desmagnetización estable.

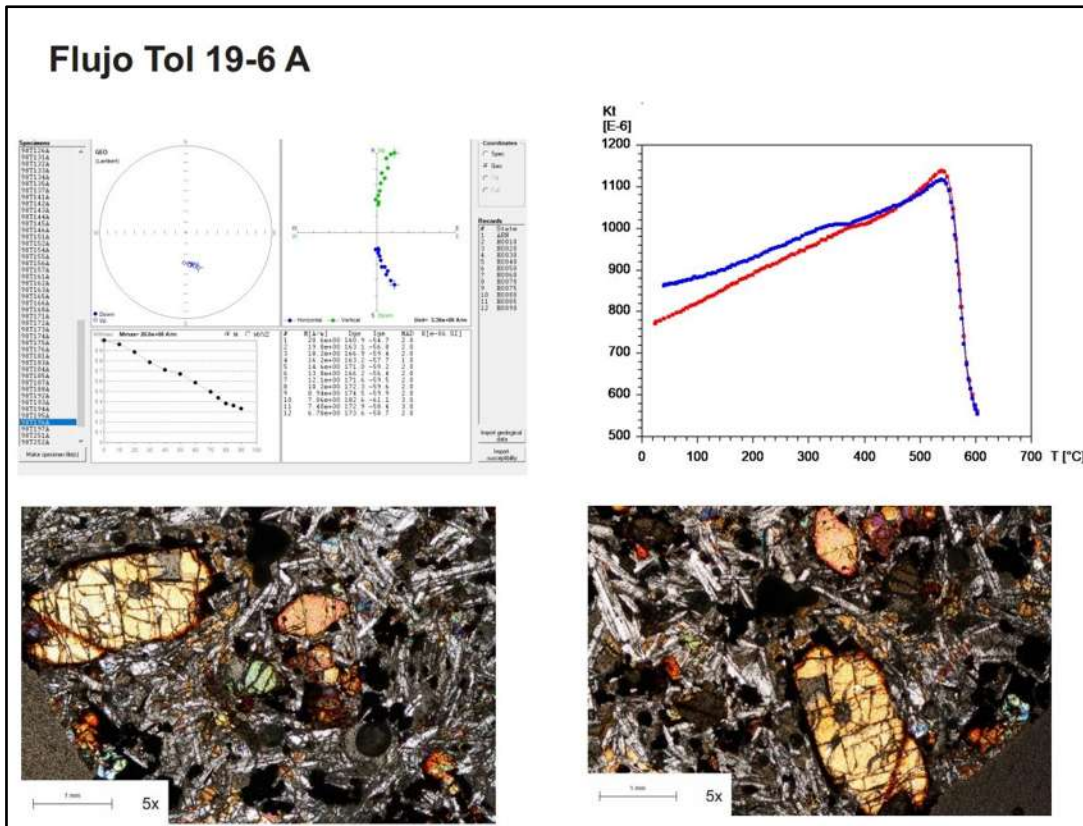


Figura 43: Flujo Tol 19-6 A

En la Figura 43 se observa la desmagnetización del espécimen y muestra Tol 19-6 A, su curva termomagnética de enfriamiento y calentamiento de la muestra del flujo de lava 19. En la parte inferior se distinguen sus minerales al microscopio. La desmagnetización del flujo 19 presenta requirió de un voltaje total de 90 mT para poder ser desmagnetizada, siendo muy estable. La curva de enfriamiento y calentamiento presento un comportamiento totalmente reversible. Los minerales de olivinos son de un tamaño moderado, fracturados y con una alteración a iddingsita.

Discusión

La meseta Neovolcánica Djavakheti, ubicada en el Cáucaso Menor en Georgia, ha sido objeto de diferentes estudios paleomagnéticos, al guardar la magnetización termoremanente en sus flujos de lava de edad Plio-Pleistocena, estos han registrado las variaciones del campo magnético, manifestando cierta inestabilidad de índole geomagnética. Esta investigación tiene como principal objetivo estudiar las variaciones del campo magnético registradas en la secuencia de lavas consecutivas cerca de la localidad Toloshi de Georgia.

Estudios previos, para la misma edad a la secuencia volcánica estudiada (1.73 M. a) mostraron datos similares, respecto a los datos que se obtuvieron en el presente estudio. (Caccavari, 2014) estudio la secuencia volcánica Saro, formada por 39 coladas de lava, las paleodirecciones obtenidas fueron $D:202.2$, $I: -60.6^\circ$, $\alpha_{95}: 2.0^\circ$ En la secuencia volcánica Khertvissi adyacente a la secuencia Toloshi, formada por 21 coladas de lava, se determinó una paleodirección $D: 189.5^\circ$, $I: -56.1^\circ$, $\alpha_{95}: 2.3^\circ$ (Sebastián, 2018). El presente estudio presentó una paleodirección $D = 200.1^\circ$, $I = -61.5^\circ$, $\alpha_{95}: 3.1^\circ$, en una secuencia de 20 flujos de lava. Con estos resultados de estudios previos y el obtenido en el presente trabajo, se infiere que los resultados son confiables y de alta calidad así mismo el registro de polaridad geomagnética invertida bien definida en todos los flujos de las secuencias mencionadas y la de este estudio y la baja dispersión en sus alfas, sugieren que el emplazamiento fue rápido.

Para la secuencia consecutiva de flujos de Toloshi, la mayor parte de las muestras en las curvas termomagnéticas, presentan comportamiento de tipo reversible lo que sugiere la presencia Titanomagnetita pobre en titanio como el principal mineral portador de la magnetización, así como una buena estabilidad térmica. Las curvas de comportamientos irreversibles se deben a la alteración de minerales magnéticos presente en la roca, así como a la nueva formación de minerales magnéticos.

La zona del Cáucaso Menor, forma parte de lo que se conoce como ciclo de Wilson, su desarrollada formación se ubica en la etapa de poscolisión, esta se caracteriza por formaciones volcánicas. Como consecuencia de la intensa actividad tectónica que se ejerce de manera regional en la zona de estudio, la convergencia de las placas, Euroasiática con la África-Arábica, a una velocidad de 20-30 mm/año (Reiliger,2006) y la eyección lateral del bloque Iraní en el Este y del Bloque Anatólico al Oeste (Dylek *et al.*, 2010). El desarrollo del vulcanismo, para el área de estudio se formó en la etapa postcolision, este vulcanismo se caracterizó en dos fases de diferentes periodos; el primero abarca el Mioceno-Plioceno Temprano y el segundo Plioceno – Cuaternario. (Adamia *et al.*, 2008, 2011), siendo la segunda fase la de importancia en este trabajo.

Lebedev *et al.*, 2008 realizan un estudio del vulcanismo en la meseta de Djavakheti estudiando la segunda fase mencionada anteriormente (Plioceno-Cuaternario), donde clasifican la actividad magmática en 5 fases, en un periodo de 3.75-1.55 M.a. De acuerdo a la edad que se tiene para este estudio (1.9-1.7 M.a) se ubica en la cuarta fase del magmatismo Plioceno.

De acuerdo a la geología estructural de la región de estudio y lo publicado por (Adamia *et al.*, 2008) mencionan que el emplazamiento del vulcanismo se caracteriza por estructuras de extensión, fallas transversales de orientación (NW-SE y NE-SW) con componente laterales. Favoreciendo a la formación y ascenso del vulcanismo de la zona.

Si las rocas estudiadas se han movido o han sufrido rotaciones, después de la deposición debido a movimientos tectónicos, la dirección paleomagnética registradas al momento de su formación, difiere de la posición actual. (comparación de polos y paleodirecciones esperadas). Para estas rocas, el paleo polo en coordenadas geográficas modernas, parece haber " vagado " de algún pasado en la posición del Polo norte geográfico actual. Es crucial utilizar el marco de referencia apropiado al estimar una paleo latitud relativa a la Tierra ' eje de rotación los utilizados en el presente estudio fueron Besse y Courtillot (2002), Torsvik *et al.*, 2008, 2012. Los resultados obtenidos de la secuencia Toloshi, determinaron un polo

paleo magnético VGP lat: 75.1° , VGplong: 122.1 , Alfa $95= 3.1$. Este polo se comparó con la curva de deriva polar aparente para Europa determinada por Besse Y Courtillot (2002) (0-5-10 M.a) y Torsvik *et al.*, 2008 (0-10) M.a

Para determinar el movimiento tectónico, por medio de datos paleomagnéticos es complementado, comparando los resultados obtenidos para la declinación y la inclinación de las unidades estudiadas, (D0 y I0) con los valores de declinación e inclinación esperados, (DEX y IEX). Empleando las direcciones obtenidas en la APWP de Besse y Courtillot, 2002; para la ventana de 0 M.a, se obtiene, una rotación vertical de R: $17.2^\circ \pm 6.9^\circ$ y para la ventana de 5 M.a se observa una rotación de $16.4^\circ \pm 6.51^\circ$, basadas en la edad para este estudio de (1.7-1.9 M.a). Utilizando las direcciones obtenidas por Torsvik *et al.*, 2012, para una ventana de 0 M.a se obtiene una rotación vertical es de R: $21.7^\circ \pm 6.06$. Estas diferencias observadas para el presente estudio están ligadas a la activa zona de subducción donde se emplazaron las coladas de lava, y donde las rotaciones tectónicas son evidentes. El resultado de la polaridad inversa, observada en la secuencia volcánica está bien definida, con un $\alpha_{95}: 3.1^\circ$. Por otro lado, la edad de la secuencia Toloshi (1.7-1.9 M.a) se ubica en el periodo de Olduvai de la escala magneto estratigráfica de Cande y Kent (1995).

Estudios previos para Olduvai sugieren que la parte superior (1.7 M.a) de este subcron no está muy bien definida, (Tric *et al.*, 1991, Lee et al., 1992, Yang et al., 2007) e infieren que para la parte superior del subcron está determinado por una sucesión de polaridades N-I-N. Así debido a los resultados obtenidos para este estudio junto con los estudios previos soportan la existencia de zonas de polaridad inversa para un subcron de polaridad normal. Con estos resultados previos y el que se obtuvo en el presente estudio, soportan la existencia de una zona de polaridad Inversa en la parte superior del subcron olduvai que inicialmente tiene polaridad normal.

Tomando las edades de la parte superior de las secuencias de Toloshi, Saro y Khertvissi, (1.7+- M.a) el resultado de las paleodirecciones mostro una muy baja dispersión, esto sugiere que el emplazamiento de los flujos de lava fue relativamente

rápido, los resultados de las curvas termomagnéticas muestran el comportamiento reversible para la mayoría de las muestras, la exitosa desmagnetización en toda la secuencia, añadiendo la descripción de láminas delgadas se puede determinar que pertenece a un posible cuerpo volcánico emplazado, la edad que se encuentra en la parte superior, de la secuencia, está marcada por la última etapa de erupción. Zijdeveld et al. (1991) mencionan dos opciones para la parte superior del subcron Olduvai, la Opción I, tiene una duración de 115 ka, seguido de sucesiones cortas (N-I-N) en el mismo subcron de Olduvai. La Opción II, posiciona a Olduvai con una duración de 160 ka, lo que implica un corto intervalo invertido en su parte superior. La última opción está en acuerdo con la posición y la edad del límite superior de Olduvai, lo que implica que el subcron Olduvai, tiene un corto intervalo invertido en su parte superior. Con los estudios previos mencionados (Saro y Khertvisii) y la del presente estudio se refuerza la teoría que el Evento Olduvai presenta un subcron dentro de un subcron, o de otra manera reafirmar la edad para el subcron de polaridad Normal Olduvai.

Conclusiones

- Los datos que se obtuvieron en este estudio, proporcionaron un registro confiable de la variación de campo geomagnético, en el periodo de 1.7 a 1.9 M.a.
- Los experimentos paleomagnéticos permitieron obtener paleodirecciones, observando una polaridad inversa y una dirección media; **D = 200.1°, I = -61.5° N =20; Alfa 95= 3.1; k = 114.**
- Se determinó un polo geomagnético virtual promedio, correspondiente a las direcciones medias: **VGP lat: 75.1°, VGplong: 122.1, Alfa 95= 3.1.** Basado en los resultados que se obtuvieron en el presente estudio se determinó que existe una rotación entre 17.2° +- a 21.17° +-6.1° si se le compara con la curva sintéticas de referencia propuesta por Torsvik et al., 2012; Besse y Courtillot, 2002, para una ventana de 0 M.a. Cuando se compara la declinación observada y la esperada, D_o y D_x , y para la inclinación I_o y I_x . Estas diferencias observadas para el presente estudio están ligadas a la activa zona de subducción donde se emplazaron las coladas de lava, y donde las rotaciones tectónicas son evidentes.
- Los resultados de los experimentos de susceptibilidad en función de la temperatura curvas k/t muestran dos tipos de comportamientos; uno reversible (H) e irreversible(L-M), para el primero corresponde el 55% de las muestras (11) observando una sola fase ferromagnética cercana a los 570° la cual es compatible a Titanomagnética baja en Titanio. Para las muestras de comportamiento irreversible (L-M) representan el 45% de las muestras (9) presentan dos fases;
- El registro de polaridad invertida obtenida de la secuencia Toloshi está bien definida presentando una baja dispersión α_{95} : 3.1 °, lo que sugiere que el emplazamiento fue relativamente rápido. En la parte inferior de esta secuencia se determina una edad de $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ de 1.9 M.a mientras que para la parte superior es de 1.7 M. a. esta edad coincide con la edad del subcron de polaridad normal Olduvai. Estudios previos para Olduvai sugieren que la parte superior (1.7 M. a) de este subcron aun esta pobremente definida, (Tric et al., 1991, Lee et al., 1992, Yang et al., 2007) e infieren que para la parte superior del subcron está determinado por una sucesión de polaridades N-I-N. Así debido a los resultados obtenidos para este

estudio junto con los estudios previos soportan la existencia de zonas de polaridad inversa para un subcron de polaridad normal.

Bibliografía

- Adamia, S., Mumladze, T., Sadradze, N., Tsereteli, E., Tsereteli, N., & Varazanashvili, O. (2008). Late cenozoic tectonics and geodynamics of Georgia (SW Caucasus). *Georgian International Journal of Science and Technology*, 77-107.
- Adamia, S., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A., & Gventsadze, A. (2011). Geology of the Caucasus: A Review. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 489-544.
- Avagyan, A. S. (2005). Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. *Geodinamica Acta*, 311-330.
- Besse, J., & Courtillot, V. (2002). Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal. Geophys. Res.*, 10.1029/2000JB000050,.
- Borisova, G., & Sologashvili, J. (1985). The geomagnetic field intensity at the Gauss-Matuyama geomagnetic epoch boundary (according to volcanic rock magnetization of the thoki section). *Bull. Acad. Sci Georgian SSR.*, 3.
- Bullard, E. C., & Gellman, H. (1954). Homogeneous dynamos and terrestrial magnetism. *Royal Society of London*, 213-278.
- Butler, R. F. (1992). *PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. U.S.A: Blackwell Science Inc.
- C.Kissel, & Laj, C. (1989). A pattern of block rotations in central Aegea. *Kluwer academic publishers*, 115-129.
- Caccavari, A., Calvo Rathert, M., Gogichaisvili, A., & Vashakidze, G. (2011). Estudio paleomagnético y de magnetismo de rocas de la secuencia pliocénica de Saro (Georgia Cáucaso). *Latinmag Letter*, 6.
- Caccavari, A., Calvo-Rathert, M., Gogichaishvili, A., & Vashakidze, G. (2011). Estudio paleomagnético y de magnetismo de rocas de la secuencia pliocénica de Saro (Georgia, Cáucaso). *Latinmag letter*, 1-6.
- Calvo-Rathert, M., Gogichaishvili, A., Vashakidze, G., & Sologashvili, J. (2015). New paleomagnetic and paleointensity data from Georgia (Caucasus): a review. *Latinmag Letters*, 1-22.
- Calvo-Rathert, M., Gogitchaichvili, A., Bógalo, M. F., & Vegas-Tubía, N. (2011). A paleomagnetic and paleointensity study on Pleistocene and Pliocene basaltic flows. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 212-224.

- Camps, P., Ruffet, G., Shcherbakov, V., Goguitchaichvili, A., Prevot, M., & Shcherbakova, V. (1996). Paleomagnetic and geochronological study of a geomagnetic field. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 41-59.
- Cande, S. C., & Kent, D. (1995). Revised calibration of the geomagnetic timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 6093-6095.
- Cande, S., & Kent, D. (1992). A new geomagnetic polarity time scale for the late cretaceous and cenozoic. . *J.Geophys*, 34.
- E.Sharkov, Lebedev, V., Chugaev, A., Zabarinskaya, L., Rodnikov, A., Sergeeva, N., & Safonova, I. (2015). The Caucasian-Arabian segment of the Alpine-Himalayan collisional. *Geoscience Frontiers*, 513-522.
- Elsasser, W. M. (1946). Induction Effects in Terrestrial Magnetism Part I. Theory. *American Physical Society*, 106-116.
- Frisch, W., Meschede, M., & Blakey, R. (2011). *Plate Tectonics continental drift*. Berlin Heidelberg: Springer.
- Glatzmaier, G. A., & Roberts , P. (1995). A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature*, 2003-2008.
- Glatzmaier, G., & Coe, R. (2015). Magnetic Polarity Reversals in the Core. *Treatise on Geophysics*, 279-295.
- Goguitchaichvili, A., & Pares, J. M. (2000). A recognition palaeomagnetic study of volcanic. *Physics of Earth's Interior*, 183-186.
- Goguitchaichvili, A., Calvo Rathert,, M., Sologashvili, J., Morales, J., Soler , A., & Espinosa , M. (2011). reconnaissance magnetostratigraphy of Georgian Plio- Quaternary volcanic provinces (southern. *Geofísica Internacional*, 111-119.
- Grommé, C., Wright, T., & Peck , D. (1969). Propiedades magnéticas y oxidación de hierro-titanio en los lagos de lava Alae y Makaopuhi. *Geophys*, 74.
- Josep Gilbert, & Gibert Beotas, L. (2003). Yacimientos de vertebrados asociados al subcrón Olduvai en Europa, Cáucaso y Levante mediterráneo. *Coloquios de Paleontología*, 195-202.
- Kirschvink, J. (1980). The least-squares line and plane and analysis of paleomagnetic data. *Geophys J.R Astron. Sac* , 62.
- Kusu, C., Okada, M., Nozaki, A., Majima, R., & Wada, H. (2016). A record of the upper Olduvai geomagnetic polarity transition from a sediment core in southern Yokohama City, Pacific side of central Japan. *Progress in Earth and Planetary Science* volume, 205-219.

- Lanza, R., & Meloni, A. (2006). *The Earth's Magnetism*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer.
- Lebedev, V. A., Bubnov, S., Dudaoui, O., & Vashakidze, G. (2008). Geochronology of Pliocene Volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). *Stratigraphy and Geological Correlation*, 101-123.
- Lee, T. Q. (1992). Study of the Polarity Transition Record of the Upper. *Tao*, 503-518.
- Lepre, C. J., & Kent, D. (2010). New magnetostratigraphy for the Olduvai Subchron in the Koobi Fora Formation,. *Earth and Planetary Science Letters*, 362-374.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. U.S.A: Cambridge university press .
- McClelland, E., Courtillot, V., & Tapponier, P. (1986). Magnetotectonics. *Tectonics* , 5.
- McElhinny, M. W., & McFADDEN, P. (2000). *Paleomagnetism continents and oceans*. U.S.A: Academic press.
- Merrill, R. T., McElhinny, M., & McFadden, P. (1998). *The Magnetic Field of the Earth*. U.S.A: Academic press.
- Parés, J. M., & Goguitchaichvili, A. (2001). On the earliest human occupation in Europe: Paleomagnetism. *Geofísica Internacional*, 239-241.
- Philip, H., Gvishiani, A., & Gorshkov, A. (1989). The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics*, 1-21.
- Sánchez-Moreno, E. M., Calvo-Rathert, M., Gogichaishvili, A., Vashakidze, G., & Lebedev, V. (2017). New paleomagnetic data from the Dzhavakheti Highland volcanic region. *Geophysical Research*.
- Sebastián, J. D. (2018). *Evidencia de la polaridad geomagnética invertida registrada en flujos de lava del sur del Cáucaso*. Morelia, Michoacan.
- Singer, B. S., Brown, L., Rabassa, J., & Guillou, H. (2004). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Chronology of Late Pliocene and Early. *Timescales of the Paleomagnetic Field*, 176-189.
- Tauxe, L. (2010). *Essentials of paleomagnetism*. La Jolla CA: Scripps Institution of Oceanography.
- Tauxe, L. (2010). *Essentials of Paleomagnetism*. La Jolla, CA: Scripps Institution of Oceanography.
- Tauxe, L., Opdyke, N., Pasini, G., & Elmi, C. (1983). Age of the Plio-Pleistocene boundary in the Vrica section, southern Italy. *Nature*, 126-129.

- Tianshui Yang, Hyodo, M., Yang, Z., Ding, L., Li, H., Fu, J., . . . Mishima, T. (2008). Latest Olduvai short-lived reversal episodes recorded in Chinese loess. *Journal of geophysical research*, 510-526.
- Torsvik, T. H., Dietmar Muller,, R., Van der Voo,, R., Steinberger, B., & Gaina, C. (2008). Global plate motion frames: Toward a unified model. *Geophys*, 10.1029/2007RG000227.
- Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., V. Doubrovine, P., . . . M. Cocks, L. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 325-368.
- Tric, E., Laj, C., Jéhanno, C., Valet, J.-P., Kissel, C., Mazaud, A., & Iaccarino, S. (1991). High-resolution record of the Upper Olduvai transition from Po Valley (Italy) sediments: support for dipolar transition geometry? *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 319-336.
- Zijderveld, J., Collinson, D., Creer , K., & Runcorn, S. (1967). Desmagnetization of rocks analysis of results. *Methods in paleomagnetism* . 32.
- Zijderveld, J., Hilgen, F., Langereis, C., Verhallen, P., & Zachariasse, W. (1991). Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the upper. *Earth and Planetary Science Letters*, 697-714.