BENEMÉRITA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE PUEBLA

FACULTAD DE INGENIERÍA

COLEGIO DE GEOFÍSICA

ESTUDIO PALEOMAGNETICO Y DE ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA PARA LA DETERMINACIÓN DE LA DIRECCIÓN Y CONTEMPORANEIDAD DE LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS DEL MIEMBRO B, SIERRA DE JUÁREZ, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO.

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA
LILIA ISABEL DURÁN ORTEGA

DIRECTOR DE LA TESIS
M.C. JULIO CESAR GONZÁLEZ HERNÁNDEZ

DIRECTOR EXTERNO DE LA TESIS
DR. EDGARDO CAÑON TAPÍA

PUEBLA, PUE.

2020

AGRADECIMIENTOS

A mi familia

Esta tesis va dedicada especialmente a mi familia, porque fueron los que siempre estuvieron conmigo apoyándome incondicional y económicamente para que pudiera terminar mi Licenciatura.

A mi madre, por ser mi mejor amiga y estar conmigo apoyándome incondicionalmente en todos los momentos buenos y malos durante mi carrera.

A mi padre, por ser mi ejemplo a seguir y apoyarme económicamente sacrificando momentos juntos.

A mi hermano Luis Alonso, por ser mi compañero de vida y estar siempre a mi lado durante esta meta, sacrificando varias cosas por mí.

A mi esposo Gibraham Nápoles, por brindarme todo su apoyo y darme motivación cuando más lo necesitaba, también por darme asesorías de las materias que no entendía.

A mis hijos Liam Marco y Paula, porque desde que nacieron siempre fueron mi motivación para poder seguir a delante y ser mejor persona, porque me gustaría que ellos sea buenos profesionistas.

A mi mejor amigo Mariano García, porque fue mi confidente y apoyo durante todos los años que estuve en la universidad, por hacer que los días fueran más divertidos.

A mis amigas Duvia, Anita, María Esther y Amairaní, porque ellas hicieron que mi estancia en la universidad fuera un lugar más agradable en los momentos difíciles, y por siempre estar motivándome cuando más lo necesitaba.

A mis profesores

Ellos hicieron que le tuviera más amor a esta bonita carrera, por compartir sus conocimientos y tenerme paciencia.

Al Dr. Edgardo Cañón Tapia

Por darme la oportunidad de trabajar con él, y compartir sus conocimientos sobre la vulcanología, ya que la vulcanología siempre fue el motivo por el que yo quise estudiar Ingeniería Geofísica.

Al Ing. Ramón Mendoza Borunda

Porque durante mi estancia en el CICESE fue una de las personas que estuvo conmigo explicándome y compartiendo todos sus conocimientos sobre los temas de mi investigación.

A mis sinodales

Al Dr. José Luis Guevara, porque aparte de ser mi profesor en varias materias especialmente en mi materia favorita de vulcanología, fue mi tutor académico y me apoyó cuando más lo necesitaba.

Al maestro Julio Cesar González, porque sacrificó tiempo en revisar mi tesis y apoyarme para que pudiera concluirla, y por ser un gran profesor.

Al Ing. Manuel Uribe Arriaga, por compartir todo su conocimiento en geología y ser uno de los mejores profesores que conocí en la carrera.

Índice

1.-Introducción ……..1

1.1 Planteamiento del problema…….1

1.2 Hipotesis……...2

1.3 Justificación……..2

1.4 Objetivos……...2

1.4.1 Objetivo general……...2

1.4.2 Objetivo particular……3

1.5 Alcances……...3

1.6 Limitaciones……....3

2.-Geología……....4

2.1 Marco Geológico del área de estudio……..4

2.1.1 Geología Regional……...4

2.2 Geología Local……6

2.2.1 Sierra Juárez……6

2.3 Estratigrafía……..7

2.4 Descripción del área de estudio……11

3.- Marco Teórico……....14

3.1 Campo Magnético……15

3.2 Inducción Magnética……16

3.3 Magnetización……17

3.3.1 Magnetización Inducida……....18

3.3.2 Magnetización Remanente……..18

3.3.3 Susceptibilidad Magnética……19

3.4 Campo Magnético Terrestre……19

3.5 Tipos de Polos……...21

3.6 Comportamiento Magnético de los Materiales……....22

3.7 Dominios Magnéticos……...24

3.8 Ciclo de Histéresis……24

3.9 Temperatura de Curie……..26

3.10 Temperatura de bloqueo…….....26

3.11 Anisotropía……...27

3.12 Parámetros de Anisotropía Magnética……30

3.12.1 Susceptibilidad Media……....30

3.12.2 Magnitud de la Anisotropía……....31

3.12.3 Forma del elipsoide……31

3.13 Paleomagnetismo……...33

3.14 Variaciones del Campo Geomagnético……..33

3.14.1 Tormentas Magnéticas……...33

3.14.2 Variación Diurna……..34

3.14.3 Variación Secular……34

3.14.4 Cambios de Polaridad……34

3.14.5 Crones de Polaridad……...34

3.15 Remanencia Magnética en las rocas…….....34

3.16 Magnetización Remanente Térmica (TRM)……35

3.17 Magnetización Remanente Viscosa……35

3.18 Tiempo de Adquisición de Remanencia……36

3.19 Técnicas de Laboratorio……37

3.20 Mediciones de Remanencia……..37

3.21 Desmagnetización……..37

3.22 Análisis Estadístico……41

4.- Metodología……43

4.1 Trabajo de Campo y Preparación de Especímenes……...43

4.2 Procesamiento de AMS……...44

4.3 Procesamiento Paleomagnético……46

5.- Resultados……..49

5.1 Resultados……50

5.2 Resultados Anisotropía de Susceptibilidad Magnética……..50

5.3 Resultados Paleomagnetismo……54

6.- Interpretación……60

6.1 Interpretación Anisotropía de Susceptibilidad Magnética……..60

6.2 Interpretación Paleomagnetismo……62

7.-Conclusiones……...64

Bibliografía……65

Anexos……..67

CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN

La Sierra Juárez forma parte del sistema montañoso de la península de Baja California, tiene una orientación NW-SE y desciende abruptamente hacia el Este, hacia el desierto de San Felipe, en el Golfo de California. Esta sierra se encuentra entre las coordenadas 31°19'12'' y 32° 35' 24'' latitud N y 115°24' 00'' a 116° 19' 12 longitud W.

Durante el Jurásico tardío y el Cretácico temprano, 150 a 100 millones de años en el pasado, se inició una actividad volcánica que concluyó con la intrusión de los batolitos que conforman la Sierra Juárez. Esta zona está formada principalmente por rocas ígneas intrusivas félsicas tipo granodiorita y tonalita, provenientes del batolito peninsular del Cretácico, con estructura masiva. Este sistema montañoso ha sido motivo de estudio para diversos fines científicos.

En este trabajo se estudiaron parte de los flujos piroclásticos (Ignimbrita) de la parte sur de Sierra Juárez, mediante los métodos de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM), y Paleomagnetismo, herramientas útiles para el análisis de la fábrica magnética de las rocas y las deformaciones a las que fueron sometidas. En este estudio también se utilizaron métodos paleomagnéticos para conocer la contemporaneidad de los flujos piroclásticos, que se encuentran divididos verticalmente en diferentes miembros (A, B y C). El trabajo se enfoca en el miembro B en el sur de Sierra Juárez.

1.1. PLANTEAMINETO DEL PROBLEMA

La Sierra Juárez que se encuentra al noreste del estado de Baja California se conforma por cuatro unidades estratigráficas. La unidad más joven está conformada por flujos piroclásticos (Ignimbrita) que a la vez se divide en tres miembros (A, B y C). Es importante conocer la fábrica magnética de estos flujos, para poder diferenciar cada miembro. El método óptico ha sido la forma de estudio para la fábrica magnética, pero presenta complicaciones y se considera más laborioso en la práctica. No muchos métodos alternativos existen en la literatura y eso limita considerablemente el abanico de opciones y los que existen no son métodos rápidos y precisos lo que conlleva a resultados de

incertidumbre significativa. Por otro lado, la topografía de la sierra ha sido uno de los obstáculos para el estudio de esta área. Tomando en cuenta todo lo anterior, aumentar la precisión es de importancia en la presente tesis ya que este estudio nos ayudará a conocer más información del miembro B de la unidad piroclástica.

1.2. HIPOTESIS

Los estudios de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética, y Paleomagnetismo nos permitirán conocer el mecanismo de formación de los flujos piroclásticos, así como la dirección del flujo, y los minerales magnéticos que lo conforman. Debido a los datos obtenidos y observaciones, se cree que los flujos piroclásticos del miembro B, del Sur de Sierra Juárez, provienen de la misma fuente de erupción y que probablemente son flujos contemporáneos.

1.3. JUSTIFICACIÓN

Las rocas están formadas por un arreglo de partículas que es llamada “Fábrica Magnética”, dicho este arreglo es un factor importante en el control de las propiedades físicas de las rocas, como la susceptibilidad magnética, la cual nos proporciona información sobre la historia de la formación rocosa. El uso de la anisotropía de susceptibilidad magnética y paleomagnetismo nos permite estudiar la fábrica magnética de las rocas de una forma más fácil y precisa.

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. OBJETIVO GENERAL

Estudiar los flujos piroclásticos (Ignimbrita) localizados en la Sierra Juárez, Baja California, mediante métodos magnéticos y paleomagnéticos, para poder localizar la dirección de los flujos piroclásticos y su contemporaneidad.

1.4.2. OBJETIVOS PARTICULARES

Conocer la fuente de origen del miembro B de la ignimbrita localizada en la Sierra Juárez, Baja California Norte, mediante la anisotropía de susceptibilidad magnética para poder saber la dirección de los flujos piroclásticos.

Conocer la contemporaneidad de la Ignimbrita del miembro B mediante métodos paleomagnéticos para saber si los flujos piroclásticos fueron depositados en la misma erupción.

1.5. ALCANCES

En este trabajo de investigación se espera encontrar la fuente de origen del miembro B que conforma la ignimbrita de la Sierra de Juárez, Baja California. Así mismo conocer la contemporaneidad de la misma ignimbrita, y poder correlacionar los sitios muestreados, dado que nos ayudará a poder diferenciar los miembros (A, B, C) que conforman la ignimbrita.

1.6. LIMITACIONES

Las limitaciones que se pueden encontrar tienen que ver con la topografía del sitio, ya que algunas muestras fueron tomadas en el escarpe y valle, y las muestras que se encuentran en el valle necesitan la corrección por basculamiento. Sin embargo, aplicando la corrección por basculamiento los datos obtenidos se podrán correlacionar con los datos que corresponden al escarpe.

CAPITULO 2. GEOLOGÍA

2.1. MARCO GEOLOGICO DEL AREA DE ESTUDIO

2.1.1. GEOLOGIA REGIONAL

El estado de Baja California está formado por diferentes sierras con orientación NW-SE, y que están constituidas por grandes cuerpos de rocas ígneas intrusivas emplazadas en rocas metamórficas de diferentes edades y cubiertas por rocas sedimentarias y volcánicas recientes. (**INEGI,2001**)

El núcleo principal de la península está constituido por el Complejo Batolítico Peninsular, el cual es una prolongación meridional del Peninsular Range Batholith en California. Este complejo consta de un núcleo granitoide de gran tamaño que, se consolidó a finales del Mesozoico. El Mesozoico estuvo representado por una secuencia de dominio de arco insular del Cretácico Temprano. Está compuesto por rocas sedimentarias marinas de ambientes diversos, así como rocas volcánicas intermedias y félsicas, afectadas por metamorfismo regional de bajo grado durante el emplazamiento de los cuerpos batolíticos. En este periodo los cuerpos de rocas fueron intrusionados por diversos sistemas de diques pegmatíticos, aplíticos y básicos, que también fueron deformados y desarrollaron foliación, iniciando el patrón NW-SE que caracteriza a la península actual. (**INEGI,2001**)

La península estuvo sometida a una erosión intensa desde el Cretácico Tardío, la cual generó una gran cantidad de sedimentos que se acumularon sobre la margen de la vertiente del Pacífico. Los eventos tectónicos que han afectado a la región inician en el Paleozoico, con la margen pasiva del cratón de Norteamérica sobre la actual península de Baja California, desarrollando una tectónica pasiva que originó una sedimentación estable. En el Cretácico Temprano se depositaron las rocas del Grupo Alisitos en un

ambiente de arco insular; la tectónica compresiva de acreción está evidenciada en el flanco W de la sierra San Pedro Mártir, donde existen cabalgaduras de rumbo general NW-SE contemporáneas al desarrollo de foliación en los granitos, dioritas y sedimentos del Grupo Alisitos del Cretácico inferior. El evento se desarrolló en el Cretácico Tardío-Terciario Temprano inmediatamente anterior al emplazamiento del Complejo Batolítico Peninsular. En el Mioceno medio y el Plioceno temprano ocurre un cambio en la configuración del límite entre la placa Pacífico y la norteamericana, involucrando diversos procesos tectono-magmáticos en una amplia zona de la margen de Norteamérica, ocasionados por el cese de subducción de la placa Farallón-Guadalupe, al W de Baja California y por la migración hacia el S de la placa Rivera, originando a la postre la apertura del Golfo de California. (**INEGI, 2001)**

Los patrones de fallamiento presentan orientación NW-SE, provocados por la separación gradual de la Península de Baja California del resto del continente desde hace 12 millones de años (Ma). Hasta hace 5 Ma la península formaba parte del continente a 300 km al S de su posición actual, la separación formó el famoso sistema de fallamiento San Andrés en el continente y el Golfo de California en el mar. La península sigue alejándose hacia el NW a razón de 2 cm a 3 cm por año.

2.2. GEOLOGÍA LOCAL

2.2.1. SIERRA DE JUÁREZ

La Sierra de Juárez se ubica al norte del estado de Baja California Norte. Esta sierra se encuentra en las coordenadas 31°19'12'' y 32° 35' 24'' de latitud N y 115°24' 00'' a 116° 19' 12 de longitud W. (**Domínguez C. et al., 2009**).

La Sierra de Juárez forma parte del sistema montañoso de la península de Baja California y es una continuación de las montañas de Cuyamaca y Palomar, en el condado de California. La altitud de la Sierra de Juárez se encuentra desde el nivel del mar hasta los 3100 m en el Picacho del Diablo, Sierra de San Pedro Mártir, donde están los picos más altos de la península. Esta vertiente es una cadena montañosa que sigue una orientación NW-SE y desciende abruptamente hacia el Este, al desierto de San Felipe y el Golfo de California (**Álvarez et al., 1983**).

La Sierra de Juárez es un macizo montañoso formado por granodioritas que continúa hacia el sur de la Sierra de San Pedro Mártir. Durante el Jurásico tardío y el Cretácico temprano, hace 150 a 100 millones de años, se inició una actividad volcánica la cual concluyó con la intrusión de los batolitos que conforman la Sierra de Juárez (**Demant,1976**). Esta zona está formada por rocas ígneas intrusivas félsicas tipo granodiorita y tonalita, con estructura masiva provenientes del batolito peninsular del Cretácico, la cual se presenta en el relieve de la montaña. La erosión del relieve ha dejado al descubierto gran parte de rocas batoliticas en la parte alta y central de la Sierra de Juárez (**Domínguez C., 2009**).

2.3. ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía del área de estudio está basada en la edad y la composición de las rocas, y está formada por cuatro unidades estratigráficas que se superponen a las rocas plutónicas del Cretácico, llamado basamento cristalino. Estas unidades están ordenadas de las más viejas a las más jóvenes de la siguiente forma.

1. Conglomerados de arenisca y flujos basálticos, llamada Formación Mesa.

2. Depósitos andesiticos-daciticos de lahar, llamada Formación Comondú.

3. Toba de flujo de cenizas, llamada toba riolita.

4. Flujo basáltico joven.

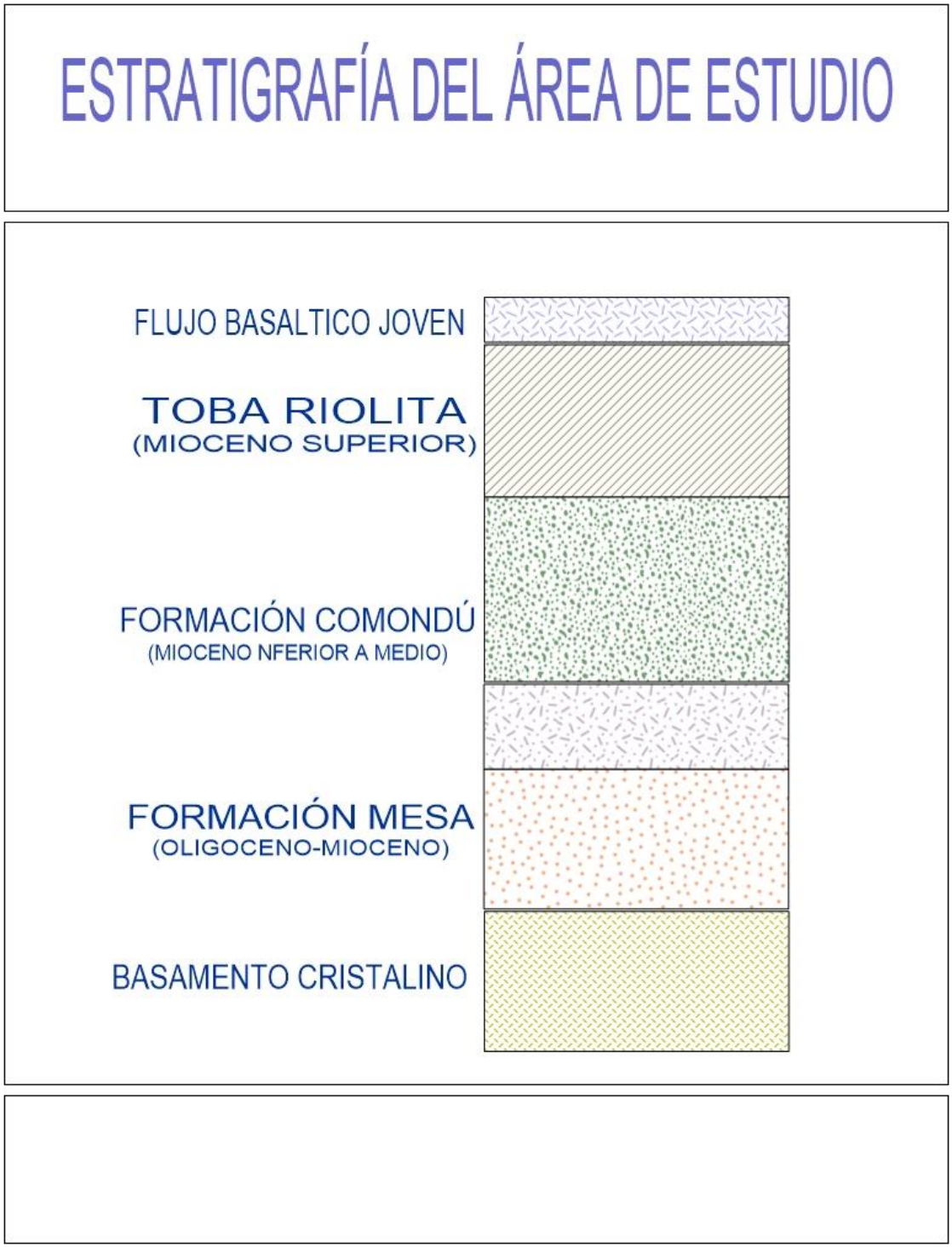


Figura 2.3.1 Estratigrafía de la zona de sur de Sierra Juárez, Baja California, México.

La unidad Toba Riolita es un paquete de depósitos piroclásticos que muestra un cambio vertical en el ensamblaje de fenocristales. La parte inferior de la sección contiene cuarzo y feldespato - k como la fase predominante félsica, la que corresponde al miembro A, mientras que la parte superior está dominada por cuarzo y plagioclasas, miembro B. La biotita se encuentra presente en toda la unidad, mientras que la hiperstena ocurre solo en la parte superior de la sección asociada con los dominios soldados de las tobas. El contenido de fenocristal varía desde <5% a aproximadamente 40-50% aumentando la sección. La edad de la biotita es de 12.09 ± 0.26 Ma. La toba riolitica es de color rosa a rojo oscuro con contenido de cristales de sanidino, cuarzo y hornoblenda, tanto como piedra pómez, lapilli y fragmentos líticos escasos (**Mendoza R., et al., 1998**).

Este trabajo se enfoca en el estudio del miembro B de esta Toba, porque es el miembro que más nos interesó en esta tesis.

Figura 2.3.2 Estratigrafía de los miembros de la unidad Piroclástica.

2.4. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El lugar de estudio se encuentra en el municipio de Ensenada, (Tomando la carretera San Felipe-Ensenada), al noreste de Baja California Norte, forma parte de Sierra Juárez y Sierra de las Tinajas-Provincia Volcánica Sierra las Pintas, entre la latitud 31°45’ - 31°55’ N y longitud 115°30’ - 115°45’ W.

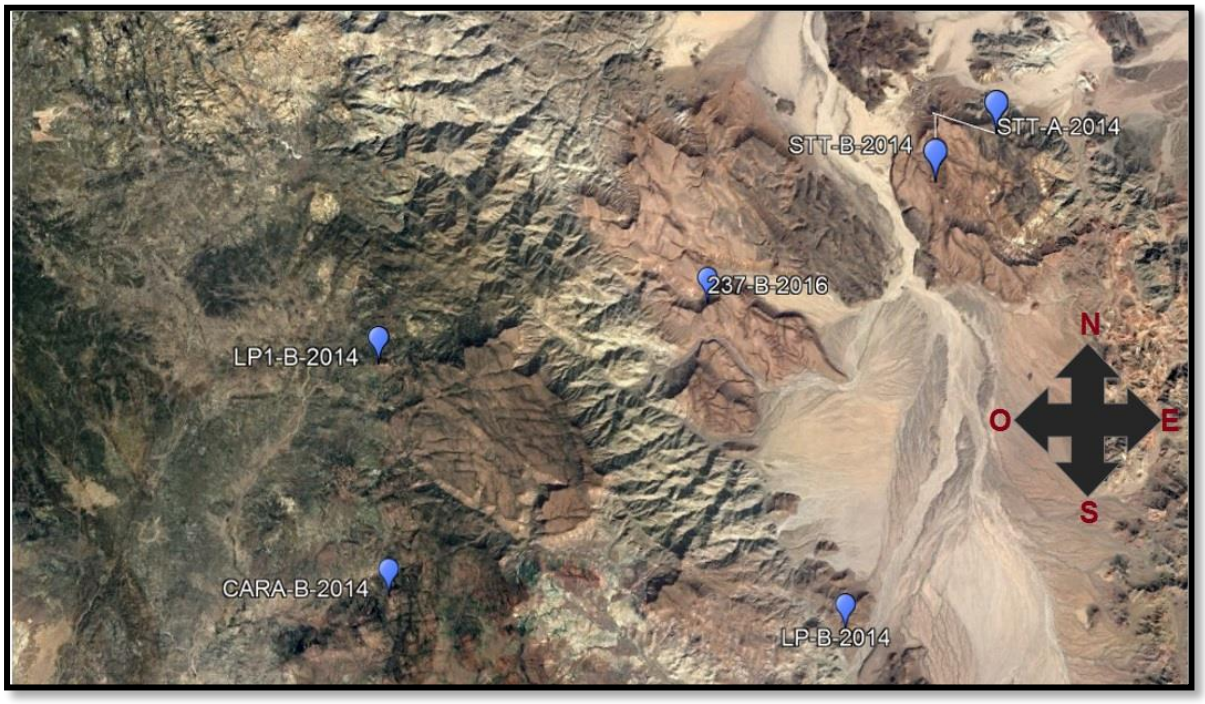


Figura 2.4.1 Imagen de Google Earth, con los sitios de muestreo de la zona de estudio. Sierra Juárez, Baja California, México.

Como se ve en las figuras 2.4.2 y 2.4.3, en la zona de estudio se encuentran gran cantidad de rocas volcánicas extrusivas e intrusivas que corresponden al Mioceno. En la parte sureste y suroeste de color naranja se encuentran rocas volcánicas extrusivas no diferenciadas del Mioceno. En la parte norte de la zona de estudio, con color verde oscuro, hay rocas basálticas intrusivas del Mioceno. En la parte central, con color café claro, se observan rocas sedimentarias fluviales del Mioceno en menor cantidad. En la parte central y suroeste de la zona de estudio se encuentran de color rosa claro las rocas batolíticas no diferenciadas. En el noreste y norte, con color amarillo, se encuentran las

rocas sedimentarias fluviales del cuaternario en poca cantidad, y en el noroeste, con color azul, se encuentran las rocas metamórficas y plutónicas.

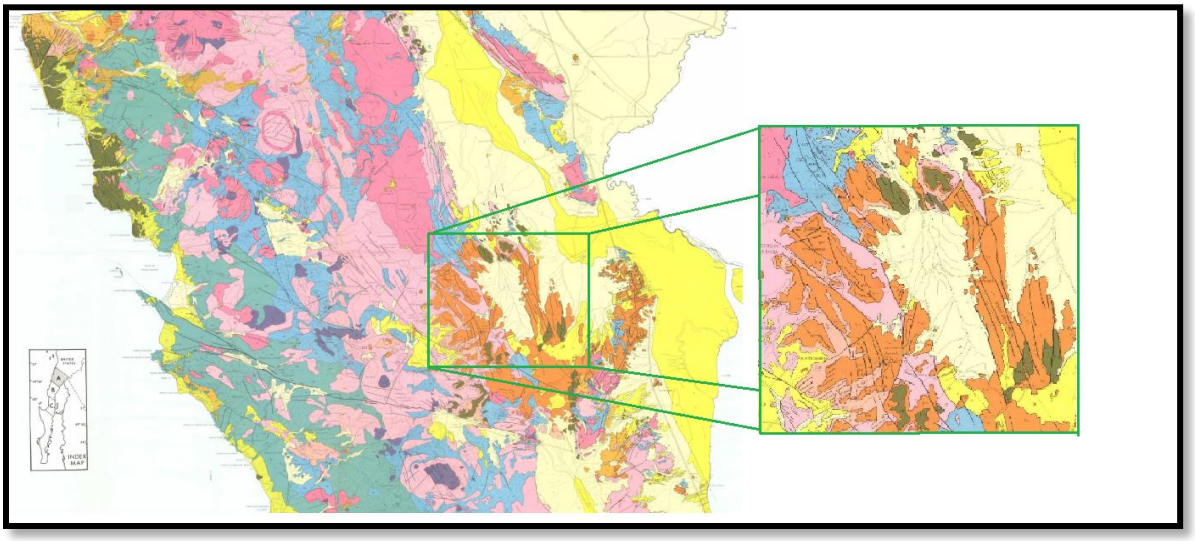


Figura 2.4.2 Mapa geológico de la Sierra Juárez, (Gastil 1975).

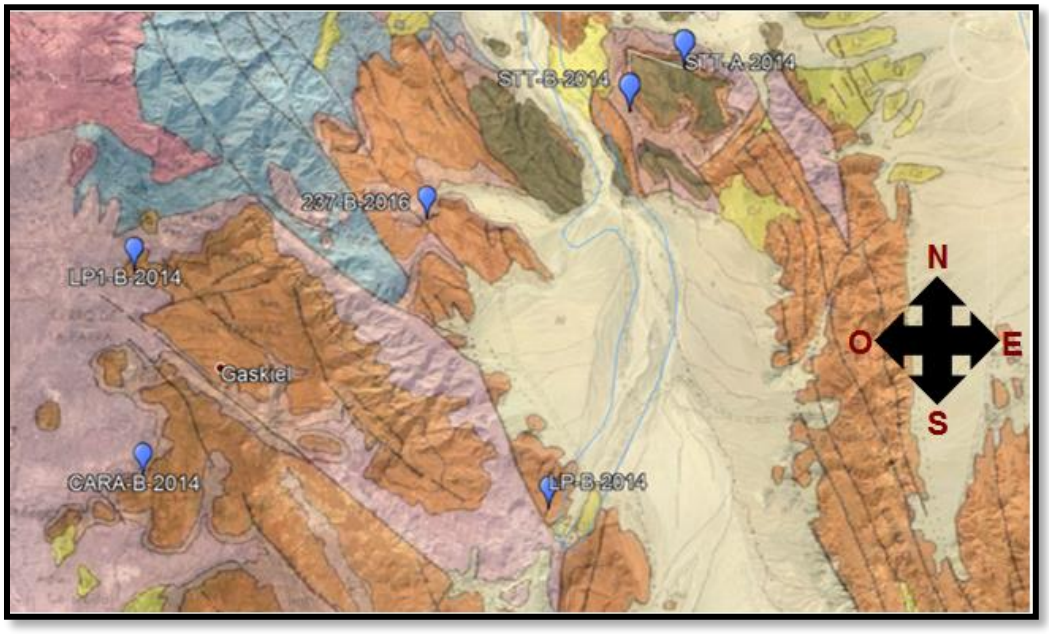


Figura 2.4.3 Mapa geológico (Gastil,1975) con los sitios de muestreo (Google Earth).

Figura 2.4.4 Simbología del material geológico (Gastil,1975).

CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO

Los estudios del magnetismo comenzaron con el físico William Gilbert, el cual se dedicó a realizar experimentos sobre el magnetismo y electricidad estática. En el año 1600 William Gilbert, publicó su tratado De Magnete, en el cual demostró que el comportamiento de una brújula en la superficie terrestre es similar al de una aguja de hierro colocada sobre una esfera de magnetita y concluyó que la tierra funcionaba como un gigantesco imán.

En el año 1635 Gellibran mostró que el campo magnético de la tierra cambiaba lentamente. En el mismo siglo alrededor del año 1698 Edmon Harlley, realizó el primer estudio magnético en el Océano Antártico norte y en 1701 publicó la primera carta magnética mundial.

Desde una perspectiva teórica, fue hasta el año 1838 que el científico Carl Friedich Gauss realizó un análisis matemático donde demostraba que más del 95% del campo geomagnético se origina en el interior de la tierra y el 5% tiene fuentes externas (**Otaola J., Mendoza B., Pérez R., 1993**).

La estructura ordenada de las partículas en un cristal hace que las propiedades magnéticas de un mineral dependan de la dirección del campo magnético en relación a sus ejes cristalográficos. Algunos minerales tienen una dirección de fácil magnetización que depende de la forma de sus granos. La anisotropía magnética de una roca depende de la anisotropía de sus granos individuales y su disposición espacial. Conociendo los minerales de las rocas y sus características de anisotropía magnética, es posible determinar la distribución espacial de los granos, que a su vez es el resultado de las diversas fuerzas que actúan cuando se formó la roca (**Lanza R., Meloni, A., 2006**). Debido a que es una técnica utilizada principalmente para conocer la distribución y forma en que se localizan las partículas minerales de las rocas, llamada fabrica magnética, la ASM permite determinar la dirección de flujo de la ignimbrita y de esta forma localizar la fuente de erupción que formó a estas rocas volcánicas.

Aunado a lo anterior, los minerales ferromagnéticos de las rocas se magnetizan espontáneamente en la dirección del campo geomagnético, por lo que la roca tiene una remanencia primaria. Esta remanencia se conserva en tiempos geológicos, a no ser que exista algún proceso natural que la modifique (energía térmica o magnética). Si estas rocas no sufrieron alguna modificación después de haberse formado, una secuencia estratigráfica puede reconstruir el campo magnético del pasado; si sufrieron movimientos relativos, la diferencia entre sus direcciones paleomagnéticas permite reconstruirlos (**Lanza R., Meloni, A., 2006**).

3.1. CAMPO MAGNÉTICO

Un campo magnético **H** está compuesto de dos polos, norte y sur, los cuales se encuentran en extremos opuestos del campo. En el caso de dos campos magnéticos independientes, se observa que los polos opuestos se atraen y los polos iguales se repelen. (**Martín T., Serrano A., 2014**).

El campo magnético **H** es una magnitud vectorial, es generado por una carga puntual en movimiento o un conjunto de cargas en movimiento, es decir, por una corriente eléctrica. Cuando una carga 'q' se mueve a una cierta velocidad, crea un campo magnético en todo el espacio. En ese sentido, el origen físico del magnetismo está asociado a las propiedades eléctricas de la materia, ya que un electrón en su órbita genera una corriente eléctrica, la cual a su vez genera un campo magnético. Este campo se expresa con la ecuación (1) (**Martín T., Serrano A., 2014**):

$$\vec{B} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{q\vec{v}\times\vec{u}_r}{r^2} \quad (1)$$

Siendo:

B= Inducción magnética.

$$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} kgmA^{-2} \quad (2)$$

q= Es la carga que genera el campo.

v= es la velocidad de la carga

r= es la distancia desde el punto donde se encuentra la carga hasta el punto P donde se está calculando el campo.

u_r= es un vector unitario que va desde el punto donde se encuentra la carga hacia el punto donde se calcula el campo.

3.2. INDUCCIÓN MAGNÉTICA

Debemos tomar en cuenta la diferencia entre la inducción magnética B y el campo magnético H. B se relaciona con H mediante la siguiente expresión:

$$\vec{B} = \mu_0 \vec{H} \tag{3}$$

μ_0 = es la permeabilidad magnética en aire libre, y su valor esta dado en la ecuación (2).

La inducción magnética **B**, es una magnitud vectorial, presenta una magnitud y sentido. Se forma por una carga puntual en movimiento o un conjunto de cargas en movimiento, es decir, la corriente eléctrica. Si consideramos una barra magnética, las líneas de inducción indican la dirección del campo y la intensidad depende de que tan cerca estén las líneas unas con otras. A estas líneas se les llama flujo magnético, las cuales salen del polo norte de la barra y entran en el polo sur.

La densidad de las líneas es la medida de la intensidad del campo magnético. Por tal motivo, la inducción magnética es el vector que caracteriza esta densidad de flujo magnético. (**Martínez E., 2009**). Sin embargo, el campo magnético es producido por corrientes eléctricas que consiste en el movimiento de cargas.

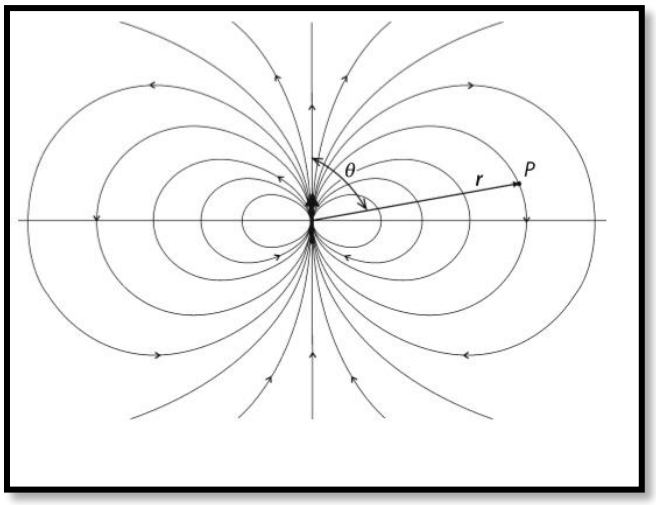


Figura 2.2.1 Líneas de fuerza del campo magnético dipolar, (The earth's Magnetism an Introduction for Geologists).

3.3. MAGNETIZACIÓN

La magnetización **J**, es el momento dipolar magnético neto por unidad de volumen. La magnetización de un volumen particular se calcula con la suma del vector de los momentos magnéticos dividida por el volumen que encierran esos momentos magnéticos (**Butler, R. F., 2004**):

$$J = \frac{\sum_i M_i}{volumen} \tag{4}$$

M_i = es el momento magnético constituyente.

Existen dos tipos de magnetización:

- Magnetización Inducida
- Magnetización remanente

3.3.1. MAGNETIZACIÓN INDUCIDA

La Magnetización inducida es causada por el campo magnético terrestre y depende de la susceptibilidad de los materiales (**Butler, R. F., 2004**). La relación entre la magnetización inducida $\boldsymbol{M_i}$ y el campo magnético **H**, se representa de la siguiente manera:

$$M_i = \kappa H \tag{5}$$

Donde:

$\kappa =$ Es la susceptibilidad magnética

3.3.2. MAGNETIZACIÓN REMANENTE

La magnetización remanente $\boldsymbol{M_r}$, es la existencia de un campo magnético aún después de que un campo externo ha desaparecido. En el caso de las rocas, (M_r) es una grabación de campos magnéticos pasados los cuales han actuado sobre las rocas (**Butler, R. F., 2004**).

En rocas naturales la tasa entre (M_r) y (M_i) es conocida como la relación de Königsberger (Q).

$$Q = \frac{|M_R|}{|M_I|} \tag{6}$$

Las rocas con un alto Q son magnéticamente estables y son buenas registradoras del antiguo campo geomagnético. La magnetización remanente depende de la composición, del tipo de minerales magnéticos, y del tamaño del grano. Las rocas con un alto Q son las rocas maficas tales como (**Lanza R., Meloni, A., 2006**):

- Basalto
- Gabro

A diferencia de la piedra (roca) caliza, que tiene una tasa de Königsberger baja.

3.3.3. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética es una constante de proporcionalidad adimensional, indica el grado de sensibilidad a la magnetización de un material influenciado por un campo magnético **(Butler R. F., 2004)**. Es adimensional debido a que $\boldsymbol{M_i}$ y **H** tienen las mismas unidades. Cuando $\boldsymbol{M_i}$ es paralela a **H**, existe isotropía. Pero cuando $\boldsymbol{M_i}$ y **H** no son paralelos, los materiales son anisótropos. En otras palabras, cuando un campo es aplicado en una dirección produce magnetización en la dirección aplicada al campo, pero también en otras direcciones, (X, Y, Z). Por lo tanto, la susceptibilidad magnética se expresa como un tensor de 3X3 componentes. (**Martínez E., 2009**).

3.4. CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

El campo magnético terrestre se origina por la convección del material rico en hierro en el núcleo externo de la tierra. Este campo magnético, en cualquier punto de la tierra se puede definir por dos ángulos, la declinación e inclinación, además de su intensidad.

El campo magnético terrestre, es un vector con tres componentes:

- Declinación D
- Inclinación I
- Intensidad H

En paleomagnetismo la dirección del campo geomagnético se representa, con la componente vertical H_v, positiva en el eje Z, la cual se define como:

$$H_v = H \sin I \tag{7}$$

La componente de H_h es:

$$H_h = H \cos I \tag{8}$$

Las componentes norte H_N, y este H_E son:

$$H_N = H \cos I \cos D \tag{9}$$

$$H_E = H \cos I \sin D \tag{10}$$

Donde la declinación D, es el Angulo que forma el norte geográfico con el norte magnético. La inclinación I, es el Angulo que forma el campo geomagnético H y el norte magnético.

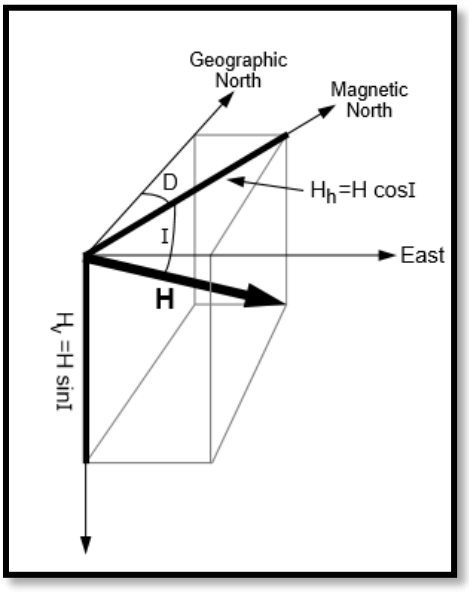


Figura 3.4.1 Descripción del Campo Magnético (Tomado de Bulter, 1998).

En la superficie de la tierra, el campo geomagnético se puede aproximar al campo creado por un dipolo axial geocéntrico (GAD), el cual es un dipolo colocado en el centro de la tierra y alineado con el eje de rotación de la tierra.

La dirección del campo magnético en la superficie de la tierra producida por el dipolo geocéntrico axial, se muestra en la siguiente figura:

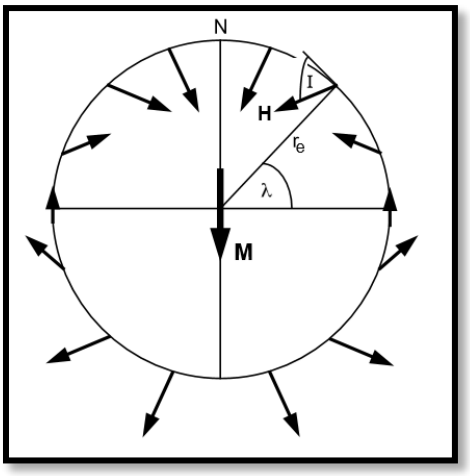


Figura 3.4.2 Modelo del dipolo geocentrico axial, , Donde: λ= Es la latitud geográfica. re= Es el radio. N= Es el polo norte geográfico. H= Es la dirección del campo en la superficie de la tierra producido por el dipolo. D= Es la declinación. I= Es la inclinación. (Butler, 1998).

Se debe notar que las inclinaciones se incrementan del ecuador hacia los polos.

La dirección del vector de campo magnético se define por la declinación y la inclinación. Por lo tanto, la inclinación del campo magnético se determina de la siguiente manera:

$$\tan I = \left(\frac{H_v}{H_h}\right) = \left(\frac{2seno\ \lambda}{cos\lambda}\right) = 2\tan\lambda \qquad (11)$$

La componente H_v y H_h son el campo magnético vertical y horizontal. (Butler, 1998).

3.5. TIPO DE POLOS

Existen tres tipos de polos diferentes en el planeta, debido a las variaciones espaciales y temporales el campo geomagnético:

Polo geomagnético: El polo se obtiene de observaciones distribuidas globalmente en las cuales se calcula el dipolo geocéntrico de mejor ajuste del campo geomagnético presente, esto se hace promediando el campo no dipolar (**Butler, 1998**).

Polo geomagnético virtual: Es cualquier posición del polo que es calculada de una observación de la dirección del campo geomagnético, es un polo obtenido en un instante de tiempo en una localidad (**Butler, 1998**).

Polo paleomagnético: Es una posición del polo que se encuentra al promediar un número determinado de observaciones del Polo Geomagnético Virtual (PGV), para promediar la variación secular de las componentes dipolares y no dipolares del campo geomagnético en un sitio.

3.6. COMPORTAMIENTO MAGNÉTICO DE LOS MATERIALES

La mayoría de los materiales que existen son clasificados mediante su comportamiento magnético ya que no todos los materiales reaccionan de la misma manera cuando son sometidos a un campo magnético externo. Estos materiales se clasifican como (**Caballero I. C., 2011**):

- Diamagnéticos

Materiales donde los spines de sus átomos se orientan paralela pero inversamente al campo externo. La magnetización es débil y en sentido opuesto al campo, por lo que su susceptibilidad es negativa. Estos materiales tienen todos los niveles energéticos de sus electrones completos y no existen momentos magnéticos desapareados, por lo que, cuando se le aplica un campo externo se induce un momento que tiende a compensar el flujo magnético que se ejerce sobre los orbitales por lo que se produce una magnetización débil y en sentido opuesto al campo. (**Caballero I. C., 2011**). Los minerales Diamagnéticos son:

Feldespatos, cuarzo, calcita, halita, cobre, zinc, plata, cadmio, oro, plomo y bismuto.

- Paramagnéticos

Materiales que cuando se exponen a un campo externo los spines de sus átomos se orientan paralelos y en el mismo sentido que el campo externo, la magnetización es débil

y en el mismo sentido que el campo. La susceptibilidad (K) es positiva y de magnitud baja. Estos materiales se pueden distinguir porque son atraídos ligeramente por un imán. Los niveles energéticos de los electrones están incompletos (**Caballero I. C., 2011**). Los materiales Paramagnéticos son:

Materiales arcillosos, silicatos de hierro, manganeso y algunas tierras raras

- Ferromagnético

Los materiales que conservan magnetización remanente en ausencia de un campo externo. Los spines de sus electrones se acoplan espontáneamente alineándose paralelamente mediante una interacción que tiene lugar aún en ausencia de un campo externo, la cual se denomina magnetización espontánea. En estos materiales los spines de los electrones de cationes adyacentes se acoplan directamente en la misma dirección, ya que entre ellos opera una fuerza de intercambio, que ocurre debido a que la energía de los dipolos vecinos es mayor cuando los dipolos están alineados que en cualquier otra posición (**Caballero I. C., 2011**). Los materiales Ferromagnéticos son:

Materiales hierro, níquel, cobalto y sus compuestos.

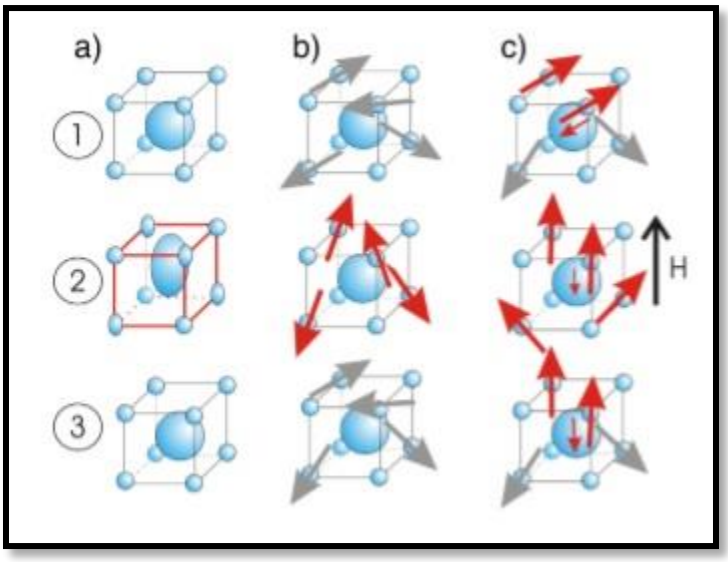


Figura 3.6.1 Ejemplo del comportamiento magnético de los materiales magnéticos, E. Cañón-Tapia, R Mendoza-Borunda, (2014).

En la figura 2.7.1 podemos observar el comportamiento de los materiales magnéticos: a) Diamagnéticos b) Paramagnéticos c) Ferromagnéticos, antes (1), durante (2), posterior (3) de aplicar un campo magnético externo.

3.7. DOMINIOS MAGNÉTICOS

Los materiales ferromagnéticos están constituidos por pequeñas regiones conocidas como “Dominios magnéticos”. Cada dominio es una unidad de volumen en la que todos los dipolos están alineados en una dirección preferencial, la cual es el ordenamiento microscópico de los espines de los electrones. Los granos ferromagnéticos muy pequeños están constituidos por un solo dominio, la magnetización es uniforme y está alineada con los ejes específicos cristalográficos. En los granos mayores se desarrollan varios dominios cada uno con magnetización alineada a lo largo de sus ejes “fáciles” (**Caballero I. C., 2011**).

El alineamiento interno de los dominios se constituye cuando se desarrolla la estructura cristalina de los materiales durante la solidificación del material a partir de su estado fundido (**Caballero I. C., 2011**).

Cada dominio tiene polo norte y polo sur en puntos opuestos en su superficie y está separado de su vecino por una pared, llamada pared de Bloch, dentro de la cual la orientación de los espines cambia de dirección de un dominio hacia el otro (**Caballero I. C., 2011**).

Es muy importante conocer el tamaño de las partículas de las rocas ya que estas varían según sean monodominio o multidominio, aunque la composición y la cantidad de los materiales ferromagnéticos sea la misma (**Caballero I. C., 2011**).

- La magnetización en los materiales monodominio expuestos a un campo externo H paralelo a la dirección de más fácil magnetización, se adquiere hasta que el campo H es alto. Esto sucede cuando el material alcanza su máxima magnetización, siendo también su magnetización remanente y será lo mismo con un campo H en sentido opuesto (**Caballero I. C., 2011**).
- En los materiales multidominio muestran cambios inmediatos en campos H bajos, y estos cambios aumentan a medida que H incrementa hasta alcanzar su máxima magnetización, cuando el campo externo es removido el material conserva una magnetización remanente y será el mismo con un campo H en sentido opuesto (**Caballero I. C., 2011**).

Algunos materiales con grano multidominio tiene un comportamiento similar a los de monodominio ya que algunas rocas tienen imperfecciones cristalinas y estas impiden las interacción que existe entre los diferentes dominios de una partícula, a estos materiales se les conoce como pseudo dominio (**Caballero I. C., 2011**).

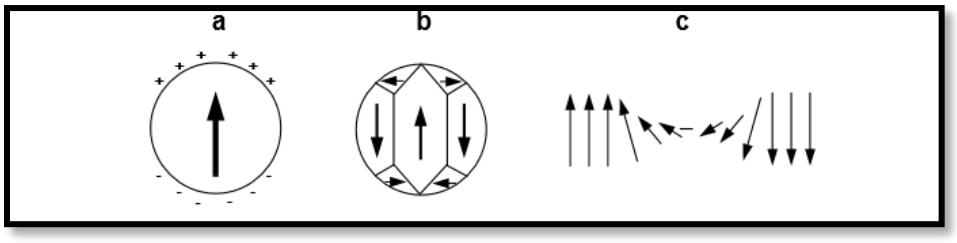


Figura 3.7.1. Dominios Magnéticos, Partícula ferromagnética uniformemente magnetizada, a) dominio sencillo, b) dominio múltiple, y en c) esquema de la pared entre dominios, (Butler, 1998).

3.8. CICLO DE HISTÉRESIS

La variación de la magnetización ferromagnetica en funcion al campo magnético aplicado da lugar a una curva de HISTERESIS. Cada muestra de material tiene una curva característica que depende del material y de su historia previa, en la que se pueden reconocer tres zonas diferentes:

- La zona reversible
- La zona lineal
- La zona de saturación

La zona reversible, se produce para los campos mas bajos y se caracteriza porque si hacemos decrecer gradualmente el campo aplicado, la curva de magnetización decrece del mismo modo que había aumentado.

La zona de saturación, se caracteriza porque la magnetización no aumenta por mucho que lo haga el campo aplicado.

La zona lineal, es la comprendida entre la reversible y la saturación.

En el ciclo de histéresis se obtienen tres parámetros magnéticos que identifican a un material. Estos son:

- Magnetización de saturación (Ms): indica el máximo valor de magnetización que puede alcanzar el material, cuando todos los momentos están alineados con el campo aplicado.

- Magnetización remanente (Mr): es el valor de la magnetización que permanece una vez que se anula el campo magnético externo.
- El campo coercitivo (Hc): es la intensidad del campo aplicado necesario para hacer nula la magnetización inducida de la muestra.

3.9. TEMPERATURA DE CURIE

Los metales que tienen propiedades magnéticas pierden su magnetización al ser calentadas. La temperatura de Curie, es la temperatura por encima de la cual un cuerpo ferromagnético pierde su magnetismo, comportándose como un material paramagnético (**Caballero I. C., 2011**).

3.10. TEMPERATURA DE BLOQUEO

La magnetización en las rocas se fija cuando la temperatura esta por debajo de la temperatura de bloqueo. Arriba de la temperatura de bloqueo la energía térmica sobrepasa las barreras al cambio en la magnetización. Por debajo de la temperatura de bloqueo, las barreras energéticas son tales que solo un campo magnético lo suficientemente alto puede provocar un cambio en la magnetización (**Caballero I. C., 2011**).

3.11. ANISOTROPÍA

La anisotropía es una característica de los cuerpos donde la propiedad física depende de la dirección. En el magnetismo los cuerpos tienen dos propiedades magnéticas anisotrópicas: la susceptibilidad magnética y la magnetización remanente, las cuales nos permiten conocer la fábrica magnética de las rocas. (**Caballero I. C., 2011**).

La estructura ordenada de las partículas dentro de un cristal significa que las propiedades magnéticas de un mineral dependen de la dirección del campo magnético en relación con sus ejes cristalográficos. Algunos minerales tienen una dirección de fácil magnetización que depende de la forma de sus granos. Conociendo los minerales de la roca y sus

características de anisotropía magnética, es posible determinar la distribución espacial de los granos, que resulta de las diversas fuerzas que actúan cuando se formó la roca.

Como ya hemos visto, la magnetización está relacionada con un campo externo por:

$$M = KH \tag{12}$$

Cuando un campo magnético se aplica a un cuerpo anisótropo, la magnetización inducida no es paralela al campo magnético aplicado (**Guerrero S. S., 2016**).

En el caso de M y H se expresa con esta ecuación:

$$M_i = K_{ij} H_j \tag{13}$$

Donde:

$\boldsymbol{K_{ij}}$= Esta dado por un tensor simétrico de ejes ortogonales.

I y **j**: son subíndices que indican las direcciones de la magnetización inducida y del campo aplicado.

En otras palabras, la susceptibilidad $\boldsymbol{K_{ij}}$ es un tensor de segundo orden de las derivadas parciales de la magnetización frente al campo.

Esta se expresa como una matriz:

$$K_{ij} = \begin{pmatrix} K11 & K12 & K13 \\ K21 & K22 & K23 \\ K31 & K32 & K33 \end{pmatrix} \tag{14}$$

Como es un tensor de segundo orden, la matriz se puede simplificar en seis términos independientes (K21=K12, K31=K13, K32=K23).

La matriz se puede diagonalizar si se calculan los eigenvalores y eigenvectores:

$$K_{ij} = \begin{pmatrix} K1 & 0 & 0 \\ 0 & K2 & 0 \\ 0 & 0 & K3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Kmax & 0 & 0 \\ 0 & Kint & 0 \\ 0 & 0 & Kmin \end{pmatrix} \tag{15}$$

K1≥ K2 ≥K3 son los valores propios del tensor, las susceptibilidades principales de AMS, donde **K1** es máximo, **K2** es intermedia y **K3** es mínima.

Los valores propios se normalizan en función del valor medio $\boldsymbol{K_m}$, que corresponde a la susceptibilidad total.

En AMS el tensor geométricamente se define como un elipsoide, y este elipsoide se puede clasificar en esferas, oblatos, prolatos y triaxiales (**Guerrero S. S., 2016**).

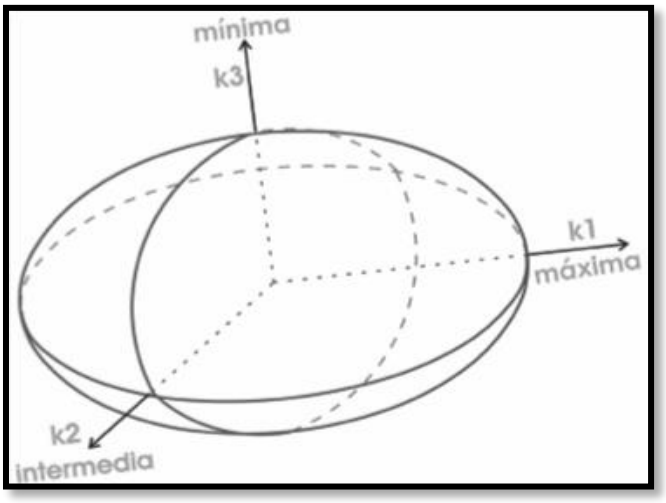


Figura 3.11.1. Elipsoide de susceptibilidad representa el tensor de susceptibilidad (Cecilia I. Caballero, 2011).

- Cuando K1=K2=K3, el elipsoide es una esfera y el tensor es neutro o isótropo.
- Cuando el elipsoide es prolato, el elipsoide se ve alargado en la dirección máxima K1 mientras K2≈K3, y le da al elipsoide una forma de balón de futbol americano.

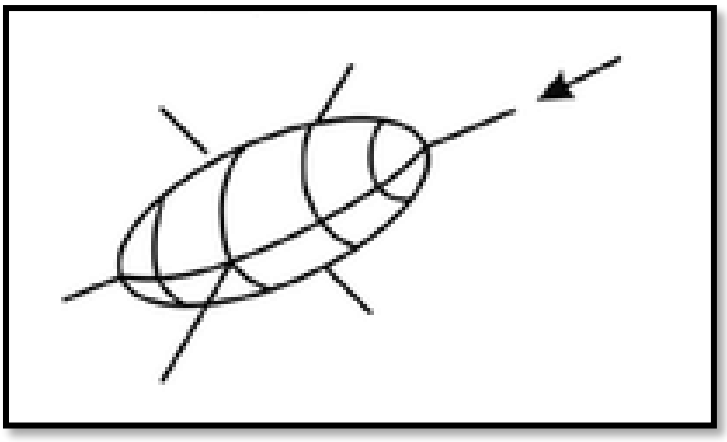


Figura 3.11.2 Elipsoide Prolato, (Tarling y Hrouda, 1993).

- Cuando el elipsoide es oblato, la dirección de la susceptibilidad mínima, K3, es la más corta, mientras que K1≈ K2, lo que le da forma de disco al elipsoide.

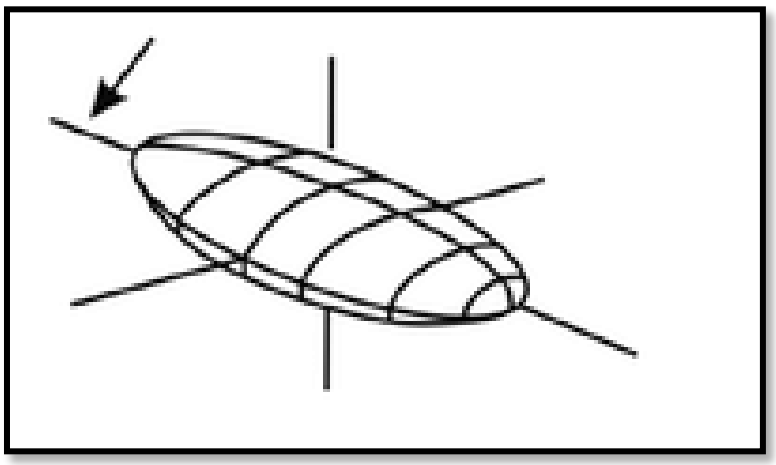


Figura 3.11.3 Elipsoide Oblato, (Tarling y Hrouda, 1993).

- Cuando el elipsoide es triaxial, se deberá cumplir K1>K2>K3.

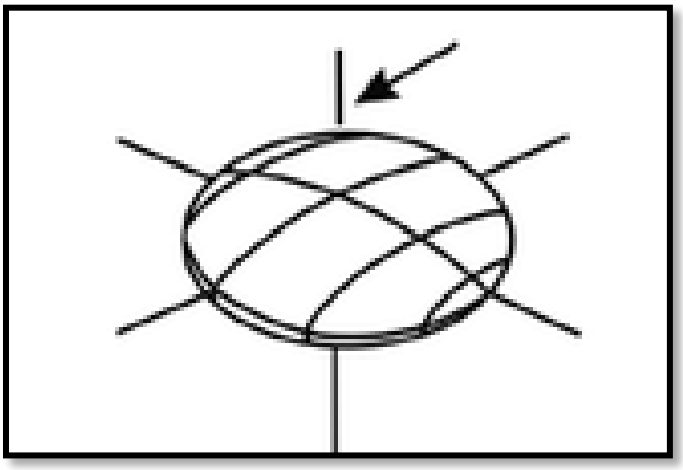


Figura 3.11.4 Elipsoide Triaxial (Tarling y Hrouda, 1993).

,

Las direcciones principales de susceptibilidad que definen la orientación del elipsoide se representan en diagramas circulares, (proyección azimutal de Lambert). Este tipo de proyecciones permiten representar direcciones como puntos en un disco.

3.12. PARAMETROS DE ANISOTROPÍA MAGNÉTICA

Los parametros de anisotropia magnetica son relaciones entres las magnitudes de los ejes del elipsoide de la AMS y sirven para determinar el tamaño, la buena o mala definición y, la forma que tienen los elipsoides (**Caballero I. C., 2011**).

3.12.1. SUSCEPTIBILIDAD MEDIA

Este parametro evalúa que tan grande es el elipsoide y que tan confiables son las mediciones ya que valores demasiados bajos quedarían en el límite de medición instrumental. Da una idea de la mineralogía magnética (**Caballero I. C., 2011**).

Tabla 3.1 Parámetro de susceptibilidad media

Parámetro de susceptibilidad media

Media aritmética (para un elipsoide)	$\boldsymbol{K} = (K_1 + K_2 + K_3)/3$	Nagata, 1961	(16)

3.12.2. MAGNITUD DE LA ANISOTROPÍA

Se emplea para evaluar el elipsoide con respecto de una esfera y con ello evaluar la validez y significado de los arreglos en la orientación de los ejes. Sus valores se relacionan con la mineralogía magnética (**Caballero I. C., 2011**).

Tabla 3.2 Parámetro de magnitud anisotropía.

Parámetro de magnitud anisotropía

Grado anisotropía corregido	$P_3 = EXP\{2[(n_2 - n)^2 + (n_2 - n)^2 + (n_2 - n)^2]\}^{1/2}$	Jelínek,1981	(17)
	Donde $n_1 = \ln k_1\,;\; n_2 = lnk_2;\; n_3 = lnk_3;\; n = (n_1 + n_2 + n_{3)})/3$		

3.12.3. FORMA DEL ELIPSOIDE

La forma del elipsoide, evalúa la excentricidad del elipsoide y así determina si es alargado (prolato), aplastado (oblato), o neutro (trixial) y con ello evaluar su potencialidad para desarrollar arreglos foliados o lineados. Sus valores dependen de la mineralogía magnética. En el caso de T, los valores positivos son formas obladas y negativos proladas, valores alrededor de 0 son formas neutras. T define la simetría de la fabrica magnética o forma de la trama mineral (**Caballero I. C., 2011**).

Tabla 3.3 Parámetro de forma del elipsoide.

Parámetro de froma del elipsoide

FORMA				
	Parámetro de forma T	$T = (2n_2 - n_1 - n_3)/(n_1 - n_3)$	Jelynek,1981	(18)

3.13. PALEOMAGNÉTISMO

Los minerales Ferromagnéticos son aquellos que se pueden magnetizar espontáneamente en la dirección del campo magnético, lo cual permite que las rocas obtengan una remanencia primaria. Esta remanencia se puede conservar durante tiempos geológicos. Sin embargo, algunos procesos naturales pueden proveer energía térmica o magnética que pueden llegar a modificar el arreglo del dominio. Si las rocas no sufrieron ningún movimiento después de haberse formado, una secuencia estratigráfica permite reconstruir el campo magnético del pasado, pero si sufrieron movimientos relativos, la diferencia entre sus direcciones paleomagnéticas permite reconstruirlos. Los archivos paleomagnéticos tienen una gran ventaja a diferencia de los archivos geológicos, ya que los datos deben ser consistentes en la escala de todo el planeta, dada la naturaleza del campo magnético (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

3.14. VARIACIONES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

Las variaciones en intensidad del campo geomagnético se pueden determinar en observatorios o analizando los materiales paleomagnéticos o arqueomagnéticos. Si nos ubicamos en cualquier punto de la superficie terrestre y se realiza un registro continuo de cualquiera de los componentes del campo total durante un periodo, se observa que el comportamiento es variable y que existen cambios de diferente duración y magnitud en su intensidad, inclinación o componente horizontal y vertical (**Contreras F. R., 2014**).

3.14.1. TORMENTAS MAGNÉTICAS

Las tormentas Magnéticas, son variaciones transitorias del campo geomagnético que, se pueden producir en cuestión de horas con, variaciones en el orden de centenares de gammas y mayores a las 1000 gammas.

Tienen una periodicidad de 27 días, y se puede correlacionar con el ciclo de actividades de las manchas solares (**Contreras F. R., 2014**).

3.14.2. VARIACIÓN DIURNA

En el registro del campo geomagnético continuo, durante 24 horas existen variaciones en el día respecto a la noche. Durante el día la variación es mayor, lo que significa que existe una correlación con la intensidad de la radiación solar (**Contreras F. R., 2014**).

3.14.3. VARIACIÓN SECULAR

Es una variación del campo geomagnético, con un periodo de décadas o siglos. Se observan como variaciones en la inclinación, declinación y en las componentes de la intensidad. La magnitud del cambio varía con el tiempo.

3.14.4. CAMBIOS DE POLARIDAD

El cambio de polaridad, del campo geomagnético, es una de las principales características. Esto se descubrió al observar que magnetizaciones remanentes naturales tenían direcciones contrarias en algunos casos, sin que hubiera evidencia de rotación. Los intervalos de tiempo relativamente cortos con una polaridad dada son llamados eventos, y cuando la duración es mayor se les denomina épocas.

3.14.5. CRONES DE POLARIDAD

Los crones se definen como los intervalos de tiempo geológico que tienen una polaridad de campo geomagnético constante delimitada por inversiones. Las inversiones magnéticas son procesos de periodos largos que aparecen aleatoriamente en el tiempo. La duración de una transición de polaridad es desconocida. Estas reversiones de polaridad proporcionan a las rocas un código de barras, la cual constituye la escala de tiempo de polaridad geomagnética (**Beamud E., 2013**).

3.15. REMANENCIA MAGNÉTICA EN LAS ROCAS

La remanencia magnética de una roca se puede llamar magnetización remanente natural (NRM). Esta se adquiere por diferentes procesos que tienen lugar al mismo tiempo o posteriores a la formación de las rocas, y esto produce una magnetización remanente primaria o secundaria (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

3.16. MAGNETIZACIÓN REMANENTE TÉRMICA (TRM)

Es la magnetización que las rocas ígneas adquieren al momento en el que se enfrían, tal como la magnetita que se cristaliza a 1000°C, donde los cristales permanecen en estado paramagnético, en el magma derretido como en la roca sólida. Cuando la temperatura de la roca cae por debajo del punto de Curie los cristales se vuelven superparamagneticos, pero mientras más se enfrían se vuelven ferromagnéticos (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

El modelo desarrollado por Louis Neél explica como los minerales pueden guardar información del campo geomagnético, lo que conlleva dos consecuencias principales:

1. El proceso de adquisición de TRM es reversible. Si la roca se calienta por encima de la Temperatura de bloqueo (Tb), la energía térmica activa la transición paralela-antiparalela. Es decir, existe un valor de temperatura de desbloqueo, donde se dispersa la magnetización adquirida durante el enfriamiento anterior (**Lanza R., Meloni A., 2006**).
2. Los TRM de cristales con diferente Tb, Tb1> Tb2, son independientes y se suman entre sí para dar el TRM total de la roca. Por lo tanto, cada población de cristales registra únicamente el campo presente en el instante en que la temperatura cae por debajo de su temperatura de bloqueo (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

Los cristales ferromagnéticos de una roca no constituyen una población homogénea, ya que la composición mineralógica, la forma y las dimensiones, varían en rangos más o menos amplios. En consecuencia, la temperatura de bloqueo varía de un grano a otro y la roca se caracteriza por un espectro de temperaturas de bloqueo (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

3.17. MAGNETIZACIÓN REMANENTE VISCOSA

Se origina por la reorganización del momento magnético de algunos granos de roca cuando los granos están expuestos a un campo ambiental por un largo tiempo. Es decir, la nueva magnetización en las rocas tiende a orientarse en la dirección del campo de la

tierra. Estas rocas pueden adquirir una magnetización viscosa (VRM), de acuerdo con la siguiente ley:

$$J_{VRM} = S \log t \tag{19}$$

Donde:

S= Es el coeficiente de viscosidad, el cual depende de las características de los dominios.

t= Es el tiempo que la roca fue sometida al campo.

La magnetización remanente viscosa, es una magnetización secundaria, que por lo general se considera como ruido, pero afortunadamente puede eliminarse. Cuando S es alto, el VRM adquirido en unos pocos segundos puede ser lo suficientemente grande como para causar un cambio en el valor de remanencia durante el tiempo requerido para realizar las mediciones.

3.18. TIEMPO DE ADQUISICIÓN DE REMANENCIA

El objetivo del paleomagnetismo es identificar la magnetización primaria, sincrónica con la formación de la roca. En el caso de las rocas volcánicas el enfriamiento tiene lugar en un intervalo de tiempo de unas pocas horas a unos pocos años y desde el punto de vista geológico, el TRM tiene la misma edad que la roca. Si se considera a las rocas intrusivas, el enfriamiento requiere más tiempo y la edad isotópica ya no es la de emplazamiento, sino en la que se cerró el sistema isotópico utilizado para la datación. De manera similar, la edad del TRM primario es aquella en la que la temperatura cayó por debajo de la temperatura de bloqueo (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

La relación cronológica entre la formación de la roca y la remanencia debe ser cuidadosamente evaluada. Si los dos procesos son rápidos, la roca y su magnetización primaria tienen la misma edad. También la dirección del campo de la Tierra puede sufrir cambios, como una inversión de polaridad, la cual se registran en la misma muestra (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

3.19. TÉCNICAS DE LABORATORIO

El objetivo del paleomagnetismo es medir la magnetización remanente de cada muestra, poder identificar sus componentes y minerales ferromagnéticos (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

3.20. MEDICIONES DE REMANENCIA

Como la magnetización remanente es un vector, la medición debe calcular la magnitud y dirección, ésta última definida con los ángulos de declinación e inclinación, utilizados para describir el campo de la tierra. Los componentes de la magnetización remanente se obtienen en el sistema de referencia de la muestra registrada en el campo al momento de colectarla. Idealmente las muestras se deben medir en diferentes direcciones para poder reducir los errores de medición, debido a la falta de homogeneidad de la magnetización remanente. La muestra y el sensor se tienen que proteger contra campos magnéticos externos para evitar la magnetización inducida y así poder minimizar el ruido (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

3.21. DESMAGNETIZACIÓN

Las rocas adquieren magnetización natural por medio de varios procesos en el momento en que se forman, llamada magnetización primaria, pero también pueden adquirir magnetización secundaria, después de que se hayan formado. La magnetización remanente natural consiste en varias componentes, donde cada componente tiene su significado distinto, tanto geológico como cronológico. Cuando una roca tiene diferentes componentes de magnetización, cada componente corresponde a una población diferente de granos ferromagnéticos, pero si tienen diferentes propiedades magnéticas, los componentes se pueden cancelar (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

Para que se puedan cancelar los componentes de la magnetización remanente natural, se tiene que proporcionar energía térmica (Th) o magnética (Af). (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

La energía térmica se basa en la reversibilidad de PTRM. Esto se puede realizar mediante un horno, el cual debe estar protegido de los campos magnéticos externos, y construido para que los campos magnéticos causados por el calentamiento se anulen mutuamente. Cuando se mide la MRN a temperatura ambiente, la muestra se calienta a cierta temperatura T1. Los dominios magnéticos con Tb<T1 pierden su magnetización. Como en el momento de la desmagnetización no hay un campo, debido al escudo magnético, no tiene una dirección preferencial, por lo que cada dominio se encuentra magnetizado en su dirección fácil y la resultante de los dominios con Tb<T1 es cero. Calentando la muestra a T2, se cancelan los dominios de Tb<T2. Este proceso se repite paso a paso hasta que se alcanza el valor máximo de Tb, que también puede coincidir con el punto de Curie o ser más bajo (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

Se usa la proyección estereográfica para representar las direcciones. Si el NRM tiene un solo componente, la dirección de la magnetización remanente medida después de cada paso de desmagnetización no cambia y todos los puntos correspondientes en la red se encuentran cerca el uno del otro. Si la NRM consta de dos componentes, la dirección de la magnetización remanente cambia a medida que se cancela uno (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

Con los diagramas de proyecciones ortogonales ideados por Zijderveld, se puede evaluar cambios simultáneos en la dirección e intensidad de la desmagnetización. En la gráfica los dos planos están superpuestos y se dibujan los puntos correspondientes a la cabeza del vector de la magnetización remanente. La curva que une los puntos completos muestra cómo cambia la declinación a medida que disminuye la intensidad. El que une los puntos abiertos muestra cómo cambia la inclinación (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

Si el diagrama de proyecciones ortogonales consta de dos líneas que apuntan hacia el origen, los valores de declinación e inclinación son constantes, por lo que el MRN consta de un solo componente. Si el diagrama consta de dos componentes, la desmagnetización eliminará primero el componente menos estable y después el más estable. (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

Si los espectros se superponen parcialmente, las líneas discontinuas asumen una tendencia curvilínea y el componente estable aún puede ser reconocible.

La desmagnetización es utilizada para aislar el componente más estable, el que corresponde a los valores más altos de temperatura de bloqueo y de fuerza coercitiva, la cual es llamada magnetización remanente característica. Los componentes eliminados al principio son llamados magnetización remanente viscosa. Otra técnica de interpretación es llamada círculos de remagnetización. El caso más común es el que la magnetización remanente natural consta de un componente primario y un componente secundario, variable de un espécimen a otro, donde los círculos se cruzan a lo largo de una dirección común. La magnetización característica es proporcionada por un conjunto de muestras del sitio (**Lanza R., Meloni A., 2006**).

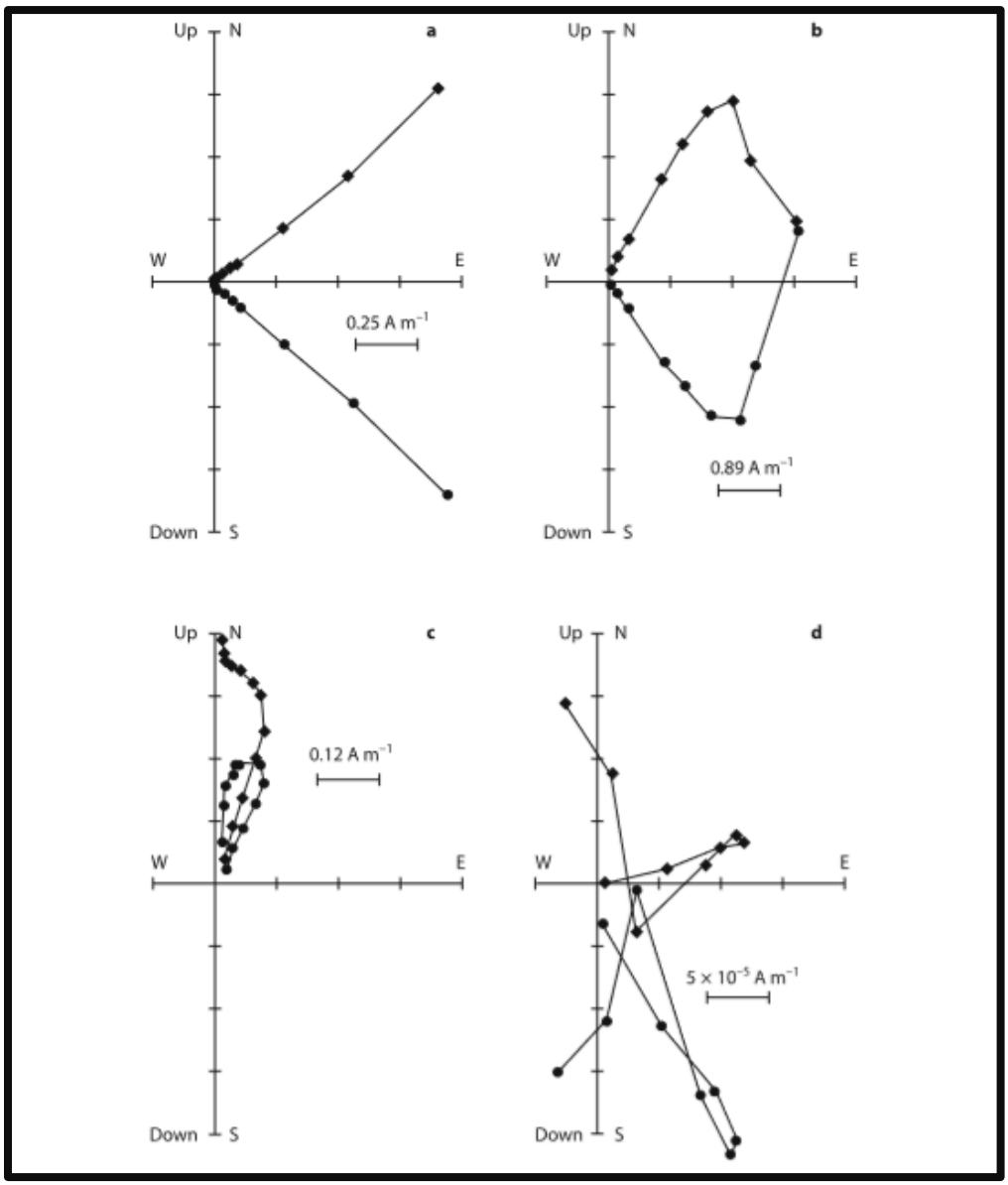


Figura 3.21.1 Diagrama de Ejemplo de diagrama de Zijderveld. Cuadros= declinación, Punto= Inclinación; Barra de escala=intensidad de remanencia. A)Remanencia de un solo componente. B) Dos componentes con espectros distintos. C) Dos componentes con espectros superpuestos. D) Tres componentes. **(Lanza R., Meloni A., 2006).**

3.22. ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Los métodos estadísticos para analizar los conjuntos de datos de AMS son de dos tipos:

1. Análisis escalar de las direcciones principales de la anisotropía de susceptibilidad
2. Análisis de la orientación de los elipsoides

Se requiere para los dos métodos la obtención de valores medios y factores de confiablidad. Para el primer análisis se manejan los valores de anisotropía que son relaciones de los valores escalares; por lo que se obtienen medias aritméticas o geométricas y factores de confiabilidad como desviación estándar o intervalos de confianza (**Caballero I. C., 2011**).

La estadística empleada para evaluar las orientaciones del elipsoide de anisotropía debe ser de direcciones en el espacio. El método que se emplea es el Jelinek, que es el que se encuentra disponible en el softwere para los resultados provenientes de Agico (Anisoft 3). En este método se obtiene una media para cada eje, representativa para cada conjunto de datos; debiendo ser los valores de las medias ortogonales entre sí (**Caballero I. C., 2011**).

Los métodos de análisis direccional proporciona para cada eje, una elipse de confianza (equivalente a α95 de la estadística Fisher), dada por los valores de su semieje mayor (αmax) y menor (αmin). Entre más pequeña es la elipse mejor agrupada están las direcciones y mayor confiabilidad tienen los resultados (**Caballero I. C., 2011**).

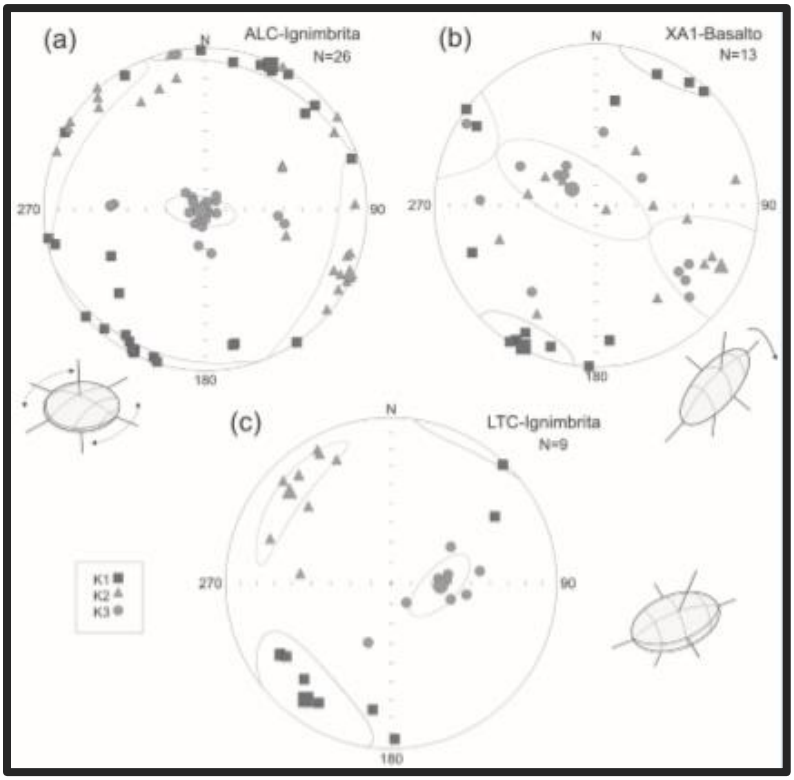


Figura 3.22.1 Ejemplo de elipses de confianza (Cecilia I. Caballero, 2011).

CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA

En este capítulo se describe la recolección de muestras en el campo, la preparación de especímenes para su medición en el laboratorio y los procedimientos de medición de la anisotropía de susceptibilidad magnética y de la remanencia característica.

4.1. TRABAJO DE CAMPO Y PREPARACIÓN DE ESPECÍMENES

La zona de estudio se encuentra aproximadamente a 102km de la ciudad de Ensenada, Baja California. En 6 secciones diferentes se colectaron muestras de roca orientadas correspondientes al miembro B de la ignimbrita del Mioceno. A continuación, se muestran las coordenadas y las elevaciones de las secciones muestreadas:

Tabla 4.1 Datos de los sitios de muestreo con sus coordenadas y elevaciones.

Nombre de la zona	**N**	**O**	**Elevación**
CARA-B-2014	31°43’36.08’’	115°46’01.58’’	1512M
LP1-B-2014	31°48’11.43’’	115°46’14.34’’	1711M
237-B-2016	31°49’26.51’’	115°38’34.82’’	633M
STT-B-2014	31°53’14.54’’	115°33’09.20’’	536M
STT-A-2014	31°53’17.91’’	115°33’12.50’’	456M
LP-B-2014	31°42’59.79’’	115°35’14.93’’	788M

En cada sección se obtuvieron muestras de rocas (o núcleos) con perforadoras portátiles (motor de gasolina y brocas de alrededor de 20-25 cm de longitud y diámetro interior de 2.5-2.6 cm) y las brocas enfriadas con agua durante la perforación.

Los núcleos tienen una longitud de 5 a 15 cm. Antes de retirarlos del afloramiento, los núcleos se marcaron con un plumón para indicar la orientación del azimut e inclinación

del núcleo. Cada uno de esos núcleos después se dividió en dos o más especímenes para completar el trabajo de laboratorio.

En cada sección se obtuvieron diferente cantidad de núcleos:

- En la sección CARA-B-2014 se obtuvieron 12 núcleos donde se pudieron obtener 19 especímenes.
- En la sección LP1-B-2014 se obtuvieron 10 núcleos donde se pudieron obtener 15 especímenes.
- En la sección LP-B-2014 se obtuvieron 10 núcleos donde se pudieron obtener 12 especímenes.
- En la sección STT-A-2014 se obtuvieron 13 núcleos donde se pudieron obtener 16 especímenes.
- En la sección STT-B-2014 se obtuvieron 15 núcleos donde se pudieron obtener 24 especímenes.
- En la sección 237-B-2016 se obtuvieron 19 núcleos donde se pudieron obtener 31 especímenes.

4.2. PROCESAMIENTO DE AMS

En total fueron 117 especímenes los que fueron medidos para obtener los datos de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS) en el equipo de KLY-3 KAPPABRIDGE en el laboratorio de Paleomagnetismo en el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE).

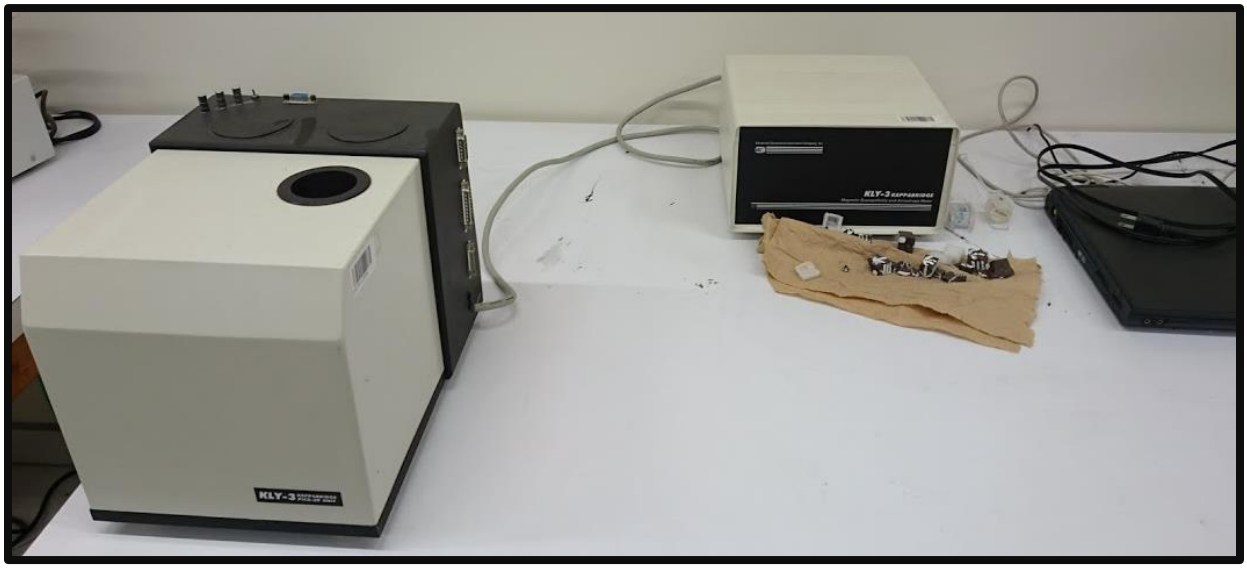


Figura 4.2.1 Equipo KLY-3 KAPPABRIDGE para el análisis de ASM.

Cada espécimen se expuso a temperatura ambiente a un campo magnético externo (H) para inducir una magnetización (M). La magnitud y orientación de (M) depende de su contenido y proporción de minerales y de la magnitud de los campos empleados para medirlas. Mediante la determinación de M en un campo conocido H, se puede estimar el AMS de cada espécimen.

Los datos de AMS fueron obtenidos mediante campos bajos que se aplicaron en 15 direcciones diferentes. Las direcciones son tomadas correspondiendo con las marcas de orientación de la muestra: X es la dirección del azimut y Z es la dirección perpendicular al espécimen de su superficie orientada.

Los datos fueron procesados en el software ANISOFT42® el cual calcula los ejes principales de la AMS obteniendo los resultados con las coordenadas de la muestra y proporciona las magnitudes de la susceptibilidad de los ejes.

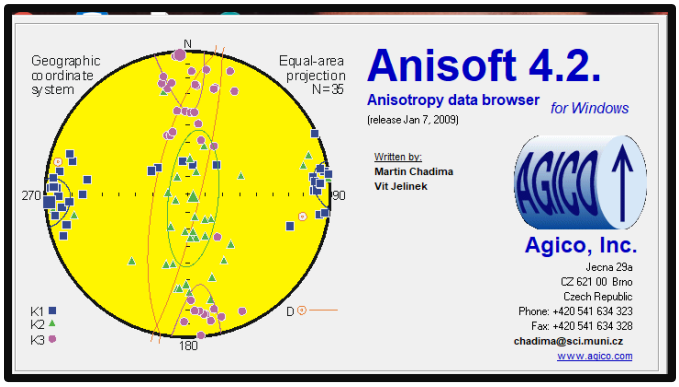


Figura 4.2.2 Programa Anisoft 4.2. para el análisis de ASM.

Para obtener dichos resultados, el equipo KLY-3 KAPPABRIDGE del laboratorio de Paleomagnetismo se calibró antes de realizar las mediciones con una muestra patrón con un valor de susceptibilidad que es conocido, donde también se midió la susceptibilidad del porta muestras, para restarla al final de cada medición.

4.3. PROCESAMIENTO PALEOMAGNÉTICO

El análisis de los datos paleomagnéticos se realizó en el laboratorio de Paleomagnetismo en el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE). También se analizaron 117 muestras que corresponden a las 6 secciones del sur de la sierra Juárez, para conocer las componentes vectoriales del magnetismo remanente natural.

Para realizar las mediciones se utilizó la técnica de desmagnetización térmica, donde cada muestra se sometió a diversas temperaturas a partir de la temperatura inicial, la cual fue 50°C hasta alcanzar los 625°C con diferencia de 50°C (25 a temperaturas más altas) en cada intervalo.

Los pasos que se siguieron para obtener la Magnetización Remanente Característica fueron los siguientes:

Las muestras se colocaron en una bandeja resistente a temperaturas elevadas para después introducirlas al horno, estas muestras se marcaron con un plumón especial, el cual resiste a temperaturas elevadas, e indica las características de la muestra y el sitio al que corresponde.

Figura 4.3.1 Horno del laboratorio de paleomagnetismo del CICESE.

Durante la desmagnetización, los datos se monitorean en el software Rema6W ®. Para utilizar este software, primeramente, se configuró, para comprobar que el equipo JR-6A DUAL SPEED SPINNER MAGNETOMETER estuviera bien conectado, posteriormente se calibró y se inició con las mediciones.

Las gráficas de las mediciones se observaron en el software Remasoft3.0 ®, donde se obtuvieron las proyecciones estereográficas y los diagramas de Zijderveld de cada muestra, en sus diferentes intervalos de temperaturas y en cada sección del área de estudio, donde es común representar los resultados de desmagnetización progresiva.

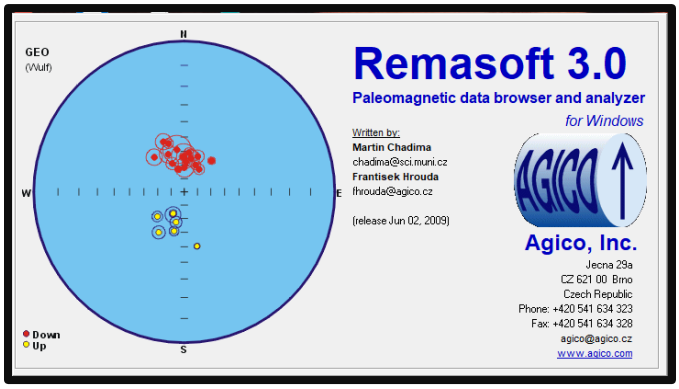


Figura 4.3.2. SOFTWERE Remasoft 3.0 para el análisis de datos paleomagnéticos.

La desmagnetización tiene el propósito de aislar el componente de desmagnetización más estable, el cual corresponde a los valores más altos de la temperatura de bloqueo (Tb), la cual se denomina la Magnetización Remanente Característica (ChRM). Sin embargo, los componentes con menos estabilidad son de interés en otras aplicaciones, pero los componentes cancelados en los primeros pasos corresponden a una magnetización remanente viscosa (VRM).

Los diagramas de Zijderveld se utilizaron para mostrar la información direccional e intensidad en un solo diagrama proyectando el vector en dos planos ortogonales. Donde posteriormente, se extraen los componentes magnéticos utilizando el análisis de mínimos cuadrados, es decir, la magnetización remanente característica (ChRM). Esta magnetización remanente característica (ChRM) se observa en las proyecciones estereográficas.

CAPÍTULO 5 RESULTADOS

5.1. Resultados

En este estudio se analizaron 6 sitios, en cada sitio se obtuvieron diferente número de muestras, las cuales se pueden observar en la tabla siguiente:

Tabla 5.1 Muestras de los sitios.

Sitio	N
CARA-B	19
LP1-B	15
LP-B	12
STT-A	16
STT-B	24
237-B	31

En la figura 2.4.1 se muestra los lugares donde se observan los puntos muestreados.

5.2. RESULTADOS ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

El primer análisis que se realizó fue el de anisotropía de susceptibilidad magnética, el cual está relacionado con la composición de los minerales magnéticos de las muestras. La cantidad de minerales ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos se conoce con las medidas de AMS. Si la susceptibilidad es mayor a $5\,x\,10^{-3}$ indica minerales ferromagnéticos, si AMS es menor a $5\,x\,10^{-4}$los minerales son paramagnéticos. Una susceptibilidad entre estos dos valores indica una contribución mixta entre ferro- y paramagnéticos.

La tabla 5.2 muestra los datos promedio de los sitios muestreados correspondientes al método de AMS.

Tabla 5.2 Datos de los resultados del procesamiento de AMS de los sitios de muestreo. Dónde: N es el número de testigos por sitio. K1, K2 y K3 son las direcciones principales. Km es la medida geométrica de la susceptibilidad volumétrica del sitio en unidades SI. σ es la desviación estándar de lnKm. P es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma.

Sitio	**N**	**K1**	**K2**	**K3**	**Km**	**σ**	**P**	**T**
CARA-B	19	1.013	1.004	0.982	3.17X10-03	5.08X10-04	1.033	0.436
LP1-B	15	1.012	1.011	1.977	6.24X10-03	9.53X10-04	1.041	0.904
LP-B	12	1.019	1.015	0.966	7.73X10-03	9.58X10-04	1.062	0.853
STT-A	16	1.015	1.000	0.985	6.67X10-04	6.36X10-05	1.030	0.025
STT-B	24	1.018	1.015	0.967	2.27X10-03	6.33X10-04	1.060	0.912
237-B	31	1.015	1.10	0.975	5.79X10-03	8.54X10-04	1.045	0.766

En la figura 5.2.1 se muestran las proyecciones estereográficas de los seis sitios muestreados, donde los cuadros azules corresponden a la susceptibilidad máxima K1, los triángulos verdes corresponden a la susceptibilidad intermedia K2, y los círculos rosas corresponden a la susceptibilidad mínima K3.

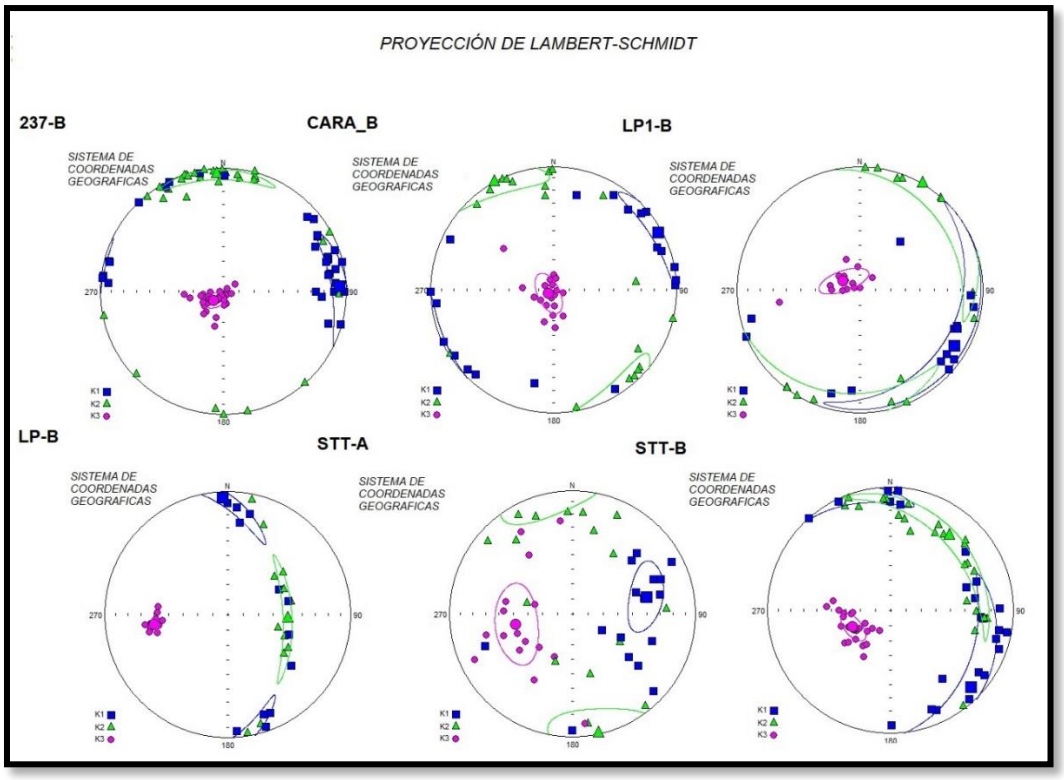


Figura 5.2.1 Proyecciones estereográficas de los sitios 237-B, CARA_B, LP1-B, LP_B, STT-A y STT-B. Donde los cuadros azules corresponden a K1, los triángulos verdes a K2 y los círculos rosas a K3.

En las proyecciones estereográficas se puede observar, a K3 agrupados, mientras que K1 y K2 se encuentran dispersos a lo largo de una faja. Este patrón de distribuciones indica que el elipsoide de susceptibilidad magnética de cada sitio es compatible con un elipsoide oblato.

En todos los sitios, a excepción del sitio STT-A, donde predominan los minerales paramagnéticos, se tiene una contribución mixta de minerales ferro y paramagnéticos. Aún en los sitios LP1-B, LP_B y 237-B, no se puede descontar una pequeña contribución paramagnética, pues los valores de susceptibilidad media están muy cerca de la frontera que marca contribuciones mixtas.

En la figura 5.2.2 se muestra el grado de anisotropía del elipsoide que varía desde 1.030 en el sitio STT-A hasta 1.062 en el sitio LP-B.

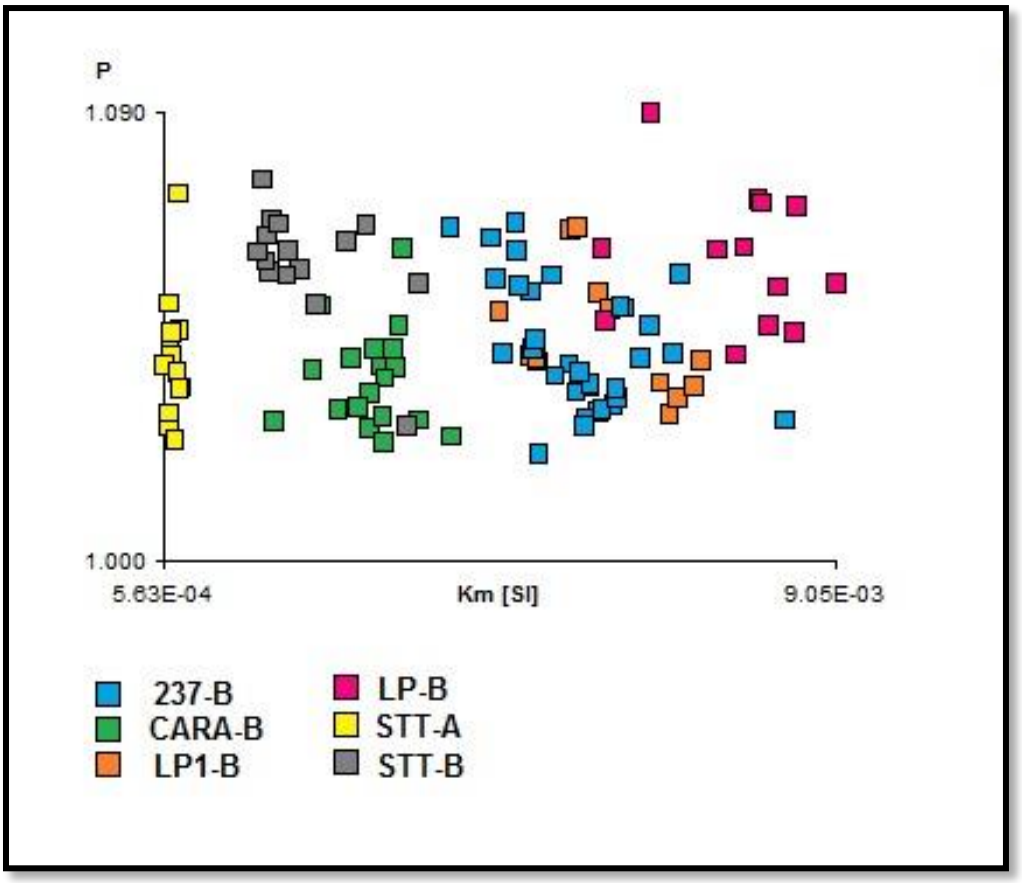


Figura 5.2.2 Grafica del grado de anisotropía (P) vs susceptibilidad total (Km), el cual muestra el grado de anisotropía del elipsoide. Se observa que los elipsoides presentan forma oblada

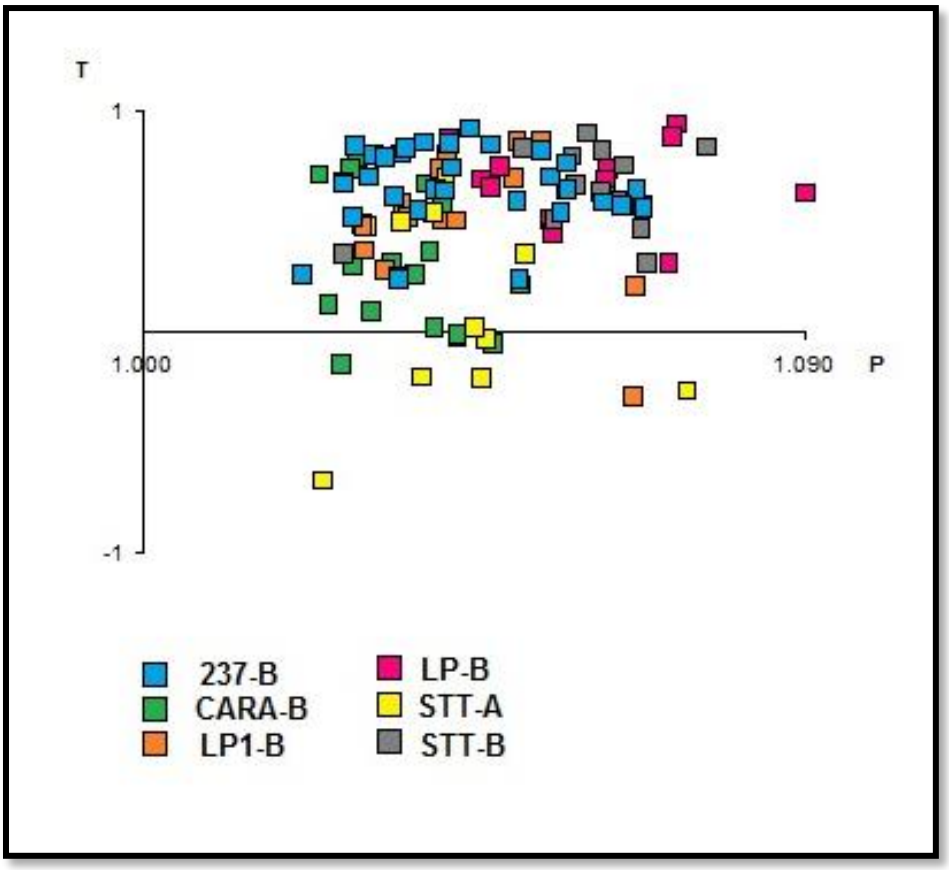


Figura 5.2.3 Grafica del parámetro de forma (T) vs el grado de anisotropía (P), el cual muestra la forma del elipsoide.

Debido a que los valores son T≥0 la forma del elipsoide es oblado o planar. Los valores del parámetro de forma varían desde T= 0.025 para el sitio STT-A hasta T=0.912 para el sitio STT-B.

En la figura 5.2.4 se muestran las proyecciones estereográficas con los datos de cada sitio. La flecha con línea continua corresponde a la dirección de flujo.

Se sabe que las medidas de AMS dan diferentes agrupaciones y que la señal de AMS puede tener diferentes caracteristicas. Las cuatro categorias de agrupacion reportadas por Knight y Walker (1986) fueron:

1. Buen agrupamiento de todas los principales ejes de susceptibilidad, con Kmin cerca de la vertical.
2. Buena grupacion de ejes Kmin casi vertical pero con los otros dos ejes (Kint y Kmax) definiendo una faja.

3. Orientacion aleatoria de los tres tipos de ejes de susceptibilidad.
4. Agrupacion de los tres tipos de ejes pero con Kmin inclinado en un gran angulo de la vertical.

Debido a que el plano Kmax y Kint se encuentran imbricados en la dirección del flujo y Kmin es perpendicular al plano, el azimut del eje Kmin indica la dirección de flujo.

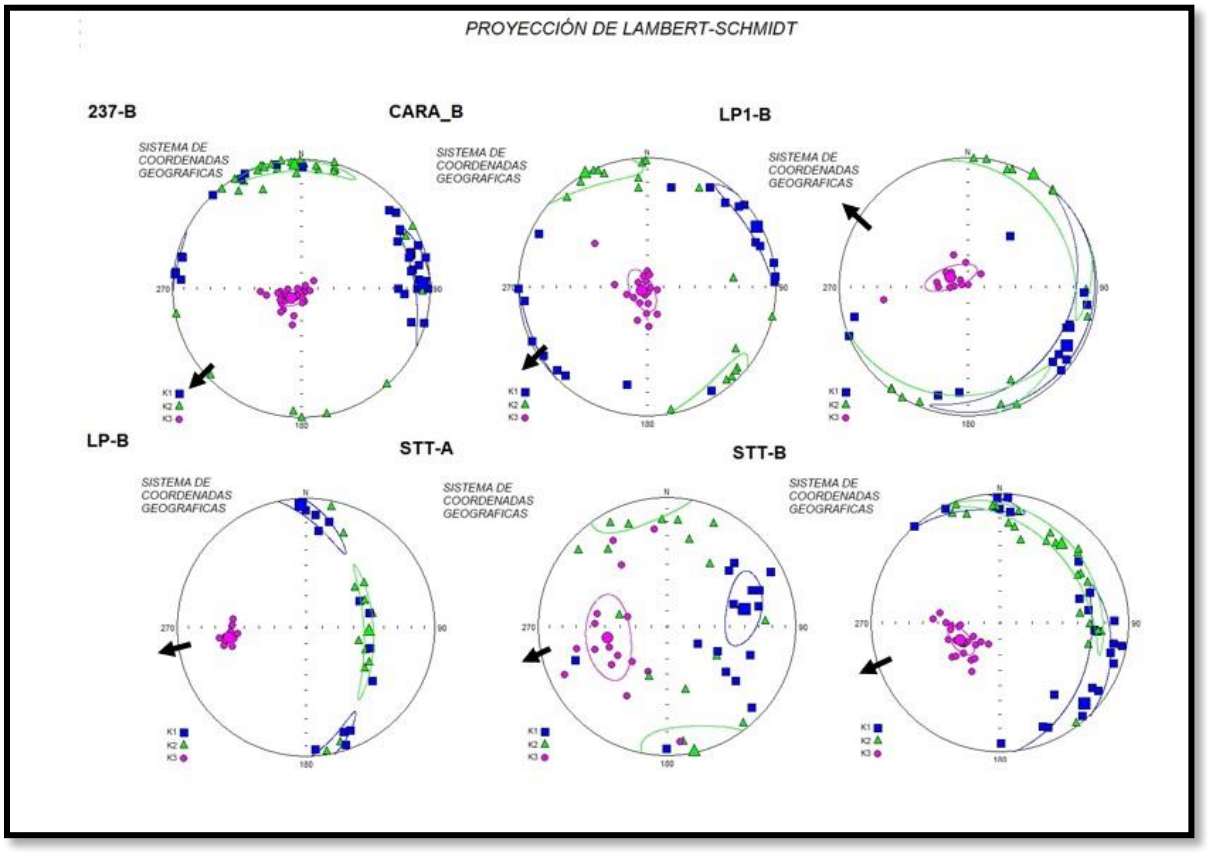


Figura 5.2.4 Dirección de flujo de los 6 sitios de muestreo, en la parte sur de Sierra Juárez, Baja California, México.

5.3. RESULTADOS PALEOMAGNETISMO

En el método de paleomagnetismo se analizaron cinco sitios. En la siguiente tabla se observan los datos promedio de los sitios de interés:

Tabla 5.3.1 Datos de los sitios de muestreo con la declinación e inclinación, el vector resultante, donde: N= Numero de especímenes por sitio. K= parámetro de dispersión. $\propto$ **95**= Intervalo de confianza.

SITIO	N	Dirección IN SITU	VECTOR RESULTANTE	K	$\propto$ 95
CARA-B	19	177.18 / -35.1	14.9	135.15	3.3
LP1-B	15	179.54 / -28.16	12.86	85.33	4.5
LP-B	12	148.77 / -19.71	11.79	52.20	6.1
STT-B	24	158.24 / -35.51	14.86	97.29	3.9
237-B	31	170.77 / -32.87	30.8	147.43	2.1

Se perforaron 6 sitios; dos en la parte que se encuentra en la sierra, y cuatro sitios que se encuentran en el valle, pero por falta de confiabilidad se decidio eliminar el sitio STT-A. Por lo tanto, solo se analizaron 5 sitios para el método de paleomagnetismo. De cada sitio se obtuvieron desde 12 a 31 núcleos y algunos se cortaron en dos especímenes.

Los sitios obtuvieron valores del vector resultante que van desde 11.79-30.8 con un intervalo de confianza de 2.1-6.1.

Recordemos que las curvas de desmagnetización representan la variación de la intensidad de remanencia durante la desmagnetización, pero estas curvas no nos proporcionan información sobre la dirección. Sin embargo, para evaluar los cambios de intensidad y dirección durante la desmagnetización se usan los diagramas de proyección ortogonales o “Diagramas de Zijderveld” para conocer la dirección de la ChRM.

Al realizar las mediciones paleomagnéticas por el método de magnetización térmica, se obtuvieron diferentes diagramas, que se caracterizaron respecto a la clase de los resultados como: Excelente, bueno e insuficiente.

Algunos de estos diagramas fueron los siguientes:

Tabla 5.3.2 clasificación de calidad de las muestras 237-B5E, LP-B10, STT-A1

Muestra	CALIDAD
237-B5E	EXCELENTE
LP-B10	BUENO
STT-A1	INSUFICIENTE

237-B5E

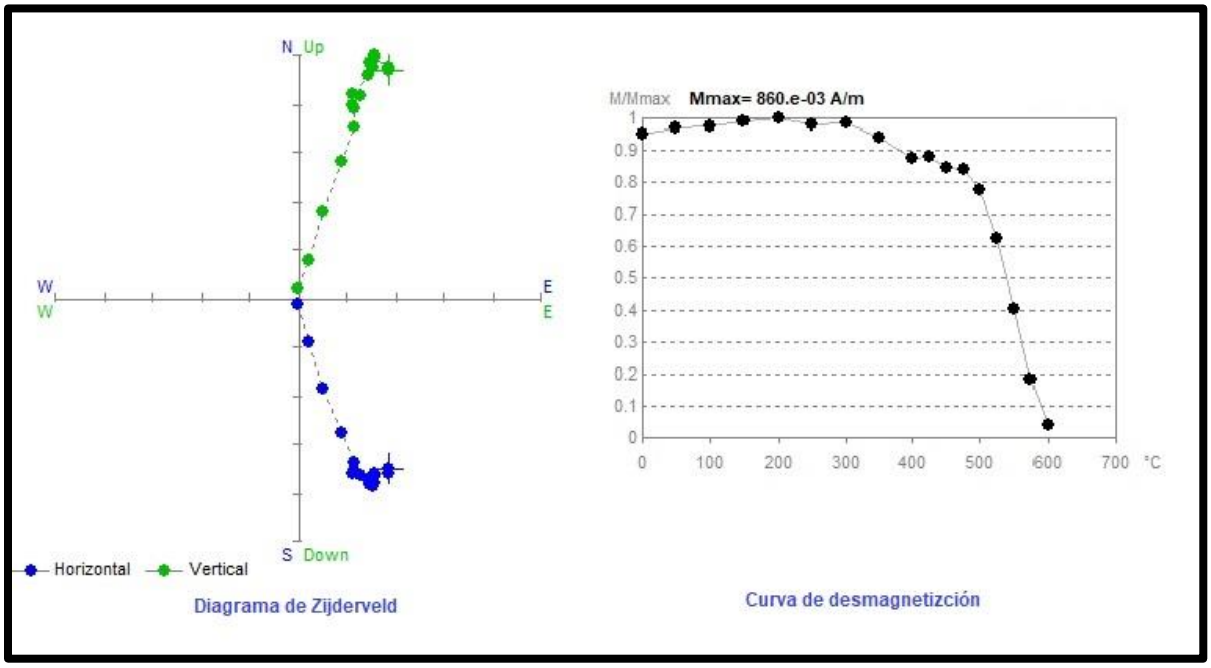


Figura 5.3.1 Diagrama de Zijderveld y curva de desmagnetización de la muestra 237-B5E.

- El espécimen 237-B5E, en el diagrama se observan dos líneas que apuntan hacia el origen, por lo que los valores de (D, I) son constantes, lo que significa que el NRM consta de un único componente.

LP-B10

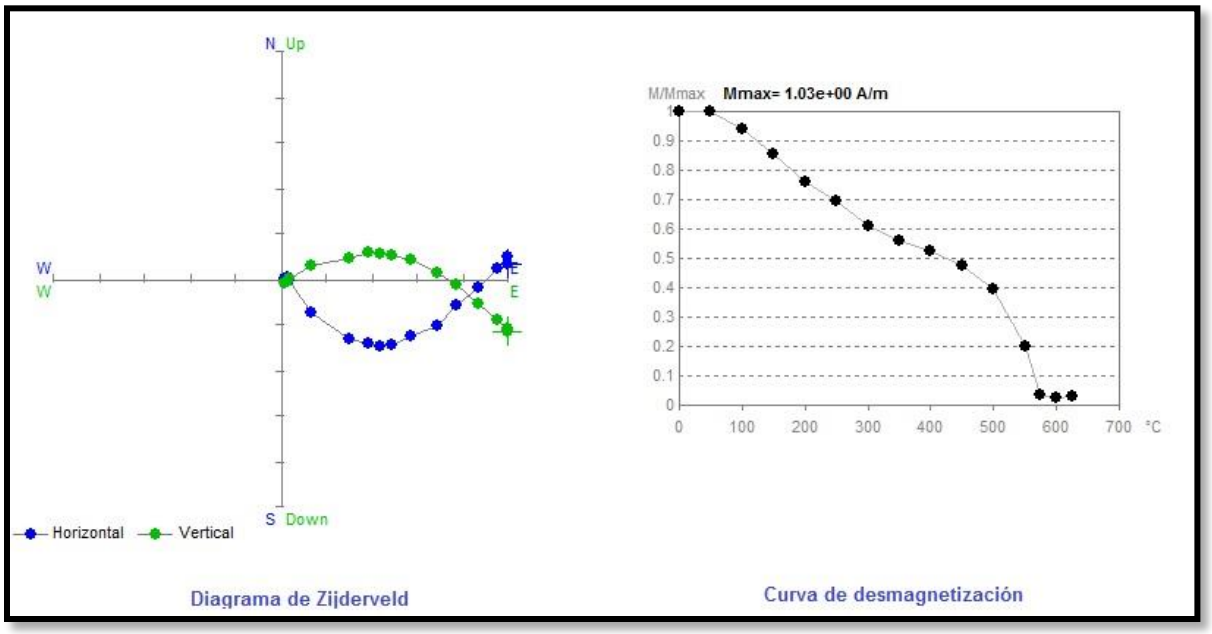


Figura 5.3.2 Diagrama de Zijderveld y curva de desmagnetización de la muestra LP-B10.

- El espécimen LP-10B, se observa que los espectros se superponen, donde las líneas muestran una tendencia curvilínea, pero el componente estable se puede seguir reconociendo durante la desmagnetización.

STT-A1

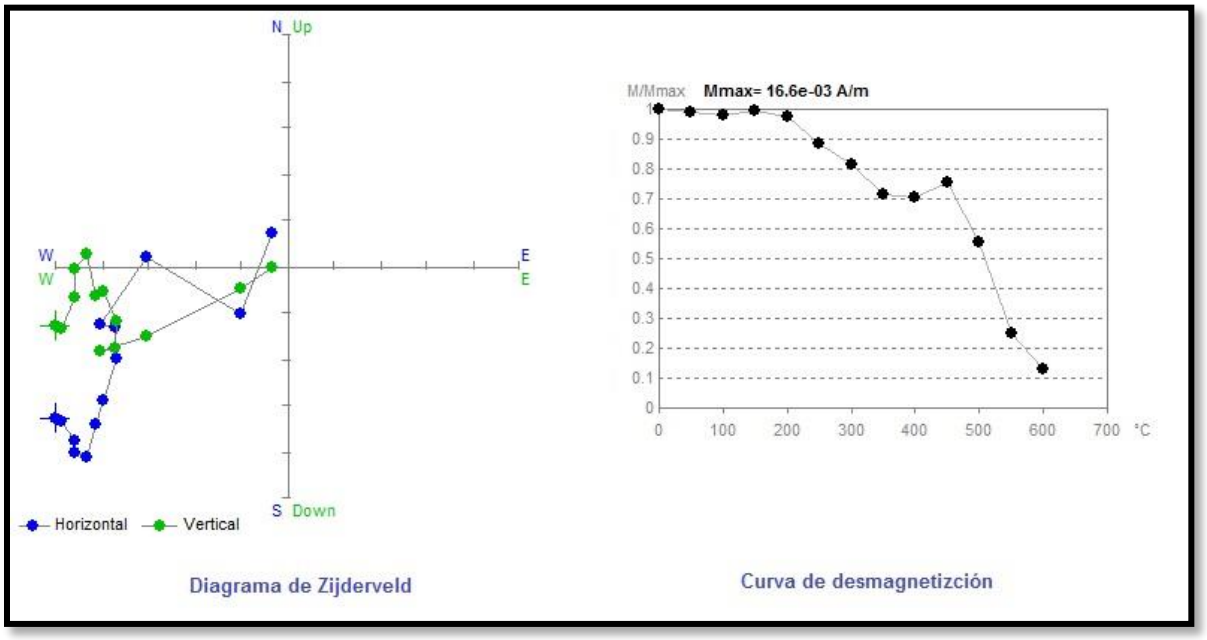


Figura 5.3.3 Diagrama de Zijderveld y curva de desmagnetización de la muestra STT-A1

- El espécimen STT-A1, los espectros se superpone extensamente, y la dirección de la resultante varía continuamente durante la desmagnetización y, por lo tanto, no pueden separarse. Por tal motivo se decidió eliminar este sitio de muestreo.

La mayoría de las muestras se identificaron componentes de remanencia, la cual indica presencia de magnetización remanente viscosa.

En las siguientes proyecciones estereográficas, se muestran los cinco sitios de muestreo, los cuales cuentan con la corrección por basculamiento, la cual, se aplicó porque al muestrearse en el área de estudio se observó una inclinación en los sitios que se encontraban en el valle. Esta corrección, consiste en regresar las unidades de roca a su posición horizontal pre-tectónica.

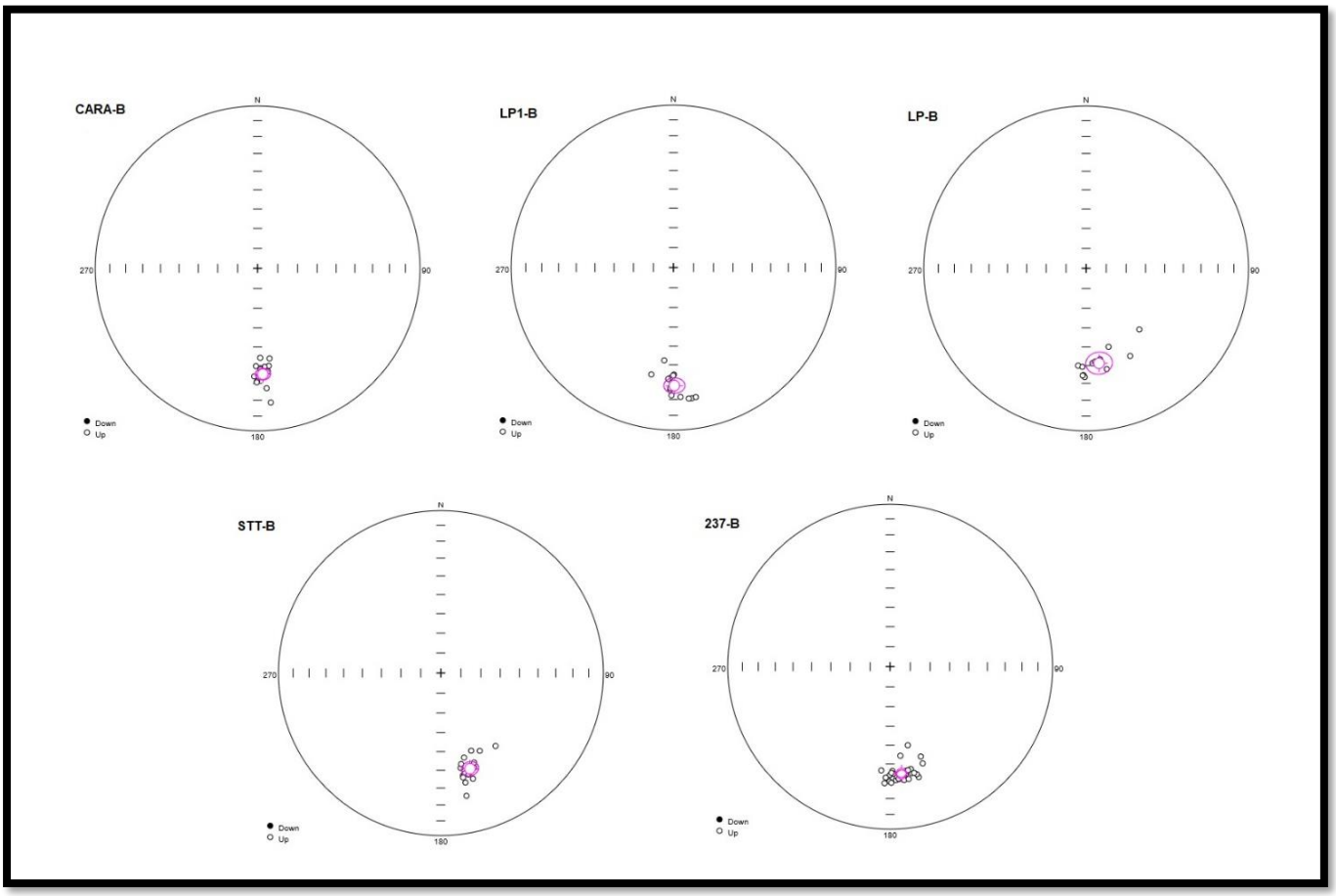


Figura 5.3.4 Proyecciones estereográficas de las cinco áreas de estudio.

Todos los sitios de muestreo presentan una polaridad negativa, lo que significa que en el momento de su depósito el campo magnético presentaba polaridad inversa. Las direcciones de remanencia no son muy diferentes entre sí, por lo que se puede concluir que los flujos piroclásticos de estas zona son contemporáneos, es decir, datan de la misma época.

CAPITULO 6. INTERPRETACIÓN

6.1. INTERPRETACIÓN ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La fabrica mineral de una roca es obtenida por medio de las direcciones principales de susceptibilidad, esta fabrica es adquirida durante el emplazamiento.

Se analizaron 6 sitios, los que pertenecen a la parte sur de Sierra Juárez. Estos sitios se muestrearon para relacionar los sitios que se encuentran en el valle y la sierra.

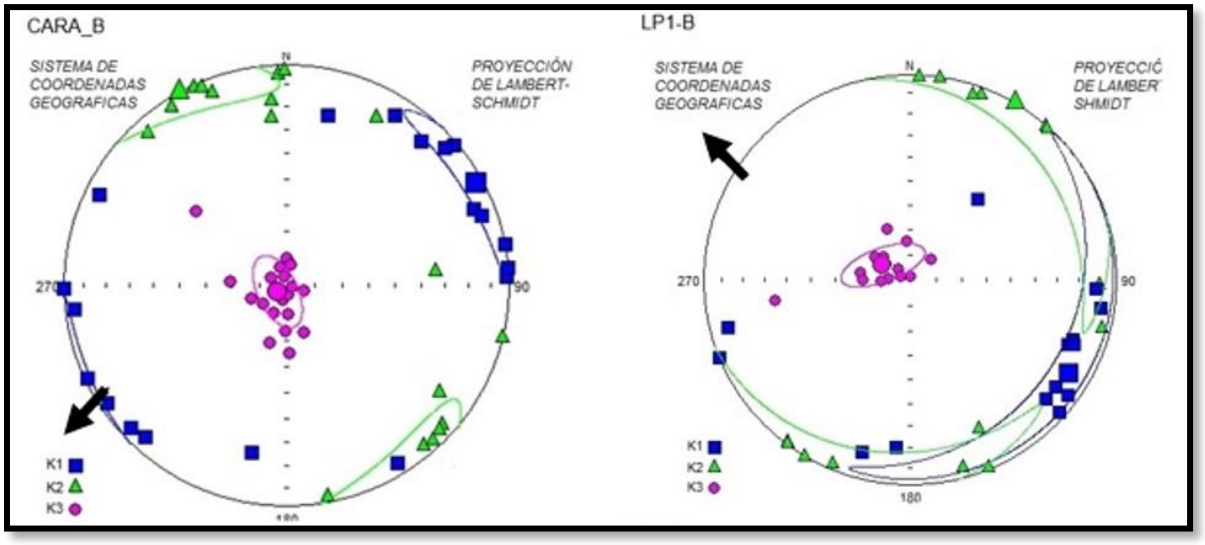


Figura 6.1.1 Dirección de flujo de los sitios que se localizan en la sierra Juárez, Baja California.

Los sitios que se encuentran en el valle se puede observar, en la figura 6.1.2, que el sitio STT-A se encuentran muy dispersos y la región de confianza se encuentra muy grande. Esto pudiera estar asociado a la mayor contribución de minerales paramagnéticos. En los sitios como LP-B, STT-B y 237-B las direcciónes Kmax y Kint se encuentran bien definidas, y la dirección Kmin se encuentra bien agrupada, lo que significa que los resultados son confiables.

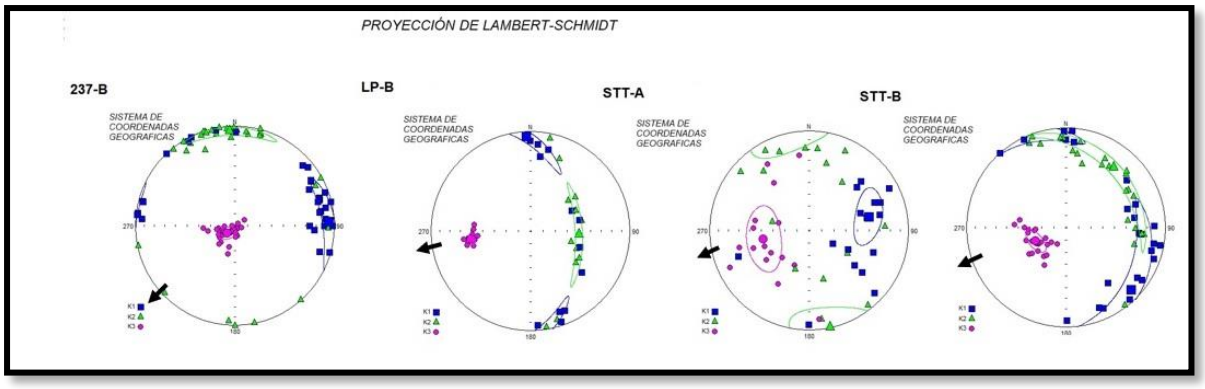


Figura 6.1.2 Dirección de flujo de los sitios que se localizan en el valle de la Sierra Juárez, Baja California.

Con los datos ya analizados y observando las proyecciones estereográficas se concluyó que el deposito de los flujos piroclásticos fue en dirección NE-SW. El cual indica que la fuente de origen se encuentra en dirección NE. El paralelismo de las direcciones de flujo inferidas para prácticamente todos los sitios es compatible con una fuente de erupción única.

Figura 6.1.3. Imagen de Google Earth, con las direcciones de flujo de los 6 sitios de muestreo, en la parte sur de Sierra Juárez, Baja California, México.

En la figura 6.1.3 se puede observar con líneas rojas la dirección del flujo, la cual tiene una dirección NE-SW en los sitios CARA_B, LP-B, 237-B, STT-A y STT-B. Sin embargo, se observa que el sitio LP1-B tiene una dirección diferente a los demás sitios de muestreo. Esta diferencia se atribuye a que no es compatible con una fuente eruptiva al NE de la zona de estudio.

6.2. INTERPRETACIÓN DEL PALEOMAGNETISMO

Los sitios LP-B, STT-B y 237-B se encuentran en el valle, por lo que fue necesario hacer la corrección por basculamiento para regresar los estratos a su forma original, es decir, a la forma en la que fueron depositados los flujos piroclásticos. Al aplicar esta corrección, pudimos observar que el vector resultante de estos sitios fue entre 11.79 a 30.8. En el sitio LP-B se observó que algunos especímenes se superponen y tienen una tendencia curvilínea, pero el componente se puede observar durante la desmagnetización. En el sitio STT-B se observó que en algunos especímenes los espectros se superponen, pero al igual que el sitio LP-B se puede seguir observando la magnetización remanente característica (ChRM). En el sitio 237-B se puede observar fácilmente la ChRM, debido a que la declinación e inclinación son constantes. Por otro lado, la dirección del campo magnético en el momento de formación de los flujos piroclásticos se encontraba invertido como los flujos piroclásticos que se encuentran en la sierra.

Al observar los diagramas de sierra y valle, se pudo determinar que los sitios son contemporáneos. Esto quiere decir que el flujo piroclástico es posible que se haya formado en la misma época, por lo tanto, que provenga de la misma fuente de erupción, como se muestra en la figura 6.2.1. Aunque hay una pequeña diferencia entre las muestras colectadas en la Sierra y en el Valle, no es posible distinguirlas estadísticamente, de manera que la conclusión de un solo evento eruptivo es justificada.

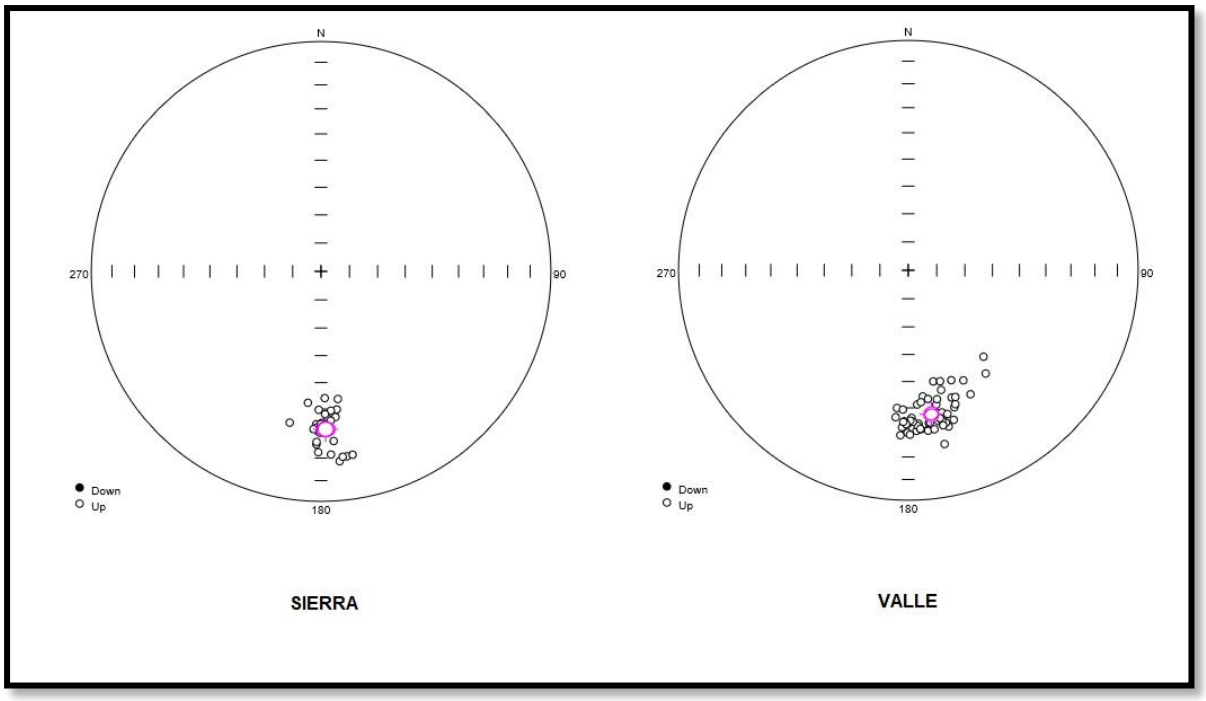


Figura 6.2.1 Proyecciones estereográficas (Paleomagnéticas) de la Sierra y Valle, Sierra Juárez, Baja California México.

CONCLUSIONES

En este trabajo pudimos observar que el magnetismo en las rocas nos ofrece información sobre cómo se formaron, por lo que los análisis magnéticos son la mejor opción para procesar un gran número de muestras.

El estudio de anisotropía de susceptibilidad magnética y paleomagnetismo nos permitió confirmar la contemporaneidad de los flujos piroclásticos así como la dirección de la fuente de erupción.

Por medio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) se concluyó que la composición de los flujos piroclásticos está dominado por minerales ferro y paramagnéticos, a excepción del sitio STT-A donde predominan los minerales paramagnéticos. También se concluye que los flujos piroclásticos tienen una dirección NE-SW, por lo que la fuente de erupción se encuentra en dirección NE. Sin embargo, el sitio LP1-B se observó que su dirección difiere a la de los demás sitios muestreados, y esto se debe a la variación topográfica del sitio, ya que ese sitio se muestreó en la parte de la sierra, por lo que se concluyó que no corresponde a la misma fuente de erupción, o bien que el flujo piroclástico de este sitio fue influenciado por la topografía local.

Bibliografia

Bultter, F. (1998). Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. University of Arizona. Tucson, EUA.

Beamud, E. Paleomagnetism: principles and application. Universitat de Barcelona. Barcelona, España.

Caballero, M., C. I. (2011). La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo. Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México UNAM, Mexico.

Cañon-Tapia, E. y Mendoza-Borunda R., (2014). Magnetic petrofabric of igneous rocks: Lessons from pyroclastic density current deposits and obsidians. J. Volcanol. Geotherm.

Cañón-Tapia E., Castro J. (2004) AMS measurements on obsidian from the Inyo Domes, CA: a comparison of magnetic and mineral preferred orientation fabrics. Journal of Volcanology Geotherm.

Dorsey, J.R. y Burns, B. (1994). Regional stratigraphy, sedimentology, and tectonic significance of Oligocene-Miocene sedimentary and volcanic rocks, northern Baja California, Mexico. Elsevier Science B.V., Amsterdam.

Ellwood, B. B., Hrouda, F., y Wagner, J. J. (1988). Symposia on Magnetic Fabrics: Introductory Comments, Phys. Earth Planet. Int. 51, 249 252.

Guerrero, S. (2016). Anisotropía de la susceptibilidad magnética en cristales naturales de hematites. Universidad Complutense de Madrid. Madrid, España.

Lanza, R., y Meloni, A. (2006). The Earth's Magnetism an Introduction for Geologist. Spinger.

Martin, T., y Serrano, A. (2014). Curso de Física Básica. Universidad Politecnica de Madrid UPM, España.

Mendoza, R., Gary, J. Axen., Hamish, S., Ortega, A., Grover, T. (1998). Stratigraphy and Geocronology of the Tertiary Volcanic and Sedimentary Rocks, in the Southern Sierra Juarez, and Northern Sierra las Tinajas area, in Northeastern Baja California, Mexico. CICESE, Mexico.

Otaola, J., Mendoza, B. y Perez, R. (1993). El sol y la tierra: Una relación tormentosa. La ciencia para todos.

Tauxe, L., (2002). Paleomagnetic Principles and Practice. Kluwer Academic Publishers. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla. CA, USA.

Tarling, D.H. y Hrouda, F. (1993). La anisotropía magnética de las rocas. Chapman & Hall, Londres.

ANEXOS

Anisotropía de susceptibilidad Magnética (ASM)

CARA_B

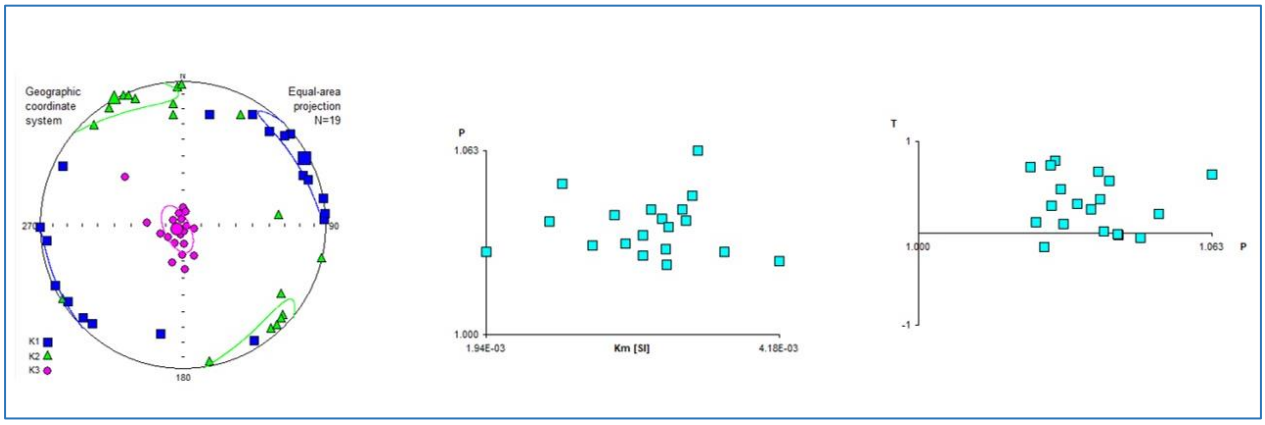


Figura A1. Proyección estereográfica del sitio CARA_B, grafica del grado de anisotropia (P) vs la susceptibilidad total (Km) del sitio CARA_B y grafica del parámetro de forma (T) vs el grado de anisotropía (P) del sitio CARA_B.

237_B

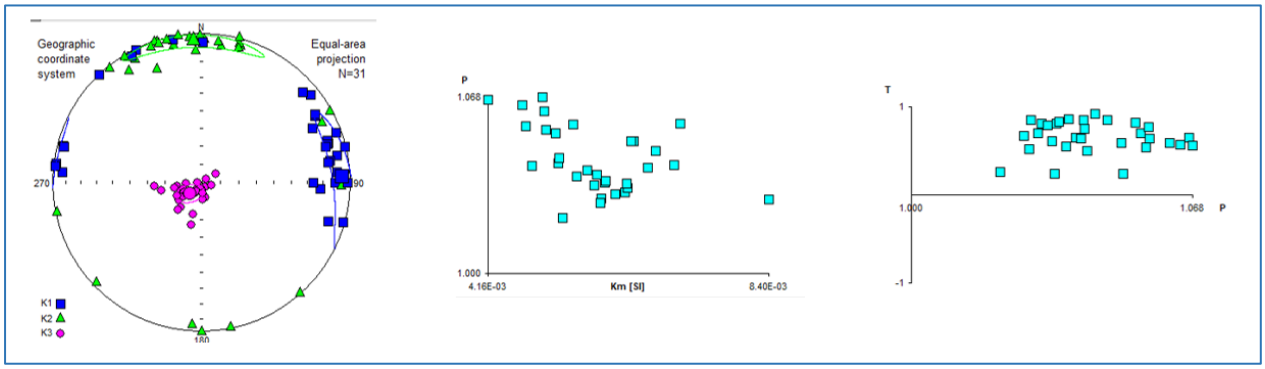


Figura A2. Proyección estereográfica del sitio 237_B, grafica del grado de anisotropia (P) vs la susceptibilidad total (Km) del sitio 237_B y grafica del parámetro de forma (T) vs el grado de anisotropía (P) del sitio 237_B.

LP1_B

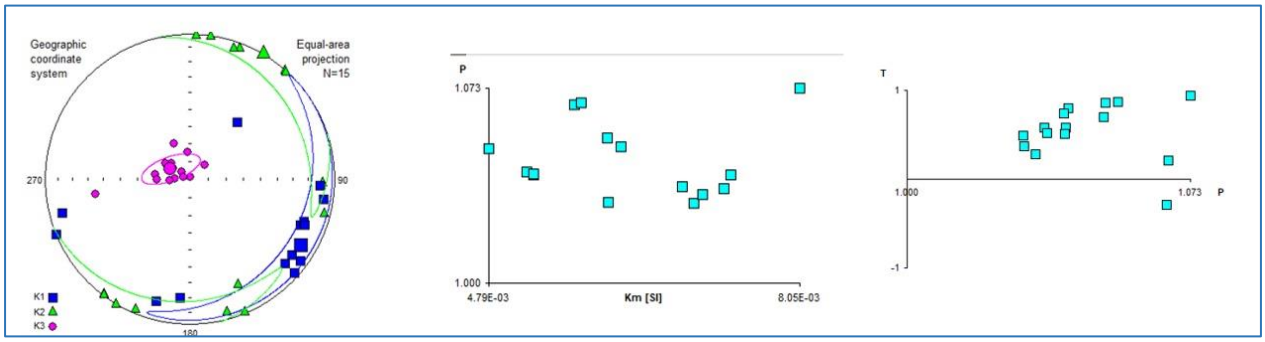


Figura A3. Proyección estereográfica del sitio LP1_B, grafica del grado de anisotropía (P) vs la susceptibilidad total (Km) del sitio LP1_B y grafica del parámetro de forma (T) vs el grado de anisotropía (P) del sitio LP1_B.

LP-B

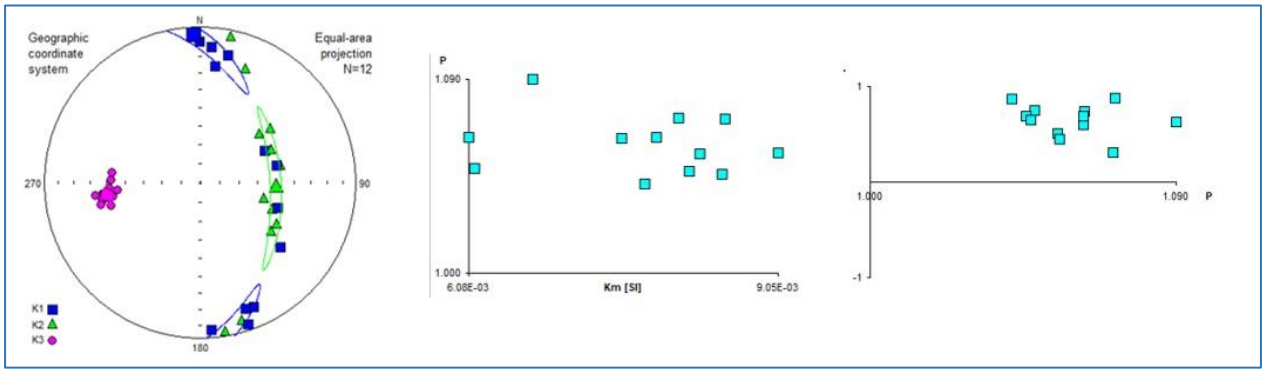


Figura A4.Proyeccion estereográfica del sitio LP-B, grafica del grado de anisotropía (P) vs la susceptibilidad total (Km) del sitio LP-B y grafica del parámetro de forma (T) vs el grado de anisotropía (P) del sitio LP-B.

STT-A

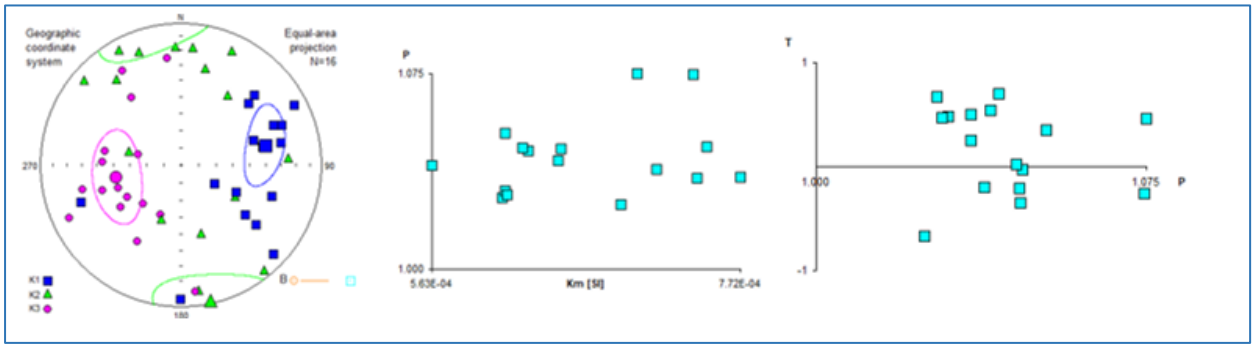


Figura A5. Proyección estereográfica del sitio STT-A, grafica del grado de anisotropía (P) vs la susceptibilidad total (Km) del sitio STT-A y grafica del parámetro de forma (T) vs el grado de anisotropía (P) del sitio STT-A.

STT_B

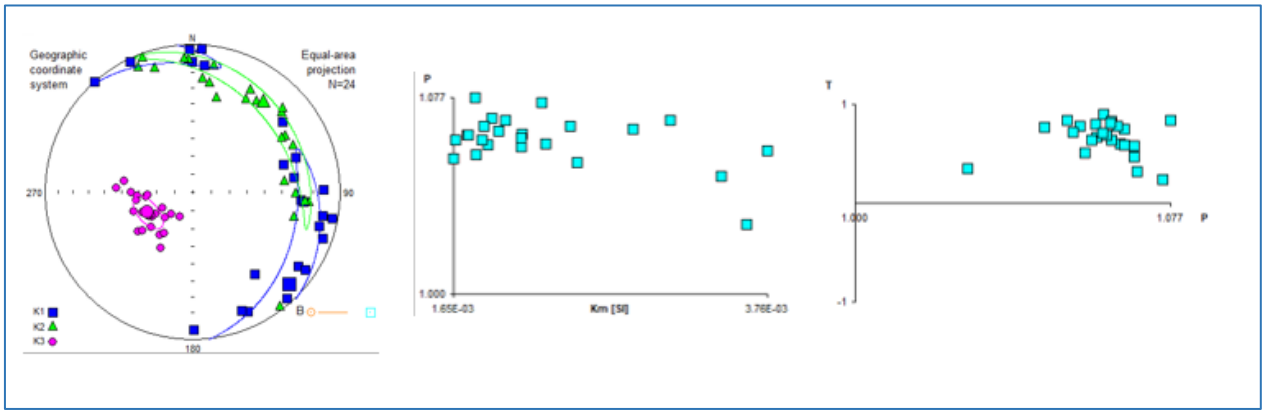


Figura A6. Proyección estereográfica del sitio STT-B, grafica del grado de anisotropía (P) vs la susceptibilidad total (Km) del sitio STT-B y grafica del parámetro de forma (T) vs el grado de anisotropía (P) del sitio STT-B.

Paleomagneticos

237-B

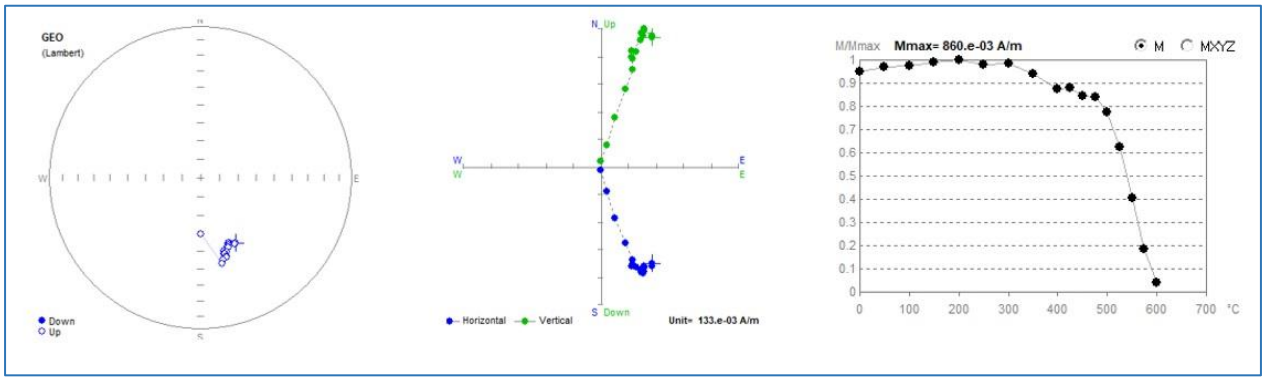
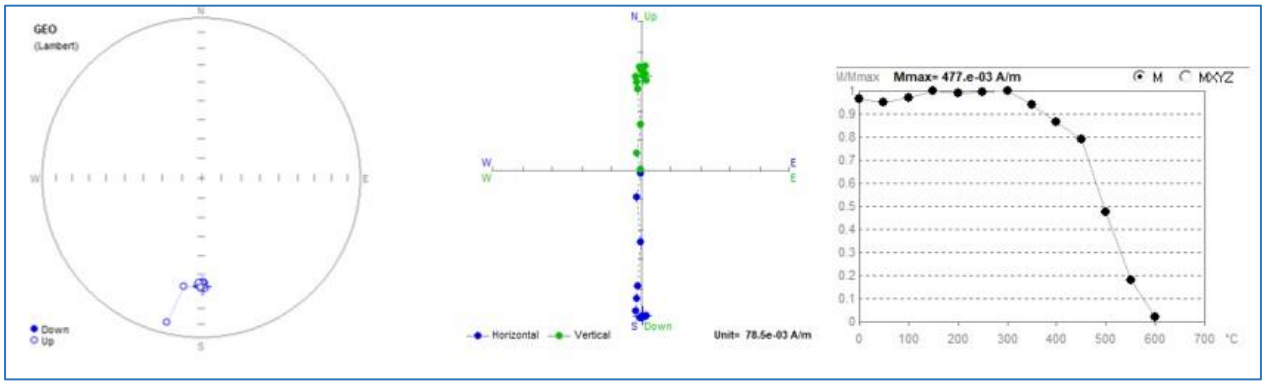


Figura A7. Proyección estereográfica del sitio 237-B, diagrama de Zijderveld del sitio 237-B, Temperatura de bloqueo del sitio 237-B.

CARA-B



Fgura A8. Proyección estereográfica del sitio CARA-B, diagrama de Zijderveld del sitio CARA-B, Temperatura de bloqueo del sitio CARA-B.

LP1-B

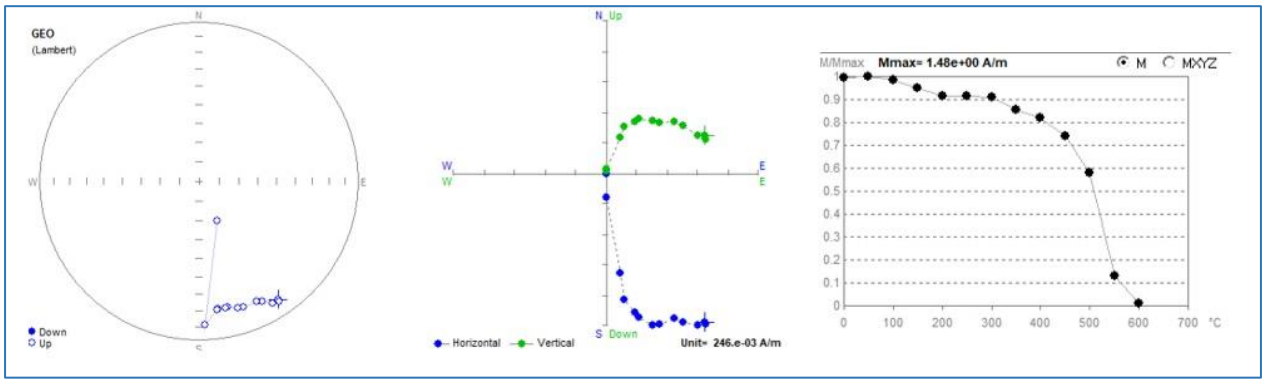


Figura A9. Proyeccion estereografica del sitio LP1-B, diagrama de Zijderveld del sitio LP1-B, Temperatura de bloqueo del sitio LP1-B.

LP-B

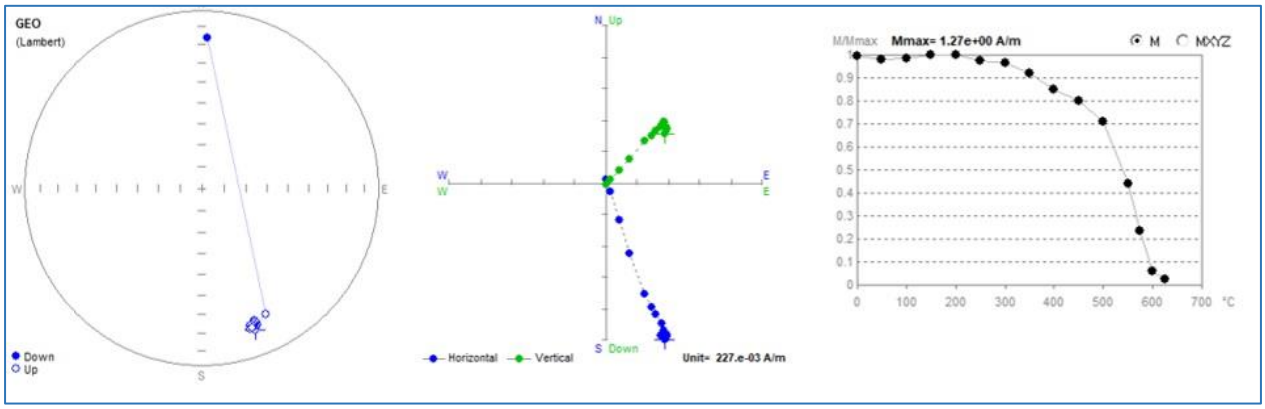


Figura A10. Proyeccion estereografica del sitio LP-B, diagrama de Zijderveld del sitio LP-B, Temperatura de bloqueo del sitio LP-B.

STT-A

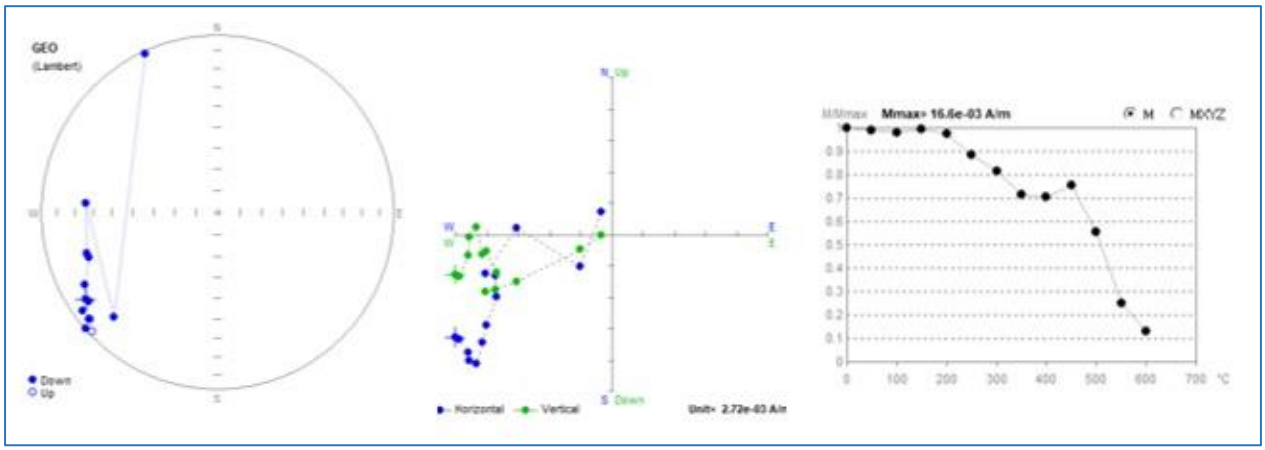


Figura A11. Proyeccion estereografica del sitio STT-A, diagrama de Zijderveld del sitio STT-A, Temperatura de bloqueo del sitio STT-A.

STT-B

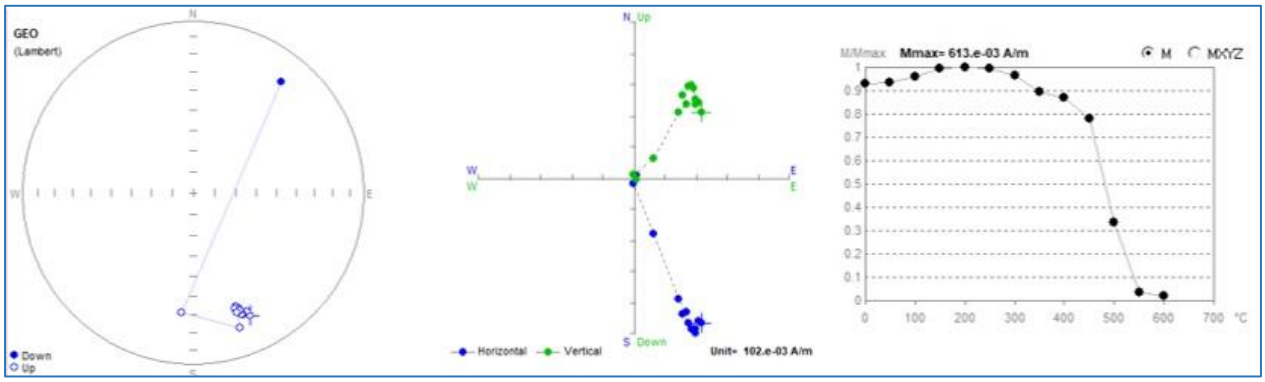


Figura A12. Proyeccion estereografica del sitio STT-B, diagrama de Zijderveld del sitio STT-B, Temperatura de bloqueo del sitio STT-B.