

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE NICARAGUA, Managua.
RECINTO UNIVERSITARIO RUBÉN DARÍO.
FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA.
DEPARTAMENTO DE FÍSICA.**



**ANÁLISIS ESPECTRAL, DISCRIMINACIÓN DE LA ANOMALÍA
MAGNÉTICA Y LOCALIZACIÓN ESPACIAL DE LA FUENTE
GENERADORA DE SISMOS EN EL VOLCÁN TELICA.
LEÓN, NICARAGUA.**

Trabajo Monográfico para Optar al Título de Licenciado en Física.

Autor:

Br. Greyving José Argüello Miranda

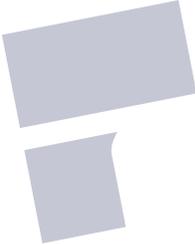
Tutor:

MSc. Gustavo Adolfo González

Asesor:

Lic. Emilio Adán Talavera Martínez

**Septiembre, 2014
Managua, Nicaragua.**

 pdfelement

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE NICARAGUA, Managua.
RECINTO UNIVERSITARIO RUBÉN DARÍO.
FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA.
DEPARTAMENTO DE FÍSICA.**



**ANÁLISIS ESPECTRAL, DISCRIMINACIÓN DE LA ANOMALÍA
MAGNÉTICA Y LOCALIZACIÓN ESPACIAL DE LA FUENTE
GENERADORA DE SISMOS EN EL VOLCÁN TELICA.
LEÓN, NICARAGUA.**

Trabajo Monográfico para Optar al Título de Licenciado en Física.

Autor:

Br. Greyving José Argüello Miranda

Tutor:

MSc. Gustavo Adolfo González

Asesor:

Lic. Emilio Adán Talavera Martínez

**Septiembre, 2014
Managua, Nicaragua.**

ÍNDICE GENERAL

Dedicatoria.....	i
Agradecimientos.....	ii
Carta de aprobación del tutor y asesor.....	iii
Resumen.....	iv
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Planteamiento del problema.....	2
1.3 Antecedentes.....	3
1.4 Justificación.....	5
1.5 Objetivos.....	6
Objetivos generales.....	6
Objetivos específicos.....	6
1.6 Hipótesis.....	6
CAPÍTULO 2: MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO.....	7
2.1 Marco tectónico.....	7
2.2 Marco geológico.....	11
2.3 Sismicidad en Nicaragua.....	12
2.4 Localización del área de estudio.....	16
2.5 Litoestratigrafía del área de estudio.....	17
2.6 Historia eruptiva del Volcán Telica.....	23
CAPITULO 3: TEORÍA DEL CAMPO MAGNÉTICO DE LA TIERRA	29
3.1 El patrón de campo magnético.....	29
3.2 Variaciones del campo magnético con el tiempo.....	32

3.3 Anomalía magnética.....	34
3.4 Dipolo magnético.....	34
3.5 Coordenadas geomagnéticas.....	37
3.6 Análisis armónico del campo geomagnético de la Tierra.....	38
3.7 El Magnetismo de las Rocas.....	40
3.8 Magnetización de las rocas.....	44
3.9 Susceptibilidad magnética de las rocas.....	45
3.10 Histéresis magnética.....	47

CAPITULO 4: MECANISMOS DE LOS SISMOS 49

4.1 Propagación de ondas sísmicas.....	49
4.2 Tensor de tensión y deformación.....	50
4.3 Relación estrés-deformación para un sólido perfectamente elástico: Ley de Hooke Generalizada.....	52
4.4 Reflexión y refracción de ondas sísmicas.....	57
4.5 Tiempos de llegada de una onda de cuerpo y estructura interna de la Tierra.....	58
4.6 Magnitud, energía e intensidad de un sismo.....	60
4.7 Mecanismos de los sismos. Mecanismos focales.....	62
4.8 Tensor Momento Sísmico.....	63
4.9 Sismología Volcánica.....	65

CAPITULO 5: METODOLOGÍA DE ESTUDIO 69

5.1 Trabajo de gabinete.....	69
5.2 Trabajo de Campo. Mediciones de campo magnético total.....	70
5.3 Instrumentos de medición.....	72
5.3.1 instrumentos para las mediciones magnéticas.....	72
5.3.2 Instrumentos en sismología utilizados.....	77
5.4 Procesamiento de datos.....	81
5.4.1 Procesamiento de datos magnético.....	81

5.3.2 Procesamiento de datos sismológicos.....	86
5.5 Tipo de estudio.....	91
5.6 Universo y muestra.....	91
5.7 Variables.....	92
5.8 Definición operativa de las variables.....	92
CAPITULO 6: ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	93
6.1 Análisis y resultados de datos sismológicos en el complejo volcánico Telica Rota.....	93
6.1.1 Estrés, sismicidad y fallas geológicas en el complejo volcánico Telica Rota.....	93
6.1.2 Relación Gütemberg – Richtter de los datos sismológicos del complejo volcánico Telica Rota.....	95
6.1.3 Distribución hipocentral de los datos sismológicos del complejo volcánico Telica Rota.....	97
6.1.4 Sismicidad y fallas geológicas en el complejo volcánico Telica Rota.....	100
6.2 Clasificación de las señales sísmicas en el Volcán Telica.....	102
6.3 RSAM y la sismicidad en el complejo Volcánico Telica Rota.....	106
6.4 Análisis y resultados de datos magnéticos.....	109
6.4.1 Interpretación de mapas magnéticos y correlación geológica.....	109
6.4.2 Interpretación de perfiles magnéticos y topográficos.....	115
6.5 Análisis y discusión de resultados. Modelo Geofísico.....	122
CAPITULO 7: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	130
7.1 Conclusiones.....	130
7.2 Recomendaciones.....	132
BIBLIOGRAFÍA.....	133

ANEXOS.....	138
A. Estaciones sísmicas ubicadas alrededor del volcán Telica.....	138
B. Mapa geológico de volcán Telica.....	140
C. Composición químicas de las lavas en el complejo volcánico Telica Rota.....	141
D. Estimación de la profundidad de la fuente en magnetometría....	142

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 2.1.1: Distribución de los hipocentros en la zona de subducción en Nicaragua, debido al choque Placa Coco y Caribe. (Segura F., 2011).....</i>	8
<i>Figura 2.1.2: Mapa sobre la localización del Bloque de Chortis donde se ubica Nicaragua y muestra los vectores de velocidad relativa de la Placa Coco y Caribe. (LaFemina et al 2011 and DeMets et al 2010).....</i>	9
<i>Figura 2.2.1: Mapa sobre las provincias geológicas de Nicaragua. 1: Provincia del Pacífico, 2: Provincia de la Depresión Nicaragüense, 3: Provincia De las Tierras Altas del Interior, 4: Provincia Paleo-Mesozoica del Norte, 5: Provincia de la Costa Atlántica. (Parsons, 1972; www.ineter.gob.ni, redibujado por Argüello G).....</i>	10
<i>Figura 2.3.1: Distribución por mes de la sismicidad en Nicaragua desde 1977 a 2012. En esta figura también muestra el vacío de datos sísmicos en los que la Red Sísmica Nacional dejó de operar (1983-1992). (Tenorio, V, 2013).....</i>	13
<i>Figura 2.3.2: Mapa epicentral de la sismicidad somera en Nicaragua de 1977 al 2012 (INETER, elaborado por V. Tenorio, 2013).....</i>	14
<i>Figura 2.3.3: (a) Distribución hipocentral en Nicaragua en un corte transversal perpendicular a la zona de subducción, (b) Distribución en profundidad de la sismicidad en Nicaragua de 1977 al 2012. (Tenorio V, 2013).....</i>	15
<i>Figura 2.3.4: Distribución de las magnitudes en la escala de Richter de los sismos ocurridos entre 1977 al 2012. (Tenorio V, 2013).....</i>	16
<i>Figura 2.4.1: Localización del área de estudio. Complejo volcánico Telica. (Elaborado por Argüello G.).....</i>	17
<i>Figura 2.5.1: Columna litoestratigráfica del área de Telica. (Hradecký P, 1999).....</i>	18
<i>Figura 3.1.1: Componentes del campo magnético Terrestre, donde D representa la declinación magnética, Y la componente Este-Oeste, I es la inclinación magnética, H</i>	

<i>es la intensidad del campo horizontal, F es la intensidad total del campo magnético, X es la componente Norte-Sur, N es el norte geográfico, S es el sur geográfico, E este geográfico, W es el oeste geográfico. (Kertz, 1986).....</i>	29
<i>Figura 3.1.2: Densidad de flujo magnético B a través de una superficie A. (Resnick R., Halliday D., Kranc k. 2001).....</i>	30
<i>Figura 3.4.1: Campo magnético generado por un dipolo. (Telford, 1990).....</i>	35
<i>Figura 3.4.2: (a) Muestra las líneas de campo magnético terrestre como tomando a la Tierra como un enorme dipolo, (b) Geometría para determinar la densidad de flujo magnético con respecto al vector posición en un punto determinado sobre una línea de fuerza magnética generada por el dipolo magnético terrestre, como un modelo simplificado. (V. Udías, 1986).....</i>	36
<i>Figura 3.5.1: Dipolo magnético terrestre y sus coordenadas geomagnéticas en relación con las coordenadas geográficas. (V. Udías, 1986).....</i>	37
<i>Figura 3.7.1: Orientación de los momentos magnéticos en las sustancias ferromagnéticas. (S. Griemklee).....</i>	43
<i>Figura 3.9.1: Variación de la susceptibilidad (unidades en el Sistema Internacional, SI) respecto al contenido de magnetita. (Parasnis, 1997).....</i>	47
<i>Figura 3.10.1: Lazo de histéresis. Se indica la fuerza coercitiva Hc y la densidad de flujo remanente Br. (Google imagen).....</i>	48
<i>Figura 4.1.1: Representación de los Vectores de la fuerza interna por unidad de volumen y el vector de esfuerzos por elemento de superficie sobre un sólido deformable. (Google Imagen).....</i>	49
<i>Figura 4.2.1: Representación del tensor de tensiones aplicado a un sólido deformable en forma de un paralelepípedo al cual es sometido a fuerzas externas. (google imagen).....</i>	50
<i>Figura 4.2.2: Representación de las deformaciones unitarias y el tensor de deformación que resulta de los esfuerzos aplicados al punto OPQ por lo que cambia su configuración inicial a una configuración que sufre un desplazamiento. (Bremaecker, 1985).</i>	52
<i>Figura 4.3.1: Representación de la deformación generada por los esfuerzos externos aplicado y la relación entre las deformaciones unitarias (Coeficientes de Poisson). (Google Imagen).....</i>	54
<i>Figura 4.5.1: Rayos reflectados y refractados de una onda sobre un plano que separa dos medios sólidos de diferentes densidades. (Udías, 1986).....</i>	57
<i>Figura 4.6.1: Modelo simplificado de una Tierra homogénea donde se muestra el trayecto de los rayos sísmicos en el interior de la Tierra. (Vallina Udías, 1986).....</i>	58
<i>Figura 4.6.2: Rayos sísmicos a través de las capas del interior de la Tierra, como una Tierra formada por capas de diferentes propiedades física. (Vallina Udías, 1986).....</i>	59

<i>Figura 4.6.3: (a) Rayo sísmico refractado por el núcleo, causando una zona de sombra para la onda P (b) Muestra el correspondiente curva de viaje con un salto, que no es más que la onda PKP que es no es más que la nomenclatura utilizada para la fase que pasa por el núcleo externo. (Udias, 1986).....</i>	60
<i>Figura 4.8.1: (a) Separación de compresiones y rarefacciones del primer movimiento de las ondas sísmicas P en u plano de falla y un auxiliar perpendicular a este, (b) patrón de radiación de la onda P vista en el plano principal y el auxiliar, (c) una vista tridimensional de los patrones de radiación en un punto de doble acople (Kennett, 1983, p90).....</i>	62
<i>Figura 4.8.2: Planos nodales en la representación estereografía de un sismo, mecanismos focales y los parámetros de la geometría de la falla geológica correspondiente. (Kennett, 1983).....</i>	63
<i>Figura 4.9.2: Representación de los mecanismos focales más comunes y sus respectivas fallas geológicas que los generan. (Revista científica 186, IGEO-España).</i>	64
<i>Figura 4.10.1: Sismo volcano tectónico registrado en la estación ubicada en las cercanías al cráter del volcán Telica, en esta figura se muestra la forma de onda, el espectro de amplitudes y el espectrograma respectivo de este evento.(INETER, 2013).....</i>	66
<i>Figura 4.10.2: Sismo de largo periodo o bajas frecuencias (LP) registrado en la estación ubicada en las cercanías al cráter del volcán Telica, en esta figura se muestra la forma de onda, el espectro de amplitudes y el espectrograma respectivo de este evento. (INETER, 2013)</i>	67
<i>Figura 4.10.3: Tremor volcánico registrado en la estación ubicada en las cercanías al cráter del volcán Telica, en esta figura se muestra la forma de onda, el espectro de amplitudes y el espectrograma respectivo de este evento. (INETER, 2013).....</i>	68
<i>Figura 5.2.1: Metodología en la toma de datos de campo magnéticos.....</i>	70
<i>Figura 5.8.1.1: Principio físico del bombeo óptico.....</i>	73
<i>Figura 5.8.1.2: Principio electrónico del magnetómetro de vapor de cesio.....</i>	74
<i>Figura 5.3.1.3: Magnetómetro de vapor de cesio (G858).....</i>	75
<i>Figura 5.3.1.4: Medidor de Susceptibilidad Magnética (SM 30), Terraplus USA Inc.....</i>	77
<i>Figura 5.3.2.1: Sensor de un Sismómetro de banda ancha Trillium Nanometric de 40,0Hz de tres componentes.....</i>	78
<i>Figura 5.3.2.2: Sensor de un Sismómetro de periodo corto SARA de 4,50Hz de una y de tres componentes.....</i>	79
<i>Figura 5.3.2.3: Sensor de un Sismómetro de periodo corto SS1 Ranger de Kinematics de 1Hz de una componente (Componente Vertical).....</i>	80
<i>Figura 5.2.4: Sensor de un Sismómetro de periodo corto Lennartz de 50Hz.....</i>	80

<i>Figura 5.4.2.1: Diagrama de Red de la transmisión de datos sísmicos (INETER), (Facilitado por Morales INETER).</i>	87
<i>Figura 5.4.2.2: Método de localización de un sismo. Arriba muestra el procesos de picado de fase y abajo se muestra la información que se genera con la diferencia temporal entre la onda P y S.</i>	89
<i>Figura 6.1.1: Histograma de la sismicidad mensual registrada en el volcán Telica de 1997 al 2012. Estos incluyen todos los eventos sísmicos sin discriminación de sus fuentes. (INETER, 2012)</i>	93
<i>Figura 6.1.2: Histograma de la distribución de magnitud de los eventos sísmicos localizados en el área del complejo volcánico de Telica desde 1997 al 2012. (INETER, 2012)</i>	94
<i>Figura 6.1.3: Histograma de la distribución en profundidad de los eventos sísmicos localizados en el área del complejo volcánico de Telica desde 1997 al 2012. (INETER, 2012).</i>	95
<i>Figura 6.1.4: Determinación del valor b para la actividad sísmica registrada en el volcán Telica entre los años 1997 al 2012. (INETER, 2012)</i>	97
<i>Figura 6.1.3.1: Distribución de los hipocentros en tres dimensiones a través de un sección transversal Este – Oeste, de la actividad registrada de 1997 a al 2012. (INETER, Elaborado por G. Argüello, 2013).</i>	98
<i>Figura 6.1.3.2: Distribución de los hipocentros en tres dimensiones a través de un sección transversal Norte - Sur, de la actividad registrada de 1997 a al 2012. (INETER, Elaborado por G. Argüello, 2013).</i>	99
<i>Figura 6.1.3.3: Distribución de los hipocentros en tres dimensiones a través de un sección transversal Noroeste –Sureste, de la actividad registrada de 1997 a al 2012. (INETER, Elaborado por G. Argüello, 2013).</i>	99
<i>Figura 6.1.3.1: Distribución de los cambios de estrés en bars entre los volcanes de Nicaragua. (Funk et al, 2009).</i>	100
<i>Figura 6.1.3.2: Distribución de los epicentros de la actividad sísmica en Telica registrada entre 1997 a al 2012. (INETER, Elaborado por G. Argüello, 2013)</i>	102
<i>Figura 6.2.1 izquierda: corresponde al espectro de amplitud de varios sismos del tipo LP. Derecha: se muestra la forma de onda de uno de los eventos LP. (INETER, Elaborado por G. Argüello, 2013).</i>	103
<i>Figura 6.1.3.2: El gráfico corresponde al espectro de amplitudes de sismos de fases múltiples donde se muestra las diferentes frecuencias predominantes. (INETER, Elaborado por G. Argüello, 2013).</i>	105
<i>Figura 6.3.1: Serie temporal de la ocurrencia de diferentes tipos de señales sísmicas</i>	

<i>registradas en el volcán Telica (1997-2012). (Fuente: INETER, elaborado por G. Argüello).</i>	107
<i>Figura 6.3.2: Unidades RSAM del volcán Telica medido con la estación TELN de 2000 al 2012.(INETER, Elaborado por G. Argüello).</i>	109
<i>Figura 6.4.1.1: Mapa de campo magnético total del complejo volcánico Telica. (Elaborado por G. Argüello, 2013).</i>	111
<i>Figura 6.4.1.2: Mapa de anomalía magnética regional del complejo volcánico Telica. (Elaborado por G. Argüello, 2013).</i>	114
<i>Figura 6.4.1.3: Mapa de anomalía magnética residual del Complejo volcánico Telica Rota. (Elaborado por G. Argüello, 2013)</i>	115
<i>Figura 6.4.2.1: Perfiles A- A´ topográfico, campo magnético total, campo magnético regional y campo magnético residual.....</i>	119
<i>Figura 6.4.2.2: Perfiles B- B´ topográfico, campo magnético total, campo magnético regional y campo magnético residual.....</i>	122
<i>Figura 6.5.1: Perfil A –A´ modelo de anomalía magnético residual. (Argüello G, 2014).....</i>	127
<i>Figura 6.5.2: Perfil B –B´ modelo de anomalía magnético residual. (Argüello G, 2014).....</i>	129
<i>Figura A.1: Sistema de Alerta Temprana (SAT) ubicado en el volcán Telica. (INETER; Elaborado por V. Tenorio).</i>	138
<i>Figura A.3: Modelo de velocidades utilizado en Nicaragua, para determinar la localización de un sismo. (V. Tenorio, 2013). Meter este modelo en la localización de eventos.....</i>	139
<i>Figura B.1: Mapa Geológico del complejo volcánico Telica. (Fuente Hradecký et al, 2000).</i>	140
<i>Figura C.1: Distribución de los tipos de lavas según los porcentajes de Na₂O+K₂O en función del contenido de SO₂.(Hradecký et al, 2000).....</i>	141
<i>Figura K.2: Distribución de los compuestos alcalinos según los porcentajes de Na₂O+K₂O en función del contenido de SO₂. (Hradecký et al, 2000).</i>	141
<i>Figura K.3: Distribución de los lavas del complejo volcánico Telica según la clasificación modal en función de los contenidos alcalinos y férricos.(Hradecký et al, 2000).....</i>	141
<i>Figura N.1: Método de Peters. Estimación empírica de la Profundidad.....</i>	143

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.2.1 Formaciones Geológicas del Pacífico de Nicaragua.....	11
Tabla 3.2.1: Variaciones del campo magnético de la Tierra. (Blakely, R., 1995)....	33
Tabla 3.7.1: Características de los materiales magnéticos. (William H., 1991).....	44
Tabla 3.9.1: Susceptibilidades magnéticas en unidades 10-6(En unidades del Sistema Internacional, SI). (Dobrin 1988, y Ubieta K, 1995).....	46
Tabla 5.4.1.1: Corrección de datos magnéticos a lo largo de un perfil. (G.Argüello, 2014).....	82
5.7 Variables.....	92
5.8 Definición Operativa de las variables.....	92
Tabla 6.5.1: Estimación de Profundidad del cuerpo 1 (Volcán Telica) sobre el Perfil A – A´.....	124
Tabla 6.5.2: Estimación de Profundidad del cuerpo 2 (Cerro El Ñajo) sobre el Perfil A – A´.....	124
Tabla 6.5.3: Estimación de Profundidad del cuerpo 3 (Caldera Pre Telica, Cerro Montoso) sobre el Perfil B – B´.....	124
Tabla 6.5.4: Estimación de Profundidad del cuerpo 4 (Volcán Telica) sobre el Perfil B – B´.....	124
Tabla A.1: Estaciones Sísmica que conforman el SAT de Telica.....	138

DEDICATORIA

A Dios:

Que es quien nos da la vida, la sabiduría, nos guía, nos da la fuerza y la fortaleza para continuar adelante superando cada obstáculo que encontramos a lo largo de nuestras vidas.

A mi familia:

*En especial a mis dos madres **Ada Linda Miranda Ortíz** y **Ramona Otilia Ortíz Castillo**, a mis hermanas **Perla Vannessa A. Miranda**, **Naydeling Del Socorro A. Miranda** y mi hermano **Edual Ramón A. Miranda**, también con especial cariño dedico este trabajo monográfico a la familia de **Silvia Elena Lanuza**, por haberme apoyado en todo momento en esta etapa de mi vida y mi formación profesional de manera incondicional.*

*A los que ya no están presentes con nosotros pero representan parte importante en mi formación como persona y profesional Mis abuelos **Nicolás Ramón Miranda Miranda**, **Juan Pablo Bonilla** y **Adilia Argüello**, con los que compartí momentos valiosos de mi vida.*

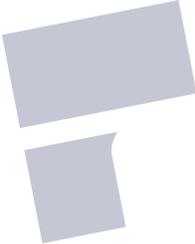
AGRADECIMIENTOS

Agradezco en especial a mi tutor **MSc. Gustavo Adolfo González** y a mi asesor **Lic. Emilio Adán Talavera Martínez**, porque dirigieron mi trabajo monográfico como un excelente profesionalismo, paciencia, apoyo, y por haberme brindado sus conocimientos e información importante en referencia a la culminación de mi monografía y desarrollo profesional.

Agradezco a Profesora **MSc. Karla Ubieta Huete, (UNAN-Managua)**, por todo su apoyo en información geofísica y metodológica que si ello no hubiese sido posible culminar satisfactoriamente mi trabajo monográfico, así como del conocimiento transmitido a través de sus enseñanzas en las diversas materias que me impartió durante mi formación profesional en la carrera de Licenciatura en Física.

Hago extensiva mi gratitud con el **Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER)** que me apoyo en darme acceso a equipos y datos geofísicos (sismológicos, geológicos, mapas e informes), de los cuales no hubiese sido posible realizar este trabajo sin su apoyo, así como las facilidades económicas para llevar a cabo el levantamiento de campo, y de esta manera finalizar con mi trabajo monográfico para optar al título de Licenciatura en Física, en especial agradecimiento a la **Lic. Virginia Tenorio, Ing. Martha Navarro** y el equipo de electrónica y geología de la Dirección General de Geología y Geofísica: **Tec. Allan Morales, Tec. Antonio Acosta y Ing. Martha Herrera, Ing. Javier Ramírez, Ing. Eveling Espinoza, Ing. Rosario Avilés, Br. Francisco Mendoza, MSc. Luis D. García Somarriba.**

Finalmente les agradezco a quien de una u otra manera participaron en la culminación de mi trabajo monográfico, así como de cada uno de mis mentores durante toda la carrera a través de sus enseñanzas.

 pdfelement

RESUMEN

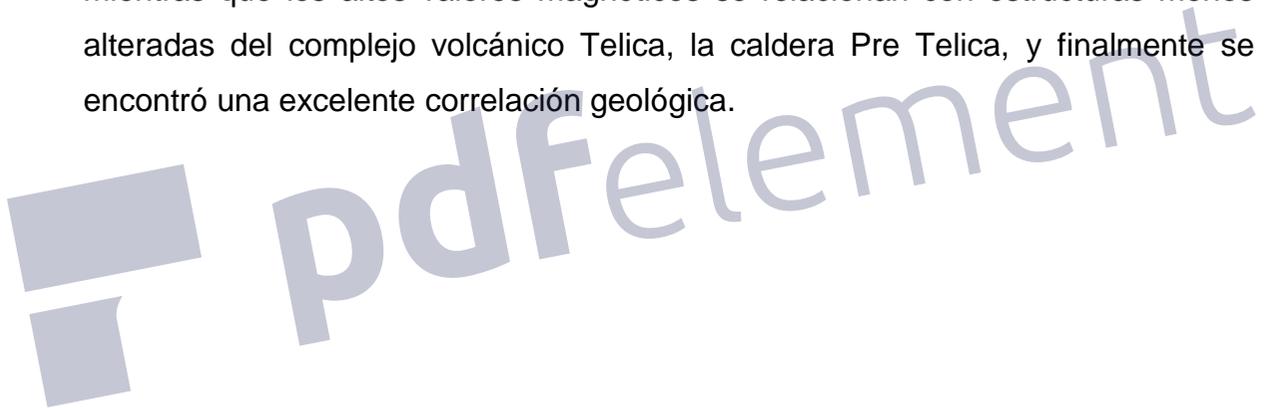
Los diversos estudios realizados a través de los últimos años en el área de estudio, complejo volcánico de Telica han demostrado que existe una actividad intermitente y compleja en cuanto a la variedad de eventos, los cuales por medio de la discriminación de estos y los tasas de ocurrencias se logra dar una alerta temprana a las autoridades correspondiente y la población ante cualquier crisis volcánica de Telica, a parte de las características sismológicas que dan pautas para entender los fenómenos que en este volcán ocurren.

El Volcán Telica es un volcán activo de Nicaragua con actividad explosiva intermitente. Sin embargo, se desconoce la ubicación y dimensiones de la fuente sísmica generadora relativa al volcán. Por tanto, la presente investigación incluye aplicaciones sismológicas y métodos magnéticos de geofísica aplicada, además de mediciones de parámetros físicos, tales como propiedades acústicas y magnéticas, a través de las cuales se analizarán e interpretarán sus variaciones, con el fin de ubicar y delimitar esta fuente. Actualmente se requiere más información sobre las estructuras volcánicas para determinar, delimitar y caracterizar con mayor precisión las fuentes sísmicas y comprender su comportamiento geodinámico, el cual a través del presente trabajo monográfico corresponderá al complejo volcánico Telica

A través de la presente investigación se logró localizar que las fuentes generadores de sismos en el volcán Telica, están asociadas a la actividad volcano tectónica que ocurren a una profundidad somera de 1500 m aproximadamente y por fallamiento local la cual corrobora la hipótesis. La fuente principal de sismos en el volcán Telica, la encontramos en un área de $2,0 \text{ km}^2$ y $1,5 \text{ km}$ de espesor a una profundidad de $1,5 \text{ km}$ de profundidad, con una susceptibilidad magnética de $0,035$ y una magnetización remanente de $1,5 \text{ A/m}$, declinación e inclinación magnética remanente de 0° y 42° respectivamente.

Las características frecuenciales de la actividad sísmica del volcán Telica se caracterizan por las frecuencias bajas de 2,9 Hz correspondientes a movimiento de fluidos y se localiza entre 5,0 y 10,0 km. El otro contenido espectral que presenta pero en menor medida tienen con un amplio rango de frecuencias de 5,0 a 10,0Hz y están entre 3,5 y 10,0 km respectivamente asociados a cambios de esfuerzos.

Por medio de los métodos magnéticos y sismológicos se logró encontrar las dimensiones y ubicación de los cuerpos que generan anomalías magnéticas, donde los bajos valores magnéticos se identifican con zonas de fallas geológicas, estructuras volcánicas muy erosionadas, zonas de gran alteración hidrotermal; mientras que los altos valores magnéticos se relacionan con estructuras menos alteradas del complejo volcánico Telica, la caldera Pre Telica, y finalmente se encontró una excelente correlación geológica.



CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción.

La presente investigación lleva como finalidad la determinación de la fuente sísmica generadora de la actividad reciente en el Complejo Volcánico Telica Rota ubicado en el Departamento de León y la caracterización de las principales estructuras geológicas asociadas desde el punto de vista sísmológico, geomagnético, y petrofísico.

El Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (**INETER**) a través de la Dirección General de Geología y Geofísica lleva a cabo diversos estudios (publicaciones nacionales e internacionales) en la cadena volcánica activa de Nicaragua con el apoyo de la Cooperación Internacional (Organismos No Gubernamentales y universidades extranjeras). Estos estudios comprenden análisis sísmo tectónicos, mediciones de parámetros físico-químicos (temperatura en los complejos volcánicos, flujo difusos de los gases SO_2 y CO_2), deformación volcánica (como en el volcán Telica y el volcán Concepción) entre otros, cuyo propósito es caracterizar el comportamiento geodinámico de las principales estructuras volcánicas de nuestro país, la cual es una línea de investigación de esta institución.

Existen muchos asentamientos poblacionales cercanos a los centros volcánicos activos, por lo que se hace necesaria la investigación científica, por medio del cual se generan productos, tales como, mapas de amenazas volcánicas entre otros, con el fin de que las autoridades correspondientes puedan tomar

decisiones ante una crisis volcánica, mitigando el riesgo ante fenómenos geológicos naturales en beneficio de los habitantes en estas zonas.

1.2 Planteamiento del problema.

El Volcán Telica es un volcán activo de Nicaragua con actividad explosiva intermitente. Sin embargo, se desconoce la ubicación y dimensiones de la fuente sísmica generadora relativa al volcán. Por tanto, la presente investigación incluye aplicaciones sismológicas y métodos magnéticos de geofísica aplicada, además de mediciones de parámetros físicos, tales como propiedades acústicas y magnéticas, a través de las cuales se analizarán e interpretarán sus variaciones, con el fin de ubicar y delimitar esta fuente.

Se tratarán de correlacionar los resultados obtenidos con otras metodologías y estudios previos para ampliar, mejorar y actualizar el conocimiento sobre el comportamiento geodinámico, estructura interna, y su desarrollo durante una futura actividad en el Volcán Telica.

1.3 Antecedentes.

En el país se han realizado algunos estudios relacionados con los volcanes. Se realizaron estudios sobre cambios gravimétricos e interpretación de anomalías gravimétricas, desgasificación de la Caldera de Masaya (*Metaxian et al., 1980*). También se realizaron estudios de magnetometría con el fin de estudiar la relación entre actividad de la caldera volcánica de Masaya y su campo geomagnético modelando tres cuerpos magnetizados localizados a una profundidad de 1,5 a 2,0 km de profundidad (*Tenorio B.V, 1989*). En 1994 fue estudiada la estructura interna de la Caldera de Masaya, a través del análisis de perfiles de la anomalía gravimétrica de Bouguer debida al contraste de densidades de los materiales de la estructura del Volcán Masaya y encontrando una fuente somera a unos dos kilómetros de profundidad. (*Williams, 2002 y Connor, 1990*).

Entre 1997 al 2004 el Servicio Geológico de la República Checa (**SGRC**) en conjunto con el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (**INETER**) realizaron un Mapeo geológico y geomorfológico regional en el Pacífico y Centro Norte del País, cuyos productos obtenidos fueron mapas en escala 1:50000 del ambiente geológico del Pacífico de Nicaragua y central Norte, mapa geomorfológico y de los peligros geológicos en el área de estudios, dataciones radiométricas y susceptibilidades magnéticas de algunos depósitos (*Hradecký et al., 2000*).

Otros estudios realizados en el Volcán Masaya entre el 2007 al 2009 por estudiante de doctorado de la Open University de Inglaterra (*Caravantes G, 2009*) estudió la deformación volcánica, a través de un conjunto de datos geofísicos en los que se muestran un hundimiento constante (~ 2cm/yr) en el extremo sur del cráter Santiago, Masaya. Esta zona está delimitada por la falla tipo anillo. Los perfiles eléctricos de Muy baja frecuencia (VLF) muestran hacia adentro la orientación de esta falla en profundidad, lo que sugiere su papel como un límite

para una caldera anidada dentro Complejo Volcánico de Masaya, encontrando actividad fisural por medio del levantamiento magnético y gravimétrico. Otros estudios a nivel regional se han realizado con el objetivo de comprender el comportamiento dinámico y geológico de nuestra cadena volcánica.

Desde el 2008 se realizó la Instalación de un Sistema de Alerta Temprana (**SAT**) en el Volcán Telica por INETER, para evaluar la actividad sísmica actual con una red de 5 estaciones en los alrededores de la estructura volcánica. Con lo que se logró hacer un perfil con los epicentros e hipocentros de estos eventos encontrándose entre los 1 a los 10 km de profundidad y delimitar zonas de fracturas. (*Tenorio V., 2008*).

En el marzo 2010 investigadores de la Universidad del Sur de la Florida y la Universidad de Pensilvania de los Estados Unidos de Norte América a la actualidad, instalaron una red de GPS y sismómetro de Banda Ancha (Red TESAND) en los alrededores del Volcán Telica, con el propósito de estudiar el comportamiento sísmico y la deformación volcánica encontrando un desplazamiento 10 - 13 mm/año al noroeste del volcán en dirección del ante arco y cizallamiento dextral dominada por el desplazamiento de la placa Coco y Caribe (*Geirsson et al., 2014*).

En el 2011 el Servicio Nacional de Estudios Territoriales (**SNET**), elaboró un mapa de temperatura del cráter del Volcán Telica a petición del Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (**INETER**), tomada con una cámara térmica infrarroja FLIR, encontrando la máxima temperatura en los 549,8°C y se ubicaron puntos calientes, además del campo fumarólico al suroeste del cráter. (*Tenorio V., 2011.*).

En el 2011 la Universidad Tecnológica de Chalmers – Suecia, a través de la instalación temporal de una estación de gas difuso MiniDoas (**Mini Differential Optical Absorption Spectroscopy**) de la NOVAC (**Network for Observation of Volcanic and Atmospheric Change**) en cooperación con el Instituto

Nicaragüense de Estudios Territoriales (**INETER**) ante una crisis volcánica, obtuvieron tasas de emisión de SO_2 en el cráter del Telica y sus fumarolas, cuyos valores normales oscilaban entre los 40 y 130 toneladas de SO_2 por día, y durante una crisis volcánica alcanza de 249 a 1 249 toneladas de SO_2 .(Geirsson *et al.*, 2011 and Mather *et al* 2006).

1.4 Justificación.

El estudio completo de un volcán requiere aplicar conocimientos detallados de geofísica pura y aplicada tales como sismología, geodesia, geomagnetismo, termodinámica, mecánica de fluidos, física de la atmósfera, entre otras ciencias. Estos conocimientos se engloban dentro del marco general de las ciencias como geología, física, química y matemáticas.

Actualmente se requiere más información sobre las estructuras volcánicas para determinar, delimitar y caracterizar con mayor precisión las fuentes sísmicas y comprender su comportamiento geodinámico. Dado que no existen estudios previos del Complejo Volcánico Telica Rota que nos den alguna idea acerca de la forma, extensión y dimensiones de las fuentes generadoras de sismos asociadas con el volcán, el presente estudio es pionero en ese sentido, sin embargo, existen trabajos previos en el área con fines geotérmicos ubicados en los remanentes termales, la caracterización geoquímica y deformación volcánica.

1.5 Objetivos.

Objetivo general:

Delimitar la fuente generadora de sismos en el Volcán Telica a través de la aplicación de la sismología, magnetometría y parámetros petrofísicos.

Objetivos específicos:

- Determinar la existencia de los rangos de frecuencias característicos de las fuentes generadoras de sismos en el Volcán Telica.
- Discriminar la profundidad y geometría de la fuente generadora de sismos del volcán por medio del análisis y modelado de la anomalía magnética de campo total.
- Correlacionar los resultados sismológico y magnético para precisar la localización espacial de las fuentes generadoras de sismos.

1.6 Hipótesis.

Las fuentes generadoras de sismos en el Volcán Telica pueden estar asociada a algunas estructuras geológicas tales como fallas y fracturas o bien a procesos magmáticos o a una combinación de ambas.

CAPÍTULO 2

MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

2.1 Marco tectónico.

Dentro del marco geotectónico, América Central se localiza en la Placa tectónica Caribe, la que a su vez se ubica entre las Placas de Norteamérica y Sudamérica (Case et al., 1984). El borde oeste de la Placa Caribe está representado por la Fosa Mesoamericana donde ocurre la subducción entre las Placas de Cocos y Caribe, con una profundidad de 4,0 a 5,0 km y donde sus límites actuales están marcados por la distribución de la actividad sísmica (Molnar y Sykes, 1969). La fosa se extiende aproximadamente 130,0 km paralelamente a la costa del Pacífico de América Central, desde México hasta Costa Rica (Burbach, 1984).

La dirección de subducción de la Placa de Cocos por debajo del océano de la Placa Caribe en Nicaragua, es ligeramente oblicua respecto al límite de placa que subduce con una inclinación de 25° en la parte superficial y 84° a profundidades de 100 y 220 km (Burbach, 1984; Protti, 1993 y Segura F., 2011). La depresión nicaragüense es una de las estructuras tectónicas. (Ver **Figura 2.1.1**).

Las velocidades estimadas de subducción varían de 70,0 a 80,0 mm/año (Frischutter, 2002 y LaFemina Peter, 2011), en tanto a placa del Caribe se mueve de 19,0 a 20,0 mm/año al norte de la placa (Interacción entre la Placa Norte Americana y Caribe) y de 20,0 a 20,8 mm/año al sur de la placa (subducción de la Placa Suramericana y Caribe). Como consecuencia de esta subducción se

origina la Depresión de Nicaragua, definida por una zona alargada y paralela a la Fosa Mesoamericana. (Ver **Figura 2.1.2**).

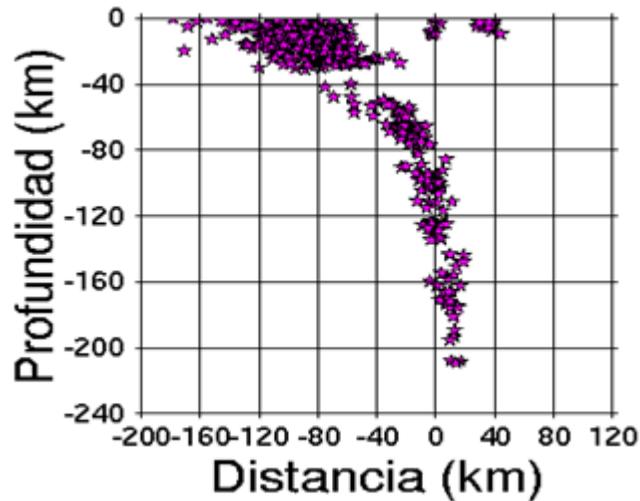


Figura 2.1.1: Distribución de los hipocentros en la zona de subducción en Nicaragua, debido al choque Placa Coco y Caribe. (Segura F., 2011).

Nicaragua se ubica en el Bloque Chortís, definido clara y marcadamente al Noroeste por la zona de falla Motagua y al Sudoeste por la fosa Mesoamericana, margen de la Placa de Cocos (Ver **Figura 2.1.2**). El límite Sur del basamento del Bloque Chortís ha sido cubierto por rocas volcánicas del Cenozoico, probablemente se extiende hasta la península de Santa Helena al Norte de Costa Rica y el escarpe Hess fuera de la costa Este, que se interpretan como una sutura cortical, (Boer et al 1979 y Dengo et al 1985).

El margen Este del Bloque Chortís es problemático; no está separado del alto Nicaragüense por alguna discontinuidad obvia. Incluso Jamaica, sobre el extremo Este de ese alto, es diferente al Bloque Chortís. Datos geofísicos indican que el alto Nicaragüense está subyacente por corteza (Donnelly, T.W., and G.S. Horne, 1990), y delgado espesor de origen indeterminado que de alguna manera la conecta con la corteza continental del Bloque Chortís. (Ver **Figura 2.1.2**).

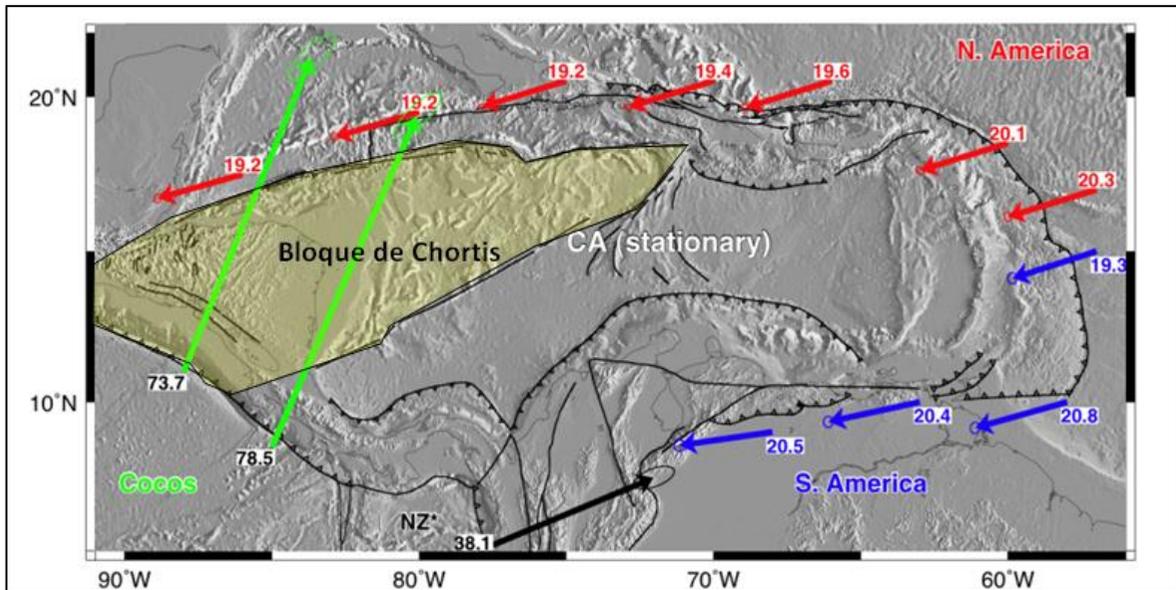


Figura 2.1.2: Mapa sobre la localización del Bloque de Chortis donde se ubica Nicaragua y muestra los vectores de velocidad relativa de la Placa Coco y Caribe. (LaFemina et al 2011 and DeMets et al 2010).

2.2 Marco geológico.

Existen cinco provincias geológicas estructurales principales que se encuentran diferenciados en el territorio Nicaragüense, estas se observan en la **Figura 2.2.1**. Brevemente se describen la provincia geológica de la depresión nicaragüense donde se localiza el área de estudio:

➤ **Provincia de la Depresión:**

El graben nicaragüense constituye una estructura tectónica joven. Comprende todo el pacífico de Nicaragua desde el Golfo de Fonseca hasta la frontera con Costa Rica, encajada entre dos estructuras como son: el anticlinal de Rivas al Oeste y Las Tierras Altas del Interior al Este. El graben se compone por dos sistemas de fallas con rumbo NO-SE originado por la actividad ejercida por la fosa mesoamericana y al movimiento de las placas de Coco y Caribe. La depresión se encuentra rellena por depósitos piroclásticos y aluvionales con

espesor inferior a las 2000 m. Otra estructura que la atraviesa es el alineamiento volcánico activo en dirección NO-SE, los dos grandes lagos, los cuales se originaron por la estructura geomorfológica del graben. Según Weyl (1980), la estructura de la depresión Nicaragüense se formó durante el Pleistoceno, pero según otros como Mc Birney (1956), precisan su formación en el Mioceno.

Bajo la provincia de la depresión nicaragüense Estas rocas se agrupan cinco formaciones geológicas que son: Formación Rivas (Cretácico Superior), Formación Brito (Eoceno), Formación Masachapa (Oligoceno), Formación El Fraile (Mioceno), Formación El Tamarindo (Mioceno) y Formación El Salto (Plioceno). (Ver **Tabla 2.2.1**).

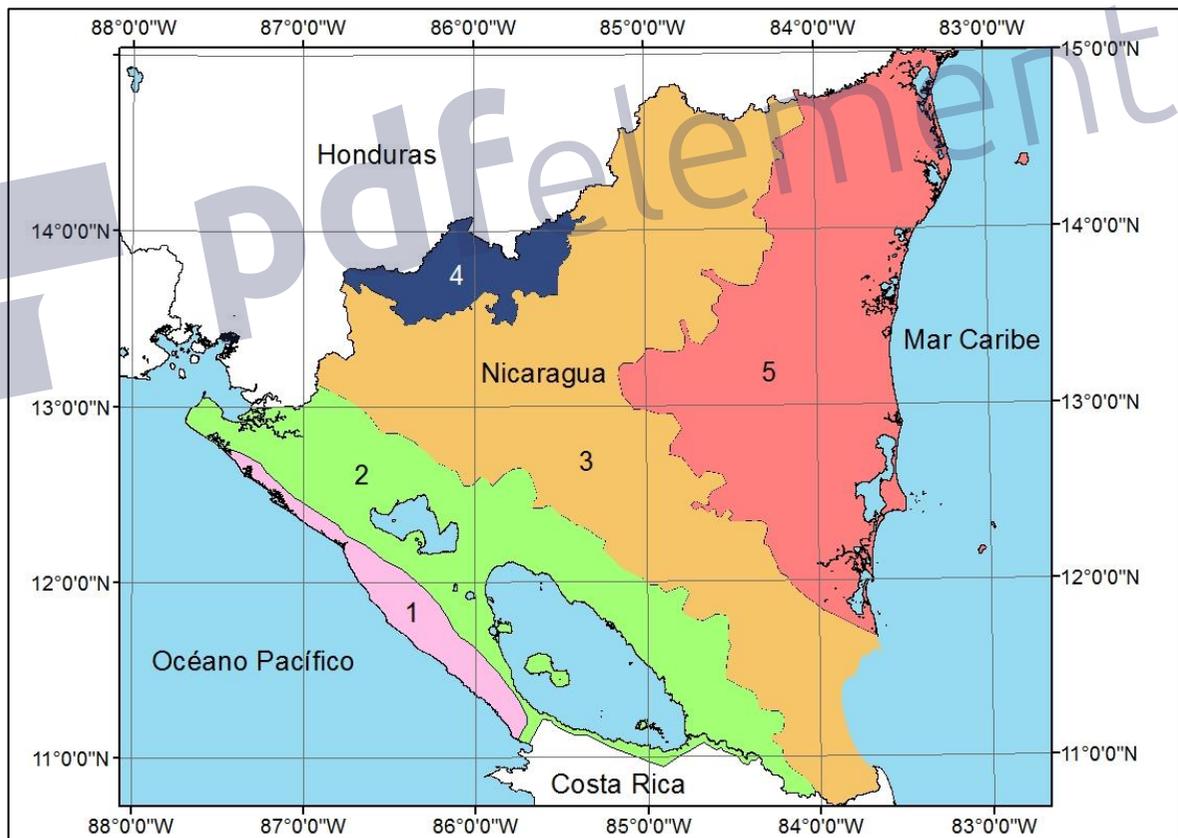


Figura 2.2.1: Mapa sobre las provincias geológicas de Nicaragua. 1: Provincia del Pacífico, 2: Provincia de la Depresión Nicaragüense, 3: Provincia De las Tierras Altas del Interior, 4: Provincia Paleo-Mesozoica del Norte, 5: Provincia de la Costa Atlántica. (Parsons, 1972; www.ineter.gob.ni, redibujado por Argüello G).

Tabla 2.2.1 Formaciones Geológicas del Pacífico de Nicaragua.

Era	Periodo	Época	Formación	Litología							
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Sedimentos aluviales	Sedimentos aluvionales							
		Pleistoceno (~1ma)	Grupo las Sierras (Espesor:100m)	Depósitos piroclásticos							
	Terciario	Plioceno (~13-1ma)	Superior	Formación El Salto (Espesor: 110m)	Conglomerados, areniscas cuarzosas fosilíferas, arcillas, esquistos con foraminíferos, calizas con conchas						
						Mioceno (~25-13ma)	Medio	Formación El Fraile (2700m)	Formación Tamarindo (680m)	Tobas, arcillas silíceas, madera fósil.	Areniscas calcáreas, esquistos, ígnimbritas, riolitas, andesitas, basaltos
								Inferior	Formación Masachapa (1683m)	Esquistos, areniscas, arcillas, areniscas, lutitas, grauwaca, madera fósil, intercalaciones de andesitas, tobas sedimentarias.	
		Oligoceno (~36-25ma)	Formación Brito (2570m)	Areniscas calcáreas, margas, esquistos, tobas, y brechas fosilíferas de orbitoides.							
		Eoceno (~58-36ma)		Formación Rivas (2100m)	Arcillas, esquistos, areniscas, margas, grauwaca.						
		Paleoceno (~63-58ma)									
		Mesozoico	Cretácico	Cretácico Superior (~93-63ma)	Formación Rivas (2100m)	Arcillas, esquistos, areniscas, margas, grauwaca.					

2.3 Sismicidad de Nicaragua.

A través de la Red Sísmica Nacional se han detectado eventos desde mayo de 1977 hasta el presente, cabe señalar que hay un vacío de datos entre 1983 y octubre de 1992 debido a que no operó la Red Sísmica Nacional (Ver **Figura 2.3.1**), los eventos localizados los podemos apreciar en el mapa epicentral (Ver **Figura 2.3.2**), en este mapa muestra la sismicidad hasta unos 300 km perpendicular a la costa del Pacífico de Nicaragua, y unos 350 km a lo largo de esta línea costera.

La Central Sísmica en Managua cuenta con sismómetros de período corto, banda ancha y acelerógrafo, todos de tres componentes, para registrar el movimiento del suelo en las direcciones (componentes) Vertical, Este - Oeste y Norte - Sur, INETER mantiene un total de 68 estaciones sísmicas que transmiten sus señales vía radio, Internet y fibra óptica a la Central en Managua, además se registran los datos de aproximadamente 45 estaciones sísmicas extranjeras que entran por el INTERNET. En la Central Sísmica, están instalados los servidores que reciben, almacenan y re-distribuyen otros datos importantes para el monitoreo de fenómenos geológicos, los servidores de INTERNET y el sitio Web.

Mensajes de alerta y publicación inmediata en el sitio Web, En caso de sismos fuertes, la computadora principal del sistema, emite una alarma acústica para su inmediato procesamiento, El técnico de turno, después de localizar el evento, inmediatamente lo reporta vía fax y correo electrónico a: Sistema Nacional de Prevención, Mitigación y Atención de Desastres (SINAPRED y Defensa Civil), Presidencia, Vice-Presidencia, Dirección de Medios de Comunicación e Instituciones Sismológica de Centroamérica.

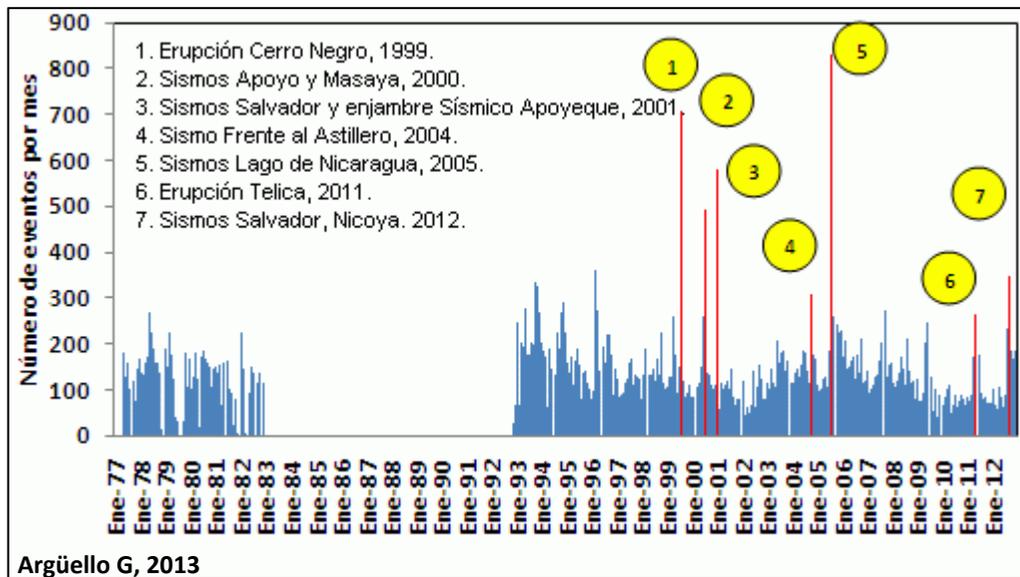


Figura 2.3.1: Distribución por mes de la sismicidad en Nicaragua desde 1977 a 2012. En esta figura también muestra el vacío de datos sísmicos en los que la Red Sísmica Nacional dejó de operar (1983-1992). (Tenorio, V, 2013).

Analizando el catálogo sísmico de mayo de 1977 a 1982 y de Noviembre de 1992 a diciembre 2012 se tomaron en cuenta un total de 43 174 eventos sísmicos localizados, en los que podemos notar que hay una mayor distribución en superficie de sismos menores a los 30,0km y que decrece en cantidad de ocurrencia de eventos sísmicos a medida que la placa de Coco subduce bajo la Placa del Caribe.

Los sismos con profundidades entre 0 y 30 km, ocurrieron principalmente en tres zonas bien definidas, como son: Zona de Subducción y Cadena Volcánica nicaragüense, que obedecen a procesos volcano tectónicos. Otra zona en que ocurrieron sismos superficiales es en la Región Norte, Región Autónoma del Atlántico Norte (RAAN), Central, Región Autónoma del Atlántico Sur (RAAS) y el Mar Caribe, estos procesos obedecen a fallamiento local. (Ver **Figura 2.3.2**).

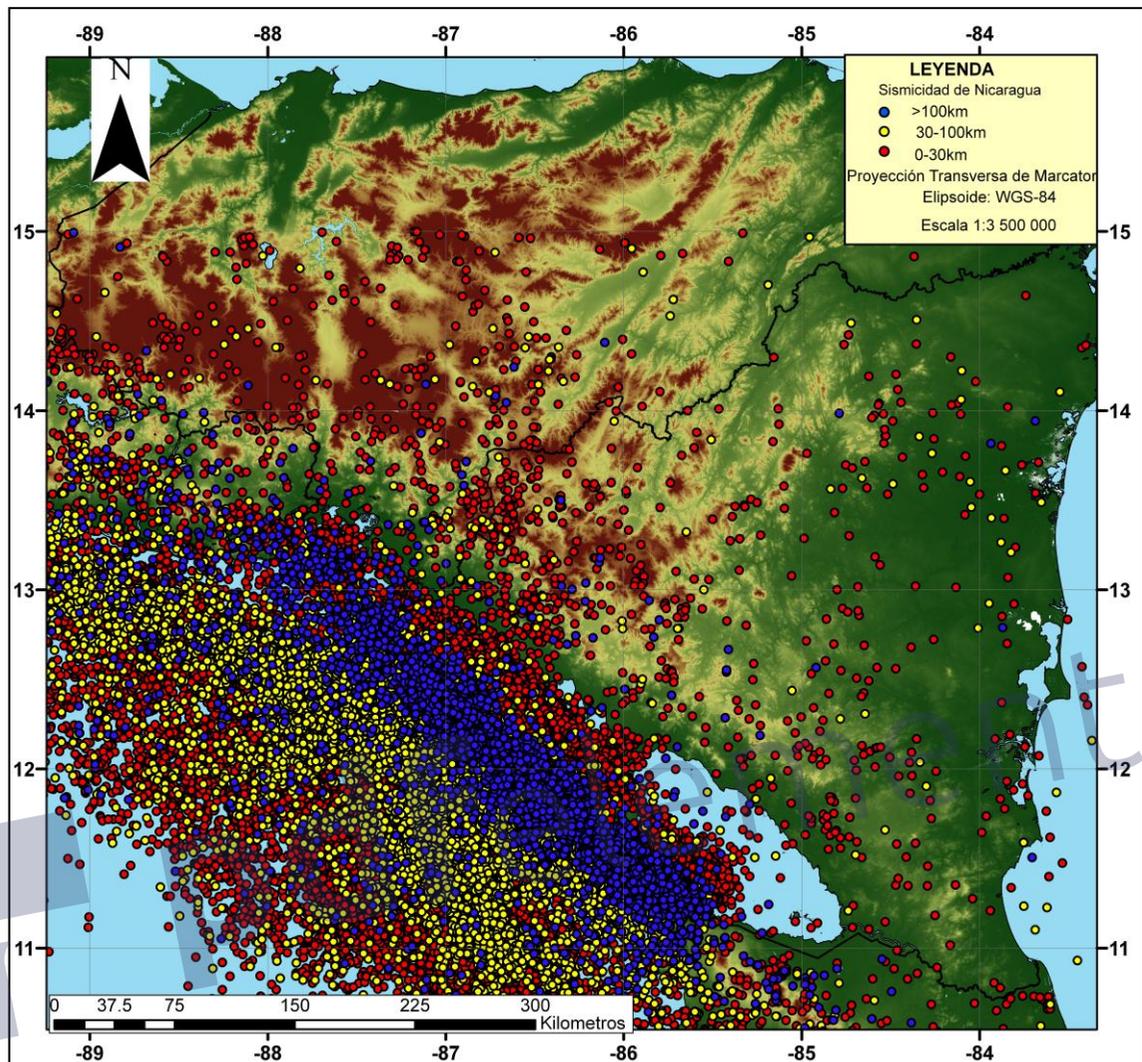


Figura 2.3.2: Mapa epicentral de la sismicidad somera en Nicaragua de 1977 al 2012 (INETER, elaborado por V. Tenorio, 2013).

Se observa que todos los sismos intermedios con profundidades entre 30 a los 100 km, ocurrieron en la zona de subducción entre la fosa mesoamericana y la línea costera del país, mostrando mayor sismicidad en la parte Central y Noroeste de esta región y pocos sismos en la parte Suroeste del país. (Ver **Figura 2.3.2**). Mientras tanto los sismos profundos con más de 100 km, se registraron en una franja directamente debajo de la línea costera del Pacífico. Estos eventos no presentan alta amenaza sísmica, debido a su gran profundidad

y están localizados directamente en la parte donde la placa Coco se funde en el manto superior. (Ver **Figura 2.3.3.a** y **Figura 2.3.3.b**).

En los últimos cinco años la ocurrencia de sismos en la zona de Subducción se ha mantenido casi constante, con la diferencia del 2012 de los dos terremotos ocurrido en agosto en el océano Pacífico, frente a las costas de El Salvador con una magnitud de 7,0 y en septiembre otro terremoto en el océano Pacífico, frente a las costas de Nicoya, Costa Rica, con una magnitud de 7,7. Para el 15 de junio del 2013 ocurrió un sismo frente a las costas de Puerto Sandino, Nicaragua, con una magnitud de 6,7 en la escala de Richter a 10 km de profundidad y la sismicidad incrementó debida a este sismo.

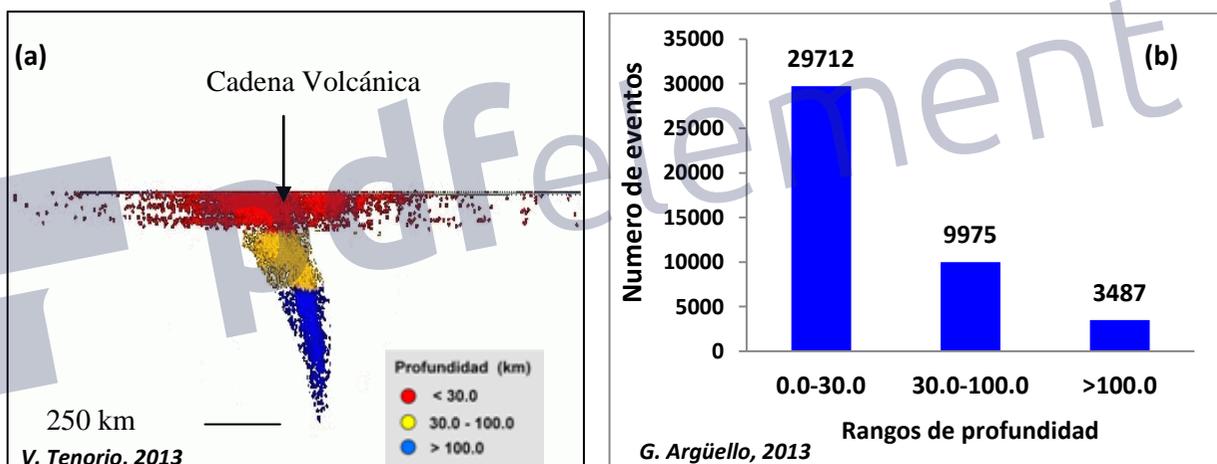


Figura 2.3.3: (a) Distribución hipocentral en Nicaragua en un corte transversal perpendicular a la zona de subducción, (b) Distribución en profundidad de la sismicidad en Nicaragua de 1977 al 2012. (Tenorio V, 2013).

La distribución de las magnitudes de la sismicidad en Nicaragua presenta una mayor ocurrencia de sismos con magnitudes en un rango entre 3,0 a 3,9 en la escala de Richter (Ver **Figura 2.3.4**), esto representa un umbral de energía sísmica liberada entre 794,3MJ a 17 782,3 MJ en cada enveto, (Wesnousky S.G, 1994). Se han logrado registrar magnitudes desde 0,1 de magnitud con la Red Sísmica Local, tales como, la sismicidad presentada en las estructuras volcánicas y con focos superficiales, tales como los localizados en la actividad del volcán

Telica 2011, siendo estos eventos las mínimas magnitudes registradas las que se ubican en o cerca de las estructuras volcánicas.

Dentro de la región de Nicaragua han ocurrido sismos de magnitudes de 6,7 desde 1977 a la actualidad como máximo registrada en los catálogos sísmicos para nuestro país, pero la Red Sísmica Nacional ha registrado en la Región Centro Americana sismos de Mayor magnitud a 6.7 en la escala de Richter, esto representa energías sísmicas liberadas que superan los 281 838 GJ (Wesnousky S.G, 1994). Sin embargo se han detectado sismos mayores a 6.7 en el océano Pacífico de Nicaragua, que han generado tsunamis antes del año 1972.

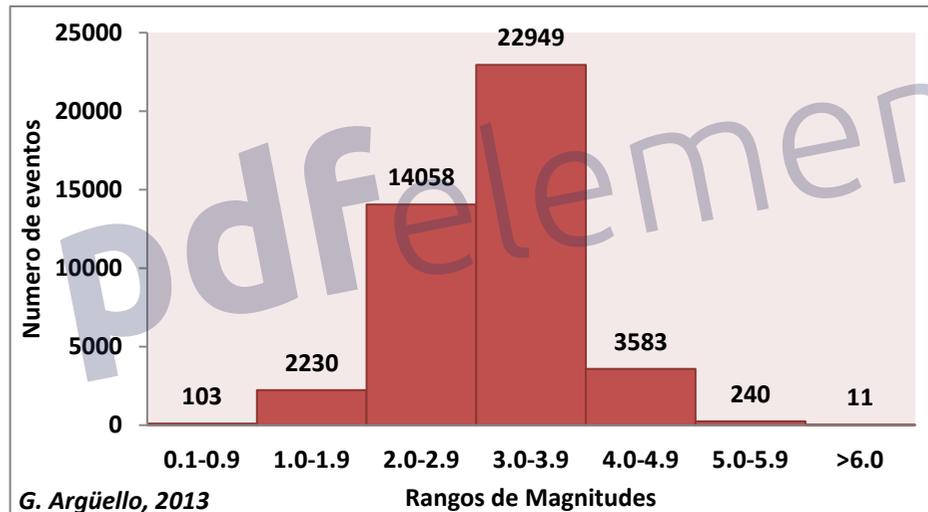


Figura 2.3.4: Distribución de las magnitudes en la escala de Richter de los sismos ocurridos entre 1977 al 2012. (Tenorio V, 2013).

2.4 Localización del área de estudio.

El complejo volcánico Telica está ubicado en la parte central de la cresta de la Cordillera Los Maribios que se extiende 20 km a lo largo de la Costa Pacífica. El área de estudio está ubicada en el departamento de León a unos 19 km al NE de la ciudad de León, el cual está comprendido por el Complejo Volcánico Telica Rota. El volcán Telica está ubicado a 12,603° latitud norte y -86,845° longitud

oeste, con una altura de 1 061 m sobre el nivel del mar. El complejo volcánico Telica Rota consiste de varios conos y cráteres alineados en dirección Noroeste. El cono muy inclinado del Volcán Telica es cortado por un cráter de 700 m de diámetro y 120 m de profundidad. (Ver **Figura 2.4.1**). El área de estudio para la presente investigación es aproximadamente de unos 200 km² que comprende este complejo volcánico.

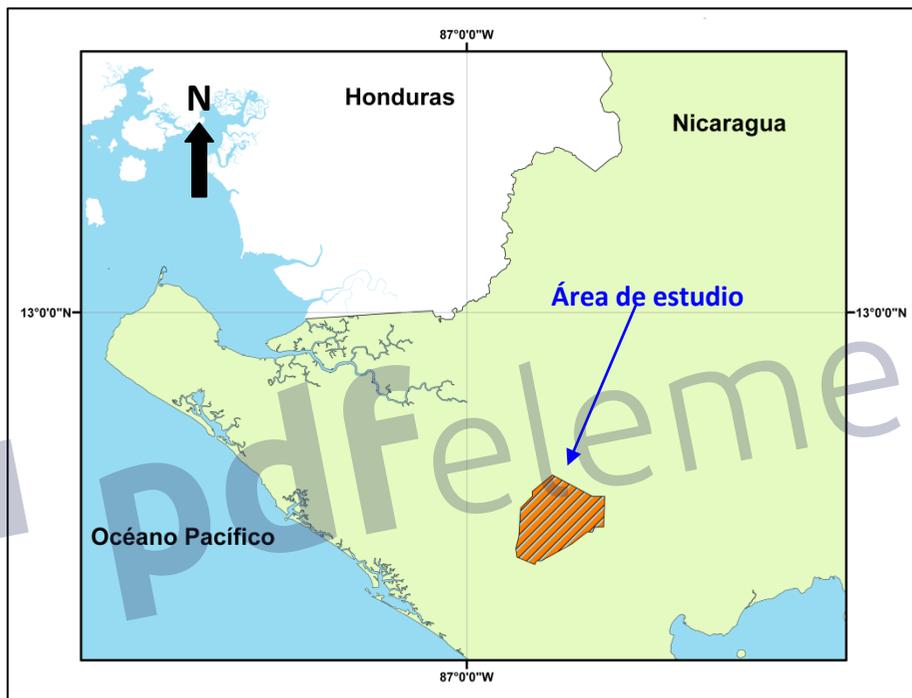


Figura 2.4.1: Localización del área de estudio. Complejo volcánico Telica. (Elaborado por Argüello G.).

2.5 Litoestratigrafía del área de estudio.

El complejo volcánico Telica está formado por volcanes activos y apagados de la era Cuaternaria. El área de Telica incluye, además del volcán Telica, (1 061 m) algunos volcanes satélites apagados: Cerro Montoso (729 m), Cerro Los Portillos (670 m), Cerro de Agüero (744 m), San Jacinto (900 m) y Santa Clara (834 m). Cómo es de suponer todos los volcanes satélites de este área en el transcurso de la época histórica no fueron activos.

Desde el punto de vista litoestratigráfico el área volcánica Telica lo separamos en tres niveles básicos (Ver **Figura 2.5.1**):

a) el nivel más joven litoestratigráficamente representado por el grupo Telica, cuyo origen está relacionado en la actividad volcánica de la era del Holoceno superior hasta la actividad del volcán Telica actual.

b) el nivel medio correspondiente a la actividad de los volcanes satélites, formado por: Cerro Montoso, Cerro Los Portillos, Cerro de Agüero, San Jacinto, Santa Clara y Los Mangles (Holoceno - Pleistoceno).

c) el nivel más viejo nombrado el Grupo de Pretelica que tiene relación con la existencia de Caldera de la edad Pleistocena.

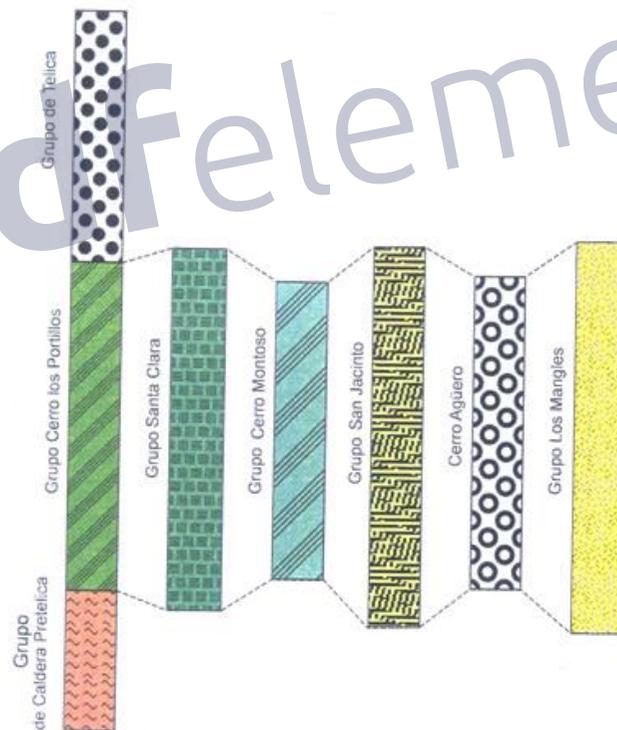


Figura 2.5.1: Columna litoestratigráfica del área de Telica. (Hradecký P, 1999).

➤ **El Grupo Telica.**

El grupo Telica yace sobre el grupo conos adventicios, cubierto por capas de rocas fluviales actuales, deluvios y por rocas que documentan la actividad freatomagmática. La ausencia de las caídas más jóvenes a distancias más larga del cráter de Telica está ocasionada por erupciones relativamente débiles y también por la fuerte erosión. Este grupo se caracteriza por pulsos de escorias separados por láminas de tobas porosas de espesor hasta de 30,0cm, las susceptibilidades magnéticas en estos pulsos de escoria oscilaban entre $0,8 - 6,34 \times 10^{-3} \text{ S.I.}$, contienen cristales de plagioclasas y en algunos casos inclusiones de olivino.

Entre los pulsos de escoria muy líticas (composición de andesitas y dacitas) penetran flujos lávicos de composición de basalto porfídico ($\text{SiO}_2=52,7\%$), luego se componen de flujos piroclásticos, tobas cenizas de capas de lapilli de acreción, las susceptibilidades magnéticas oscilan entre $10 - 11 \times 10^{-3} \text{ SI}$, en las partes más homogéneas de $13 - 15 \times 10^{-3} \text{ SI}$ y las ricas en escorias $4,5 - 5,5 \times 10^{-3} \text{ SI}$. La bases del grupo Telica yace sobre capas de escorias negras a gris negro con capas de tobas líticas porosas, la susceptibilidad magnética medida en esta última capa es $30 - 40 \times 10^{-3} \text{ SI}$, esto corresponden a flujos lávicos hialinos o andesitas basálticas con cristales de plagioclasas y olivino.

➤ **Grupo Santa Clara.**

La base del perfil del Grupo Santa Clara está formada por un estrato de escoria gris hasta violácea poco porosa. Sobre la escoria yace una capa de la toba cenizosa resistente y la parte más superior del Grupo Santa Clara se señala por la intercalación de flujos lávicos, capas de escorias grises y flujos piroclásticos con abundantes fragmentos líticos. La susceptibilidad magnética de

los flujos lávicos del perfil sobrescrito varía cerca de $20 - 40 \times 10^{-3}$ SI, presentan abundantes cristales grandes de plagioclasa.

➤ **Grupo de Agüero.**

Como la parte más inferior del Grupo Agüero consideramos las efusiones de basaltos y andesitas basálticas, que cedieron a la erosión y forman actualmente bloques grandes. Sobre ellos se encuentran flujos piroclásticos de la variedad Agüero, (susceptibilidad magnética de $26 - 33 \times 10^{-3}$ SI). La matriz de flujos piroclásticos de la variedad Agüero tiene después de la conversión a la base deshidratada la composición de la andesita basáltica con el grado de la oxidación de hierro (Fe) muy alta ($\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} = 3,08$). Contenidos de H_2O^+ i H_2O^- son también altos (4,61 y 2,71 %). Los sedimentos proluviales subyacentes están muchas veces depositados en cauces profundos.

➤ **Grupo Montoso.**

El Grupo Montoso yace sobre las rocas del Grupo Pretelica, representadas por flujos piroclásticos agrietados y flujos lávicos. La parte inferior está producida por la secuencia variada de escoria con abundantes fragmentos rocosos. Sigue la intercalación de flujos piroclásticos con fragmentos de escoria. En unos lugares hay depósitos de avalanchas cenizas.

➤ **Grupo Los Portillos.**

Su nombre proviene del nombre de un monte, que se encuentra al E-NE del pueblo Colonia Cristo Rey. El Grupo yace sobre flujos piroclásticos del Grupo de Caldera Pretelica y su contacto con él, tanto como el contacto superior con una capa de escoria del Grupo Telica, es erosivo.

Los partes inferiores del Grupo Los Portillos están formados por flujos piroclásticos con fragmentos de pómez y líticos abundantes. La roca es generalmente meteorizada y su color es pardo hasta pardo rojizo. Su base superior es erosiva y sobre ella yacen ondas piroclásticas, cuyo espesor varía de 0 hasta 1,5 m. El espesor total de flujos piroclásticos y ondas piroclásticas alcanza 4 metros. Sobre ellos yacen flujos piroclásticos de grano muy fino, sobre todo en su parte superior muy meteorizados.

Continúa una capa muy meteorizada hasta suelo fósil de color marrón oscuro. Sobre ella yace un estrato de ondas piroclásticas hasta 3 m de espesor de carácter gravilla fina, que en su parte inferior erosiona una capa de pómez gruesa con líticos grandes. Las partes más altas del Grupo Los Portillos están formadas por un estrato potente de la caída gruesa con líticos angulares hasta 0,25 m de diámetro, con intercalaciones de toba cenizosa. En la parte superior es la caída muy meteorizada. Sobre ella yace una capa de pómez que está en unos lugares erosionada por ondas piroclásticas sobreyacentes. La pómez es blanca, poco aglutinada, cerca de base fina y poco laminada con alusión ligera de la gradación opuesta. En dirección al manto aumenta la cantidad de líticos. Se supone, que su fuente no estuvo ubicada en el área de Telica.

➤ **Grupo San Jacinto.**

La parte inferior del perfil está formada por unos géneros de flujos piroclásticos. El valor de la susceptibilidad magnética depende del grado de la meteorización y varía entre $10 - 20 \times 10^{-3}$ SI. Sobre ellos sobreyacen lavas andesíticas con la desintegración tabular. En la dirección al campo de fumarolas cerca del pueblo de San Jacinto son las andesitas totalmente alteradas de color rojo. La parte suprema del Grupo San Jacinto está representa por toba cenizas a menudo de color rosáceo.

➤ **Grupo Los Mangles.**

En el plano extenso que se extiende al noroeste de volcanes Cerro de Agüero y Cerro Los Portillos se formaron cauces amplios. En sus orillas afloran debajo de los sedimentos jóvenes representados por las rocas fluviales actuales secuencias de tobas cenizas meteorizadas, capas de caídas líticas y flujos piroclásticos finos, muy meteorizados. En la parte inferior del perfil yace sobre toba muy meteorizada hasta suelo fósil una capa de escoria fina de color negro de espesor 5 cm y una capa de la toba porosa, muy meteorizada. Sigue un estrato de flujos piroclásticos con líticas y fragmentos de escoria en unos lugares sustituidos por depósitos de ondas piroclásticas hasta 1,2 m de espesor. Sobre el estrato de los flujos piroclásticos aparece la alternación de capas meteorizadas, generalmente de espesor pequeño compuesta de escoria, gravilla fina y toba. La parte superior del perfil está formada por dos capas de toba por la mayor parte muy meteorizadas, de color gris a amarillo separadas una de otra por las intercalaciones de gravilla. El perfil está terminado por una capa amarilla hasta amarilla oscura formada por la roca redepositada por agua.

➤ **Grupo de Caldera Pre Telica.**

El Grupo de Caldera Pre Telica forma el yacente de grupos de conos adventicios. Es muy probable que el Grupo de Caldera Pre Telica yace sobre la formación geológica Tamarindo de la edad terciaria. A base de la litología relativamente homogénea de éste Grupo suponemos, que la fuente del material rocoso fue una caldera inmensa – Caldera Pre Telica. El Grupo de Caldera Pre Telica está representado por la alternación de flujos piroclásticos bloqueosos (bloques hasta 1 m de diámetro), flujos lávicos de composición de andesitas basálticas y lahares. La susceptibilidad magnética es relativamente baja: $11,5 - 16,5 \times 10^{-3}$ SI.

2.6. Historia eruptiva del volcán Telica.

Es uno de los volcanes más activos de Nicaragua; presenta erupciones de forma intermitente desde la conquista española, con emisión de gases, salida de ceniza volcánica y en ocasiones se puede ver un lago de lava en el fondo de cráter así como incandescencia en las paredes interna al cráter central. Presenta temperaturas de hasta 500°C en el cráter. La temperaturas del campo fumarólico de Telica oscila entre 60° y 80°C. A continuación detallamos la actividad volcánica en el Telica desde el año 1527 según registros históricos:

- 1527: Presentó marcada actividad eruptiva. Se estima un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 3. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1529: Erupción del cráter central, muy explosivo con salida de flujos de lavas. Se estima un IEV de 4, para este evento. Se calcula un volumen de lava de $1 \times 10^8 \text{m}^3$ e igual volumen de tefra. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1613: Erupción explosiva, pero menores a las anteriores y se estima un IEV de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1685 (Agosto): Según los registros históricos fue una erupción de cráter central muy explosiva. Su IEV se estima de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1743: Erupción explosiva, pero menores a las anteriores y se estima un IEV de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1765: Presentó marcada actividad eruptiva, según los registros históricos. Se estima un IEV de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1907: Presentó marcada erupción explosiva, según los registros históricos. Se estima un IEV de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).

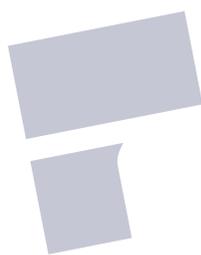
- 1918: En enero, una densa nube de humo procedente del volcán cubría gran parte de la región cercana al mismo. Se presentó una erupción de cráter central explosiva. Se estima un IEV de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1919: Durante los últimos días de octubre estuvo arrojando altas columnas de humo. Se presentó una erupción de cráter central explosiva con salida de cenizas. Se estima un IEV de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1927: Durante los días de agosto estuvo arrojando altas columnas de humo. Se presentó una erupción de cráter central explosiva con salida de cenizas. Se estima un IEV de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1928: Presentó marcada erupción explosiva, según los registros históricos. Se estima un IEV de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1929: Presentó marcada erupción explosiva, según los registros históricos. Se estima un IEV de 1. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1934: Durante enero presentó marcada erupción explosiva procedente del cráter central, según los registros históricos. Se estima un IEV de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1935: En el mes de marzo produjo continuos retumbos, y sus emanaciones de gases sulfurosos se extendieron varios kilómetros más allá del volcán. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1937: En noviembre lanzó ceniza sobre la ciudad de León. Se presentó una erupción de cráter central explosiva con salida de cenizas, causó daños en la población. IEV de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).

- 1939: Durante los días de enero se presentó una erupción de cráter central explosiva con salida de cenizas. Se estima un IEV de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1940: Durante los días de enero presentó marcada erupción explosiva procedente del cráter central. Se estima un IEV de 1. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1943: Durante los días de diciembre presentó marcada actividad eruptiva y lanzó ceniza sobre la ciudad de León causando daños en la población. Se estima un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1946: Durante los días de abril presentó marcada actividad eruptiva y lanzó ceniza sobre la ciudad de León causando daños en la población. Se estima un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1948: En enero lanzó grandes cantidades de humo y ceniza durante varios días. En junio produjo ruidos subterráneos, se sintieron continuos movimientos sísmicos en sus cercanías y se observó actividad eléctrica en el cráter. El fuerte olor a azufre provocó trastornos estomacales y sangrado de nariz a varias personas del pueblo de Telica. Potentes explosiones hacían vibrar las casas en León, Chichigalpa y Telica. Hubo pérdidas enormes en la agricultura. Como a las 2 de la tarde del 18 de junio entró en relativa calma, pero el día 18 volvió a lanzar ceniza, produjo fuertes retumbos y se observó fuego en el cráter. De agosto a diciembre lanzó gran cantidad de ceniza sobre Telica, Chichigalpa y Posoltega. presentó marcada erupción explosiva procedente del cráter central. Se estima un IEV de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1951: Durante los días de julio presentó marcada erupción explosiva procedente del cráter central y duró unos 45 días. IEV de 2. (*Morales Alejandro, INETER*).

- 1962: Durante enero presentó marcada actividad explosiva procedente del cráter central. Se estima un IEV de 1. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1965: Durante enero presentó marcada actividad explosiva procedente del cráter central, lanzó ceniza sobre la ciudad de León causando daños en la población. Se estima un IEV de 1. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1966: Durante junio presentó marcada actividad explosiva procedente del cráter central. Se estima un IEV de 1. (*Morales Alejandro, INETER*).
- 1969: Durante febrero presentó marcada erupción explosiva procedente del cráter central, lanzó ceniza sobre la ciudad de León causando daños en la población y se observa un lago de lava en el cráter del volcán Telica. Se estima un IEV de 2. (*Smithsonian, 1968-1975*).
- 1975: Durante el mes de mayo presentó marcada actividad explosiva procedente del cráter central, según los registros históricos y se observa un lago de lava en el cráter. Se estima un IEV de 1. (*Smithsonian, 1968-1975*).
- 1976: En noviembre arrojó humo y ceniza sobre el pueblo de Telica. Durante este mes marcada actividad explosiva procedente del cráter central del tipo freática. Se estima un IEV de 1. (*Smithsonian, 1976-1989*).
- 1981: Durante el mes de noviembre presentó marcada actividad explosiva procedente del cráter central, lanzó ceniza sobre la ciudad de León causando daños en la población y se evacua a la población cercana a esta estructura volcánica. Se estima un IEV de 2. (*Smithsonian, 1976-1989*).
- 1987: Durante el mes de noviembre presentó marcada actividad explosiva procedente del cráter central hacia el noreste del cráter. Se estima un IEV de 1. (*Smithsonian, 1976-1989*).

- 1994: En julio presentó marcada actividad explosiva procedente del cráter central del tipo freática. Se estima un IEV de 2. (*Smithsonian, 1990-1999*).
- 1999: Durante el mes de mayo presento actividad eruptiva procedente del cráter central con explosiones del tipo freáticas, se observó un lago de lava en el fondo del cráter, lanzó ceniza sobre la ciudad de León causando daños en la población, hubo lahares (flujos de lodos) y se evacuó a la población de los alrededores del volcán. Se estima un IEV de 2. (*Smithsonian, 1990-1999*).
- 2000: Durante el mes de agosto a diciembre presento algunas explosiones esporádicas procedentes del cráter central, se observó un lago de lava en el fondo del cráter. Se estima un IEV de 1. (*Smithsonian, 2000-2011*).
- 2001: Durante el mes de enero presento algunas explosiones esporádicas procedentes del cráter central. Se estima un IEV de 1. (*Smithsonian, 2000-2011*).
- 2004: Durante el mes de marzo y noviembre presento algunas explosiones esporádicas procedentes del cráter central. Se estima un IEV de 1. (*Smithsonian, 2000-2011*).
- 2006: Durante el mes de agosto algunas explosiones esporádicas procedentes del cráter central. Se estima un IEV de 1. (*Smithsonian, 2000-2011*).
- 2007: Durante el mes de junio presento algunas explosiones del tipo freáticas procedentes del cráter central. Se estima un IEV de 1. (*Smithsonian, 2000-2011*).
- 2008: Durante el mes de julio presento algunas explosiones del tipo freáticas procedentes del cráter central. Se estima un IEV de 1. (*Smithsonian, 2000-2011*).

- 2011: Durante el mes de mayo presento marcada actividad eruptiva con explosiones del tipo freáticas procedentes del cráter central, se observaba incandescencia en el cráter por un largo periodo, hubo caída de cenizas hacia la comunidad Las Quemadas a una 4,0 km al norte del cráter central y se evacuó a las personas que habitaban en las comunidades cercanas al volcán. Se estima un IEV de 2. (*Smithsonian, 2000-2011*).

 pdfelement

CAPÍTULO 3

TEORÍA DEL CAMPO MAGNÉTICO DE LA TIERRA

3.1 El patrón del campo magnético.

La intensidad del campo magnético terrestre es de carácter vectorial (*las cantidades vectoriales se representaran en el presente capítulo con formato de negrita*), para estudiar las componentes de la intensidad del campo magnético se toma como referencia, en un punto sobre la superficie de la Tierra (*Ver **Figura 3.1.1***), y encontramos las siguientes relaciones:

$$\mathbf{F} = \|\mathbf{F}\| = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad \text{Intensidad de Campo Magnético} \quad 3.1.1$$

$$\mathbf{H} = \|\mathbf{H}\| = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad \text{Componente Horizontal del campo magnético} \quad 3.1.2$$

$$D = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right) \quad \text{Declinación Magnética} \quad 3.1.3$$

$$I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{H}\right) \quad \text{Inclinación magnética} \quad 3.1.4$$

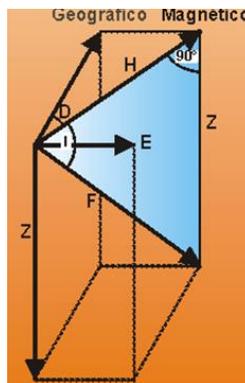


Figura 3.1.1: Componentes del campo magnético Terrestre, donde *D* representa la declinación magnética, *Y* la componente Este-Oeste, *I* es la inclinación magnética, *H* es la intensidad del campo horizontal, *F* es la intensidad total del campo magnético, *X* es la componente Norte-Sur, *N* es el norte geográfico, *S* es el sur geográfico, *E* este geográfico, *W* es el oeste geográfico. (Kertz, 1986).

Para definir el campo magnético terrestre basta con conocer tres cantidades, ya sea las tres componentes espaciales del campo magnético (\mathbf{X} , \mathbf{Y} , \mathbf{Z}) ó la intensidad del campo magnético, inclinación y declinación magnética (\mathbf{F} , \mathbf{I} , \mathbf{D}). Llamamos \mathbf{B} a la inducción magnética o densidad de flujo magnético y \mathbf{H} a la intensidad del campo magnético y a Φ_B se le conoce como flujo magnético, definido por $\Phi_B = \iint \mathbf{B} \cdot d\mathbf{A} = \iint \mathbf{B} \cdot \hat{n} dA$. (Ver **Figura 3.1.2**).

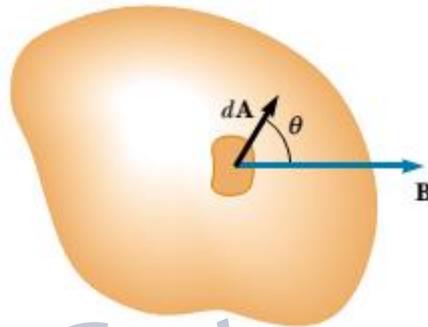


Figura 3.1.2: Densidad de flujo magnético \mathbf{B} a través de una superficie A . (Resnick R., Halliday D., Kranc k. 2001)

La densidad del flujo magnético \mathbf{B} , que no es más que flujo magnético Φ_B por unidad de área, llamado también inducción magnética, y \mathbf{H} es el campo inductor o intensidad de campo magnético, están relacionadas por la expresión:

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H} \quad 3.1.5$$

Donde μ es la permeabilidad absoluta del medio.

Las mediciones magnéticas en la práctica son densidades de flujo magnético. La unidad más apropiada en la prospección magnética es el nanoTesla $1nT = 10^{-9}T$, también llamado gamma cuya relación es $1 \gamma = 1nT$.

La permeabilidad magnética de un medio se escribe en función de la permeabilidad relativa y la permeabilidad del vacío como:

$$\mu = \mu_r \mu_0 \quad 3.1.6$$

Donde el valor de la permeabilidad del espacio es $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H} \cdot \text{m}^{-1}$.

La magnetización de un material es la densidad de momentos dipolares magnéticos. Para describir la magnetización se recurre a tres campos en el espacio, que describen de forma macroscópica de las cargas en movimiento, los momentos magnéticos cuánticos y el campo de inducción magnética. La intensidad de campo magnético \mathbf{H} , es la excitación magnética y se refiere a corrientes libres y a los polos magnéticos, aunque por lo general se identifica con el campo externo, a los momentos magnéticos de las cargas ligadas, es la llamada intensidad de magnetización \mathbf{M} inducida por \mathbf{H} , la cual se expresa como:

$$\mathbf{M} = \kappa \mathbf{H} \quad 3.1.7$$

Donde κ es la susceptibilidad magnética. Si usamos la relación 3.1.6 y reemplazamos en la expresión la relación 3.1.5 obtenemos:

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} = (\mu_r \mu_0) \mathbf{H} \quad 3.1.8$$

Reescribiendo la expresión 3.1.8 utilizando la relación $\kappa = \mu_r - 1$, que se le llama susceptibilidad magnética, cuyo valor para el vacío es $\mu_r = 1$, y $\kappa = 0$ respectivamente, con la expresión 3.1.10 obtenemos la siguiente relación:

$$\mathbf{B} = \mu_0 (\mathbf{H} + \mathbf{M}) \quad 3.1.9$$

Esta expresión 3.1.9 nos relaciona el campo incidente \mathbf{H} y el campo debido a las propiedades intrínsecas del material queda definido por \mathbf{M} .

Los valores de \mathbf{F} , \mathbf{Z} , \mathbf{H} , \mathbf{D} e \mathbf{I} se pueden representar en un mapa, las cuales se le llaman cartas magnéticas. En estas cartas las líneas de igual valor de \mathbf{F} , \mathbf{H} , \mathbf{Z} se llaman líneas isodinámicas de campo total o de componente vertical u horizontal. Las líneas de igual valor de declinación magnética \mathbf{D} se llaman isógonas. Las líneas que contienen igual valor de inclinación magnética \mathbf{I} se

llaman isóclinas. La línea para un valor de declinación magnética $D=0^\circ$ se llama áгона, las líneas de inclinación magnética $I=0^\circ$, representa el ecuador magnético, las que tienen $I=\pm 90^\circ$, representan los polos magnéticos.

La intensidad del campo magnético **H** se mide en el Sistema Internacional como Ampere/metro [A/m], y la densidad de flujo magnético **B** se expresa en unidades de Weber/ metros cuadrados [Wb/m²].

3.2 Variaciones del campo magnético con el tiempo.

La variación secular de las componentes del campo magnético de la Tierra varía con un valor aproximado de algunas decenas de nanoTeslas al año y hasta 150 nT por año, además de 0,6 min por año para la inclinación magnética (ver **Tabla 3.2.1**). Esta variación está relacionada con los procesos que dan origen al campo magnético interno de la Tierra. Algunas de estas variaciones son (*Telford, 1990*):

- Variación secular de las componentes, con un valor aproximado de algunas decenas de nT al año y que en algunos sitios alcanza hasta 150 nT/año y de hasta 10 minutos/año para la declinación e inclinación. Originada en cambios en el acoplamiento electromagnético de núcleo y manto terrestre.
- Variaciones periódicas, con períodos de 12 horas, 1 día, 27 días, 6 meses y 1 año, originadas por el campo externo, que pueden llegar a tener valores de hasta 100 nT (variación solar y lunar diarias).
- Variaciones no periódicas, llamadas tormentas magnéticas, con intensidades de hasta 1500 nT.

- Pulsaciones magnéticas o variaciones de período muy corto y pequeña amplitud (1 a 100 nT).

Tabla 3.2.1: Variaciones del campo magnético de la Tierra. (Blakely, R., 1995).

Tipo de variación	Origen	Variación en función del tiempo	Forma espacial	Amplitud típica
Dipolar	Interior de la Tierra	Desciende lentamente	Aproximadamente dipolar	25000 - 70000nT
Secular	Núcleo de la Tierra	1-100 años	irregular, migrando hacia el W	+/- 10-100nT/a
Diurna	Exterior, relacionado con manchas solares	24 h, 27 días, 12 meses, 11 años	Depende de la actividad de manchas solares	10 - 100nT
Micropulsaciones	Exterior	Frecuencia: 0,002 -0,1 Hz	Depende de la actividad de manchas solares y de tormentas magnéticas	Normal: 1 - 10nT, máximo: 500nT
Audio frecuencias magnéticas	Exterior	Frecuencia: 1 - 1000Hz	Depende de la actividad de manchas solares y de tornados	0,01nT/s
Efectos de corrientes telúricos	Interior en baja profundidad	Frecuencia: 0,002 - 1000Hz	Geología	Hasta 0,01nT/s
Imantación inducida de las rocas	Interior en baja profundidad hasta la geoterma del punto de Curie	secular	Geología, varía, depende en primer lugar del contenido en magnetita en las rocas	Hasta 0,05 emu/cm ³
Imantación remanente de las rocas	Interior en baja profundidad hasta la geoterma del punto de Curie	Se descompone durante tiempos geológicos	Geología	Hasta 0,2 emu/cm ³

Debido a la presencia de estas variaciones temporales, al hablar de campo geomagnético en un punto de la Tierra, es necesario establecer, además de los valores instantáneos, los valores medios diarios y anuales. Cuando se está interesado en el campo interno de la Tierra se utilizan los valores medios anuales, en los que quedan suprimidos los efectos de las variaciones debidas al campo externo. Estas mediciones se realizan en los observatorios, mediante el registro continuo de las componentes del campo magnético.

3.3 Anomalía magnética.

Los cambios temporales, representan interferencia o ruido en la señal medida. La desviación de la intensidad del campo medido respecto del normal se denomina anomalía magnética. Su causa es la variación de composición de las rocas de la corteza terrestre. Si se acepta la idea de un gradiente térmico de 33 °C/km, hay que admitir que las rocas en estado magnético alcanzan tan solo las primeras decenas de kilómetros, ya que por debajo la temperatura de las rocas estará por encima del punto de Curie.

3.4 Dipolo magnético.

El campo magnético de la Tierra se puede aproximar en un 90%, al que produce un dipolo situado en el centro de la Tierra, inclinado 11,5° con respecto al eje de rotación. El polo negativo de este dipolo está en la dirección del polo Norte geomagnético. Un campo magnético dipolar se forma cuando una corriente eléctrica I , que circula por una espira de área S y su momento magnético \mathbf{m} viene dado por

$$\mathbf{m} = IS \tag{3.4.1}$$

Por analogía con el comportamiento de cargas eléctricas de distintos signo, un dipolo magnético puede considerarse como formado por monopolos de distintos signos e intensidad P , separados por una distancia $s = 2l$. (Ver **Figura 3.4.1**).

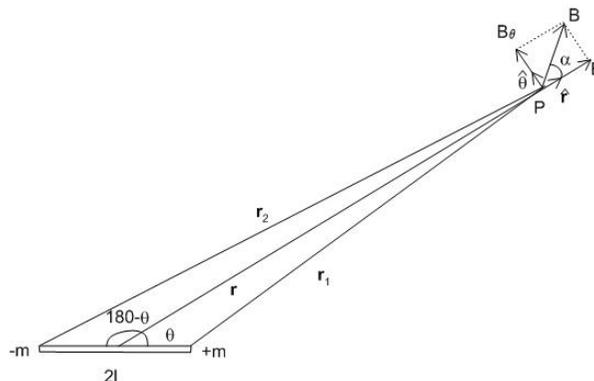


Figura 3.4.1: Campo magnético generado por un dipolo. (Telford, 1990).

Si $\mathbf{B}(\mathbf{r})$ es la densidad de flujo magnético y la representamos la representamos por:

$$\mathbf{B}(\mathbf{r}) = \frac{m_1 \cdot m_2}{\mu r^2} \hat{\mathbf{r}} \quad 3.4.2$$

Si consideremos un campo conservativo lo podemos derivar de una función de un potencial escalar, tal como se muestra en la ecuación 3.4.4.

$$\mathbf{B}(\mathbf{r}) = -\nabla \cdot A(\mathbf{r}) \quad 3.4.3$$

Usando la Ley de los cosenos en la **Figura 3.4.1**, obtenemos las siguientes relaciones:

$$r_1^2 = r^2 + l^2 - 2rl \cos \theta \quad 3.4.4$$

$$r_2^2 = r^2 + l^2 + 2rl \cos \theta \quad 3.4.5$$

Así que tomamos en potencial magnético producido por el dipolo de r_1 a r_2 y usando la ecuación 3.4.4 y 3.4.5, considerando $\mu = 1$ tenemos:

$$A(\mathbf{r}) = \frac{2ml}{r^2} \cos \theta \quad 3.4.6$$

Tal que si $\mathbf{B}(\mathbf{r}, \theta) = -\mu_0/4\pi \nabla A(\mathbf{r}, \theta)$ en coordenadas polares obtenemos las componentes de la densidad de flujo magnético:

$$B_r = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{4ml}{r^3} \cos \theta \quad 3.4.7$$

$$B_\theta = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2ml}{r^3} \sen \theta \quad 3.4.8$$

La magnitud de la densidad de flujo magnético resultante será:

$$B(\mathbf{r}, \theta) = \frac{2ml}{r^3} \sqrt{1 + 3\cos^2 \theta} \quad 3.4.9$$

Donde usando las expresiones 3.4.17 y 3.4.18 obtenemos el ángulo formado entre las componentes angulares y radiales del flujo magnético y la inclinación magnética I en función de la latitud magnética, tal como sigue:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{B_{\theta}}{B_r} = \frac{1}{2} \operatorname{tg} \theta \quad 3.4.10$$

$$\operatorname{tg} I = \frac{B_r}{B_{\theta}} = 2 \operatorname{ctg} \theta = 2 \operatorname{tg} \phi \quad 3.4.11$$

Con $\phi = 90^{\circ} - \theta$

Donde ϕ es la latitud magnética y θ es la colatitud magnética

Las líneas de fuerza del campo magnético del dipolo, líneas que siguen la dirección del vector \mathbf{B} en cada punto del espacio tal como se muestra en la **Figura 3.4.2.a.**

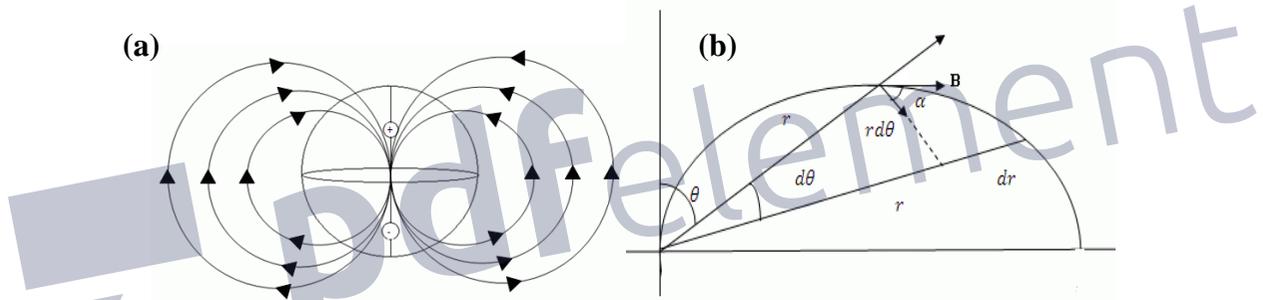


Figura 3.4.2: (a) Muestra las líneas de campo magnético terrestre como tomando a la Tierra como un enorme dipolo, (b) Geometría para determinar la densidad de flujo magnético con respecto al vector posición en un punto determinado sobre una línea de fuerza magnética generada por el dipolo magnético terrestre, como un modelo simplificado. (V. Udias, 1986)

3.5 Coordenadas geomagnéticas.

Las características aproximadas del dipolo que corresponde al campo magnético de la Tierra, o dipolo terrestre son:

$$m = 8 \times 10^{22} \text{ A} \cdot \text{m}^2 \quad 3.5.1$$

Tiene sus polos geomagnéticos, el boreal en las coordenadas 79°N , 290°E y el austral 79°S , 110°E , el polo negativo está en el hemisferio norte, el ángulo entre el eje de rotación y el dipolo es de $11,5^{\circ}$ con $B_0 = 30\,951\text{ nT}$.

Las coordenadas tomadas con respecto al eje del dipolo se denominan coordenadas geomagnéticas definidas de la siguiente manera:

Φ^* : Es la latitud geomagnética, medida desde el ecuador geomagnético, definido como el plano normal al eje del dipolo, no coincide con $l=0$.

λ^* : Es la longitud geomagnética con origen en el meridiano geográfico que pasa por el polo geomagnético.

Un punto P de coordenadas geográficas (Φ, λ) tiene coordenadas geomagnéticas (Φ^*, λ^*) . La equivalencia entre ambas se deduce a partir del triángulo esférico cuyos vértices son el polo geográfico, el polo geomagnético y el punto P. Si (Φ_B, λ_B) son las coordenadas del polo magnético boreal (**Ver Figura 3.5.1**).

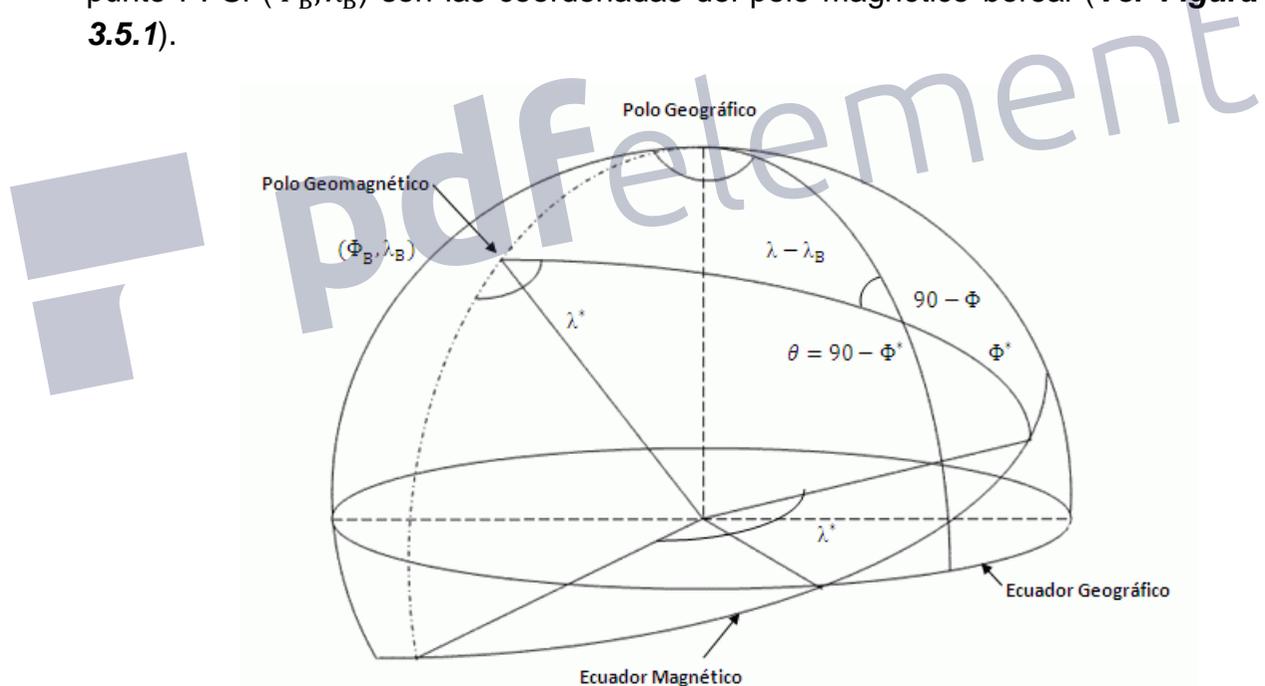


Figura 3.5.1: Dipolo magnético terrestre y sus coordenadas geomagnéticas en relación con las coordenadas geográficas. (V. Udías, 1986).

Donde de la geometría de la **Figura 3.5.1** obtenemos las siguientes relaciones entre la latitud y longitud magnética:

$$\text{sen}\Phi^* = \text{sen}\Phi_B \text{sen}\Phi + \cos\Phi_B \cos(\lambda - \lambda_B) \quad 3.5.2$$

$$\text{sen}\lambda^* = \frac{\text{sen}(\lambda - \lambda_B)}{\text{cos}\Phi^*} \quad 3.5.3$$

La declinación magnética es:

$$\text{sen}D = \frac{\text{cos}\Phi_B \text{sen}(\lambda - \lambda_B)}{\text{cos}\Phi^*} \quad 3.5.4$$

Como $\theta = 90^\circ - \Phi^*$

De la **Figura 3.5.1** podemos obtener la relación para la inclinación magnética.

$$\text{tg } I = 2\text{tg}\Phi^* \quad 3.5.5$$

Donde las componentes verticales y horizontales del campo magnético terrestre son:

$$Z = 2B_0 \text{sen}\Phi^* \quad 3.5.6$$

$$H = B_0 \text{cos}\Phi^* \quad 3.5.7$$

3.6 Análisis armónico del campo geomagnético de la Tierra.

Para la reducción de las observaciones geomagnéticas, es necesario establecer modelos matemáticos a escala mundial del c. m. t. Este campo de referencia es una representación idealizada despojada de las irregularidades espacio temporales. Los IGRF (Campo Magnético Internacional de Referencia) están definidos por los coeficientes del desarrollo en armónicos esféricos hasta un cierto orden y sus derivadas con respecto del tiempo. De esta forma puede extrapolarse para otros años, distintos de aquel para el que están definidos, dentro de un cierto margen de validez.

La propiedad más importante del desarrollo en armónicos esféricos es la de tener en cuenta la simetría esférica (en primera aproximación) y por ende del sistema de referencia para ubicar un punto en la superficie terrestre $P(r, \theta, \lambda)$. Se considera que la fuente principal del Campo Magnético Total es interna, mientras

que el medio comprendido entre la superficie terrestre y la base de la ionosfera se considera libre de fuentes, por lo que es válida la ecuación de Laplace.

Si Φ es el potencial total del campo geomagnético de la Tierra, donde $\Phi = \Phi_i + \Phi_e$, tal que Φ_i es el campo geomagnético generado por fuentes de origen interno, Φ_e es el campo geomagnético generado por fuentes de origen externo.

Para regiones de fuentes cerca de la superficie de la Tierra y libres de cargas eléctricas, podemos escribir $\nabla^2 \Phi = 0$ llamada Ecuación de Laplace.

Haciendo un cambio de coordenadas del Laplaciano en coordenadas esféricas tenemos, y resolviendo la ecuación diferencial parcial:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \Phi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda^2} = 0 \quad 3.6.1$$

Obtenemos la solución general para el potencial geomagnético es:

$$\Phi(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} \left(Ar^n + \frac{B}{r^{(n+1)}} \right) (A_n^m \cos m\lambda + B_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\cos \theta) \quad 3.6.2$$

Siguiendo los métodos de Gauss y usando los aportes de C_n^m y S_n^m , donde $0 < C_n^m < 1$ y $0 < S_n^m < 1$. Tenemos

$$\begin{aligned} \Phi(r, \theta, \lambda) = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} \left\{ \left[C_n^m \left(\frac{r}{a} \right)^n + (1 - C_n^m) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] A_n^m \cos m\lambda \right. \\ \left. + \left[S_n^m \left(\frac{r}{a} \right)^n + (1 - S_n^m) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] B_n^m \sin m\lambda \right\} P_n^m(\cos \theta) \end{aligned} \quad 3.6.3$$

Si $C_n^m = S_n^m = 0$, es el campo de origen interno y $C_n^m = S_n^m = 1$, es el campo de origen externo. Los potenciales correspondientes para las dos fuentes de origen del campo magnético de origen interno y externo, serian:

$$\Phi_i(r, \theta, \lambda) = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} S_{nm}(\theta, \lambda) \quad 3.6.4$$

$$\Phi_e(r, \theta, \lambda) = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r}{a}\right)^n S_{nm}(\theta, \lambda) \quad 3.6.5$$

$$\text{Con } S_{nm}(\theta, \lambda) = (A_n^m \cos m\lambda + B_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\cos\theta)$$

La componente $Z(\theta, \lambda)$ del campo magnético se expresa por la expresión:

$$Z(\theta, \lambda) = \left(\frac{\partial\Phi}{\partial r}\right)_{r=a} \quad 3.6.6$$

$$Z(\theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} (\alpha_n^m \cos m\lambda + \beta_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\cos\theta) \quad 3.6.7$$

$$\text{Donde } \alpha_n^m = nC_n^m - (n+1)(1-C_n^m) \text{ y } \beta_n^m = nS_n^m - (n+1)(1-S_n^m)$$

Podemos obtener las constantes α_n^m y β_n^m , de acuerdo a la relación y se pueden medir sobre la superficie terrestre:

$$\alpha_n^m = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} Z(\theta, \lambda) P_n^m(\cos\theta) \cos m\lambda \sin\theta d\theta d\lambda \quad 3.6.8$$

$$\beta_n^m = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} Z(\theta, \lambda) P_n^m(\cos\theta) \sin m\lambda \cos\theta d\theta d\lambda \quad 3.6.9$$

Las componentes horizontales del campo magnético terrestre serian

$$X(r, \theta) = \frac{1}{r} \left(\frac{\partial\Phi}{\partial\theta}\right)_{r=a} \quad 3.6.10$$

$$Y(r, \lambda) = \frac{1}{r \sin\theta} \left(\frac{\partial\Phi}{\partial\lambda}\right)_{r=a} \quad 3.6.11$$

3.7 El Magnetismos de las Rocas.

Todos los materiales muestran algunos efectos magnéticos. En algunas sustancias los efectos son tan débiles que los materiales a menudo se consideran como no magnéticos. En general los materiales se pueden clasificar según su comportamiento magnético en diamagnético, paramagnético, ferromagnético, antiferromagnético, ferrimagnético y superparamagnéticos. (Ver **Tabla 3.7.1**).

Diamagnetismo: En estos materiales los efectos magnéticos son débiles, tal que los momentos magnéticos de orbitales y de espín en tales materiales se cancelan (momento magnético neto es cero), en ausencia de un campo magnético externo, un campo aplicado produce que el momento de espín exceda ligeramente el momento orbital, produciendo un momento magnético neto pequeño que se opone a la densidad de flujo magnético \mathbf{B} . Entonces, si un espécimen diamagnético se lleva cerca de cualquier polo de un imán de barra intenso, será repelido, efecto descubierto en 1894 por Michael Faraday. El espécimen de Faraday era una pieza de bismuto, sustancia que muestra diamagnetismo más fuertemente que la mayor parte de los materiales.

Paramagnetismo: Aunque el efecto diamagnético se presenta en todas las sustancias, es tan débil que queda opacado en materiales en que los momentos orbitales y de espín son muy desiguales, produciendo un momento magnético para el átomo, aun sin campo aplicado. La orientación al azar de los átomos puede producir un momento magnético neto pequeño para una muestra de material, pero cuando se aplica un campo externo, los dipolos atómicos tienden a alinearse con el campo de manera que el momento magnético de la muestra aumenta en proporción al número de sus átomos (suponiendo que se logra alineamiento perfecto). Sin embargo la agitación térmica y las interacciones internas tienden a inhibir el proceso, de manera que solo puede lograrse en la práctica de manera parcial. De todas formas el efecto puede ser significativo y tales sustancias se denominan paramagnéticas.

Cuando una sustancia paramagnética se lleva a las proximidades de un imán de barra intenso, este será atraído a este. El paramagnetismo se observa en materiales con átomos con momentos dipolares magnéticos permanentes. No importa si son del tipo orbital o de espín. En 1895 Pierre Curie describió la relación entre la magnetización M y la temperatura T , llamada Ley de Curie, cuya expresión matemática es:

$$M = C \frac{B_0}{T}$$

3.7.1

Ferromagnetismo: En ciertos materiales, especialmente hierro, níquel y cobalto, ocurre un fenómeno especial que facilita grandemente el proceso de alineamiento de los dipolos magnéticos. En estas sustancias, llamadas ferromagnéticas, existe un efecto cuántico denominado acoplamiento de intercambio entre átomos adyacentes en la estructura cristalina del material que asegura sus momentos magnéticos en una rígida configuración paralela en regiones, denominados dominios, los cuales contiene muchos átomos.

Sin embargo, a temperaturas superiores de un valor crítico, conocido como temperatura de Curie, el acoplamiento de intercambio desaparece y el material revierte hasta llegar a ser un tipo paramagnético ordinario. Los materiales ferromagnéticos tienen una fuerte interacción entre los átomos cercanos que conservan los momentos dipolares alineados aun cuando se elimine el campo magnético externo. La permeabilidad magnética de estos materiales no es constante, sino es una función del campo aplicado y la historia magnética previa del espécimen. En vista de la naturaleza variable de la permeabilidad de los materiales ferromagnéticos, es necesario hacer una consideración especial de sus propiedades. La magnetización que aparece solamente en presencia de un campo aplicado se puede mencionar como magnetización inducida, para distinguirla de la magnetización permanente que se presenta en ausencia de un campo aplicado. (Ver **Figura 3.7.1**).

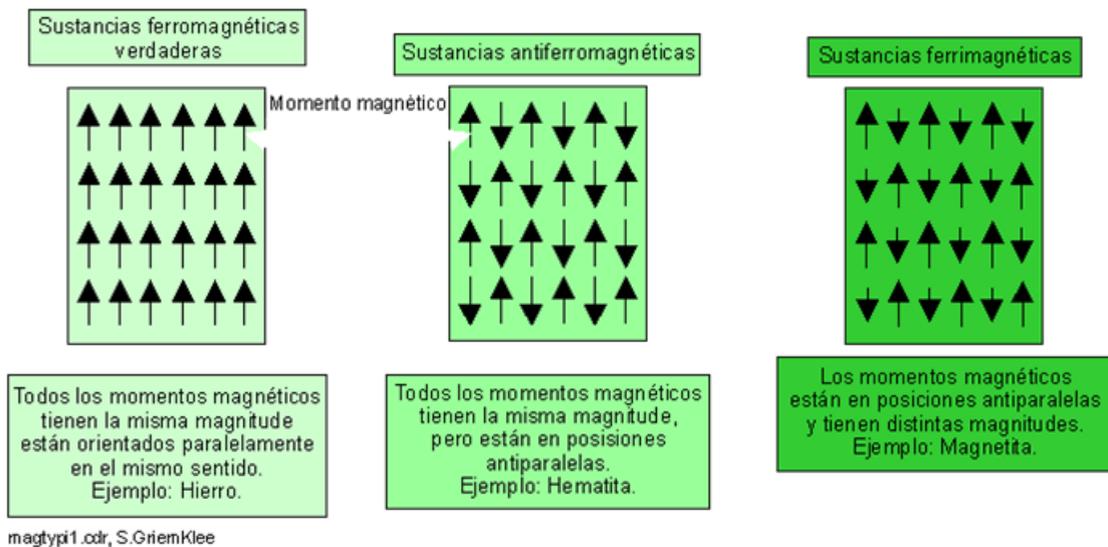


Figura 3.7.1: Orientación de los momentos magnéticos en las sustancias ferromagnéticas. (S. Griemklee).

Antiferromagnéticos: En estos materiales los momentos magnéticos de los átomos adyacentes se alinean en direcciones opuestas de manera que el momento magnético neto de un espécimen desaparece en presencia de un campo aplicado.

Ferrimagnéticas: Aunque los momentos magnéticos de átomos adyacentes en sustancias ferrimagnéticas se alinean opuestamente los momentos magnéticos no son iguales, de manera que existe un momento magnético neto que es menor que el de los materiales ferromagnéticos. Sin importar los efectos magnéticos más débiles, algunos de estos materiales, conocidos como ferritas, tiene una conductividad eléctrica menor, lo que los hace útiles en los núcleos de inductores de corriente alterna y en transformadores, puesto que las corrientes inducidas (parasitas) son menores y las pérdidas óhmicas (térmicas) se reducen.

Tabla 3.7.1: Características de los materiales magnéticos. (William H., 1991).

Clasificación	Momentos magnéticos	Valores de B	Comentarios
Diamagnético	$m_{orb} + m_{espin} = 0$	$B_{int} < B_{apl}$	$B_{int} \doteq B_{apl}$
Paramagnético	$m_{orb} + m_{espin} = \text{pequeño}$	$B_{int} > B_{apl}$	$B_{int} \doteq B_{apl}$
Ferromagnético	$ m_{espin} \gg m_{orb} $	$B_{int} \gg B_{apl}$	<i>Domínios</i>
Antiferromagnético	$ m_{espin} \gg m_{orb} $	$B_{int} \doteq B_{apl}$	Momentos adyacentes opuestos
Ferrimagnético	$ m_{espin} > m_{orb} $	$B_{int} > B_{apl}$	Momentos adyacentes desiguales y opuestos, bajo σ
Superparamagnético	$ m_{espin} \gg m_{orb} $	$B_{int} > B_{apl}$	Matriz no magnética, cintas de grabación

3.8 Magnetización de las rocas:

En muchos casos el magnetismo residual de las rocas depende principalmente del fuerte campo geomagnético ambiental y el contenido mineral, pero no es del todo cierto. En la práctica el magnetismo residual (magnetización remanente normal) frecuentemente contribuye al magnetismo total de la roca, y puede ser debida a varias causas:

-Magnetización remanente química: Es cuando los granos magnéticos cambian de forma, como resultado de la acción química a temperaturas moderadas.

-Magnetización detritica: ocurre cuando se retrasa el asentamiento de grano fino en presencia de un campo magnético externo.

-Magnetización termoremanente: Ocurre cuando el material magnético es enfriado desde el punto de Curie en presencia de un campo magnético externo.

Para dar una descripción de los materiales magnéticos cuantitativamente veremos cómo los dipolos magnéticos actúan como una fuente distribuida con

respecto al campo magnético. La corriente generada en los materiales, será generada por el movimiento de cargas de frontera (electrones orbitales, espín del electrón, y espín nuclear), y el campo, el cual tiene las dimensiones de \mathbf{H} , será llamado la magnetización \mathbf{M} . La corriente producida por las cargas de frontera es llamada corriente de frontera o corrientes amperianas.

Podemos expresar la magnetización \mathbf{M} en términos del momento dipolar \mathbf{m} . La corriente de frontera I_f circula a lo largo de una trayectoria que encierra una diferencial de área $d\mathbf{S}$, estableciendo el momento dipolar como:

$$\mathbf{m} = I_f d\mathbf{S} \quad 3.8.1$$

Si hay n dipolos magnéticos por unidad de volumen y se considera un volumen Δv , entonces el momento dipolar magnético total se encuentra por la suma vectorial.

$$\mathbf{m}_{total} = \sum_{i=1}^n \mathbf{m}_i \quad 3.8.2$$

Cada uno de los momentos dipolares \mathbf{m}_i , puede ser diferente. Por lo que se define la magnetización \mathbf{M} como el momento dipolar magnético por unidad de volumen.

$$\mathbf{M} = \lim_{\Delta v \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta v} \sum_{i=1}^n \mathbf{m}_i \quad 3.8.3$$

3.9 Susceptibilidad magnética de las rocas.

La susceptibilidad magnética es el grado con la roca esta magnetizada, controlado por la cantidad de minerales ferrimagnéticos y es influenciado por el tamaño de los granos y su modo de distribución de estos minerales. Varias pruebas se han hecho para representar la dependencia de la susceptibilidad magnética sobre su contenido de ferritas, pero no existe una relación universalmente simple válida para esto. (Ver **Tabla 3.9.1**).

Para un grupo particular de rocas o para un rango particular de susceptibilidades existe una correlación estadística significativa que puede encontrarse entre la cantidad de Fe_3O_4 y la susceptibilidad. Sin embargo, la dispersión de tales predicciones basadas en estas correlaciones debe ser usada con precaución. (Ver **Figura 3.9.1**).

Tabla 3.9.1: Susceptibilidades magnéticas en unidades 10^{-6} (En unidades del Sistema Internacional, SI). (Dobrin 1988, y Ubieta K, 1995).

Material	$\kappa (10^{-6})$ SI	Material	$\kappa (10^{-6})$ SI
Grafito	-100	Gabro	3 800 – 90 000
Cuarzo	-15,1	Dolomita (impura)	20 000
Anhidrita	-14,1	Pirita (pura)	35-60
Sal	-10,3	Pirita (mineral)	100 – 5 000
Mármol	-9,4	Pirrotita	$10^3 - 10^5$
Dolomita (pura)	-12,5 - +44	Hematita (mineral)	420 – 10 000
Granito(Sin magnetita)	10 – 65	Ilmenita	$3 \times 10^5 - 4 \times 10^6$
Granito(con magnetita)	25 – 50 000	Magnetita (minera)	$7 \times 10^4 - 14 \times 10^6$
Basalto	1 500 – 25 000	Magnetita (pura)	$1,5 \times 10^7$
Pegmatita	3 000 – 75 000	Andesita alterada*	1800 – 24100
Andesita basáltica*	1300 – 35000	Andesita menos alterada*	500 – 29570
Andesita inalterada*	820 – 47200	Basalto alterado*	720 – 42610
Basalto andesítico*	2700 – 101300	Basalto*	6000 – 63500
Riolita*	320 – 9600	Dacita*	15250 - 20350

Nota: (*) Valores medidos por Ubieta, 1995.

Esto podría parecer que de manera general hablemos solamente de pequeñas diferencias de susceptibilidades ($\Delta\kappa$) encontradas entre las formaciones rocosas. El máximo $\Delta\kappa$ (Cuando un depósito de un grado alto de magnetita en un mineral está presente) es del orden de diez. Si dos formaciones homogéneas extensas y delgadas son separadas a lo largo de un plano vertical contacta cambios pico a pico en la componente del campo magnético vertical que atraviesa el contacto está dado por:

$$\Delta B_z = \frac{1}{2} \Delta \kappa B_z \quad 3.9.1$$

Si B_z tesla (T) es el campo magnético vertical (densidad de flujo magnético) de la Tierra. El límite práctico de determinar el ΔB_z en muchos levantamiento de campo es alrededor de 1 nanotesla (nT) y si $B_z = 50\,000$ nT, si lo sustituimos en la ecuación 2.10.1 muestra que el límite práctico de detectar las diferencias entre las susceptibilidades en las formaciones rocosas y su impregnación por minerales ferrimagnéticos produce una anomalía aleatoria, por el ruido geológico propio en donde el límite es realmente de algunos 10 – 100 veces más grandes.

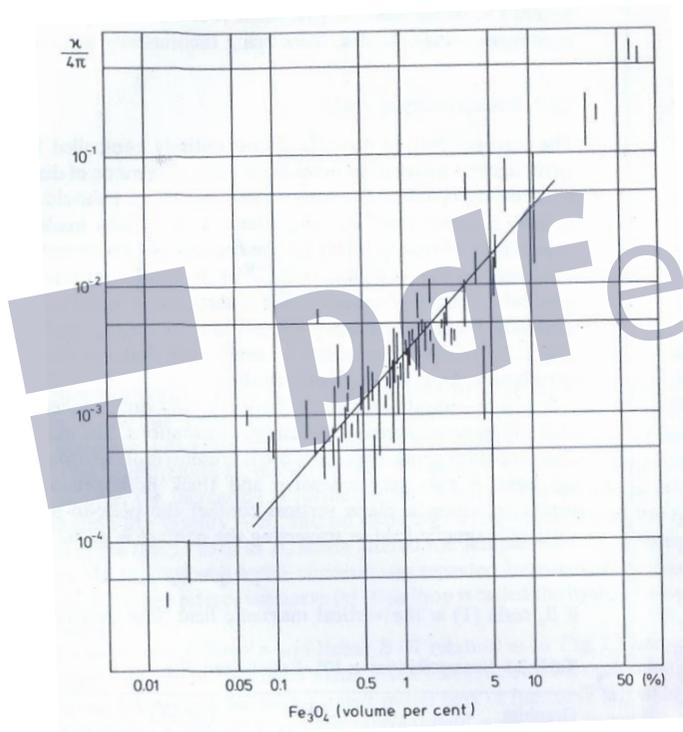


Figura 3.9.1: Variación de la susceptibilidad (unidades en el Sistema Internacional, SI) respecto al contenido de magnetita. (Parasnis, 1997).

3.10 Histéresis magnética.

Si el campo aplicado a una sustancia magnética dada se aumenta hasta la saturación y luego se hace disminuir, la densidad de flujo magnético B disminuye, pero no tan rápidamente como aumento durante la curva de magnetización inicial. Entonces cuando H llega a cero, existe una densidad de flujo residual, o remanencia, B_r , para reducir B a cero se debe de aplicar un campo negativo H_c ,

esta se llama fuerza coercitiva. Al disminuir H todavía más en la dirección negativa, la sustancia se vuelve a polarizar con polaridad opuesta, se logra llevar de nuevo el campo a cero se deja una magnetización residual o densidad de flujo $-B_r$ y para reducir B a cero se debe de aplicar una fuerza coercitiva $+H_c$. Con un aumento posterior en el campo, la sustancia se vuelve a saturar de nuevo con la polaridad original.

El fenómeno que ocurre en la curva de magnetización de B en función de H , que no tenga una relación lineal, de manera que la curva de magnetización al aumentar o disminuir los campos no es la misma, se denomina histéresis y la curva cerrada trazada por la curva de magnetización se llama curva de histéresis. (Ver **Figura 3.10.1**).

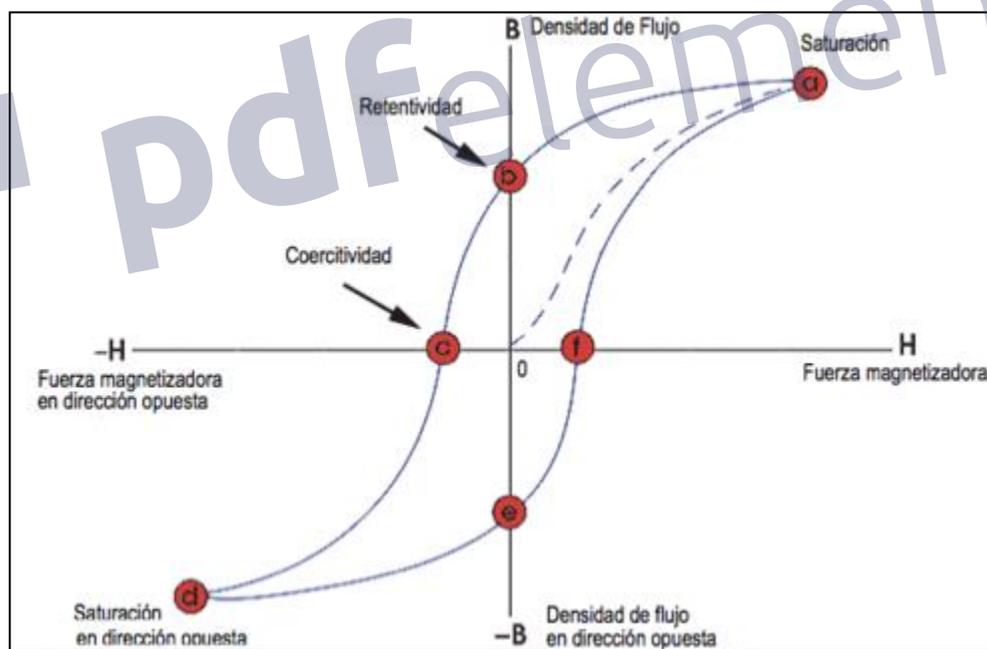


Figura 3.10.1: Lazo de histéresis. Se indica la fuerza coercitiva H_c y la densidad de flujo remanente B_r . (Google imagen).

CAPÍTULO 4

SISMICIDAD Y MECANISMOS DE LOS SISMOS

4.1 Propagación de ondas sísmica.

La energía producida por un sismo se propaga en el interior de la Tierra en todas direcciones en forma de ondas elásticas. Para tal hacemos las siguientes consideraciones de que la propagación de ondas es en un medio infinito, isótropo y homogéneo.

Sea \mathbf{F} Fuerza por unidad de volumen [N/m^3]=[$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-2}$]

Sea \mathbf{T} el vector de esfuerzos por elemento de superficie [N/m^3]=[$\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$]

Tomando en cuenta la Segunda Ley de Newton:

$$\mathbf{F}_{\text{neto}} = m\mathbf{a} = \sum_{i=1}^N \mathbf{F}_i \quad 4.1.1$$

La Segunda Ley de Newton se puede reescribir con las propiedades interna como (Ecuación de Euler):

$$\mathbf{F}_{\text{total}} = \iiint \frac{\mathbf{F}_{\text{int}}}{V} dV + \iint \frac{\mathbf{F}_{\text{esfuerzos}}}{S} dS = \frac{d}{dt} \iiint (\rho\mathbf{v}) dV \quad 4.1.2$$

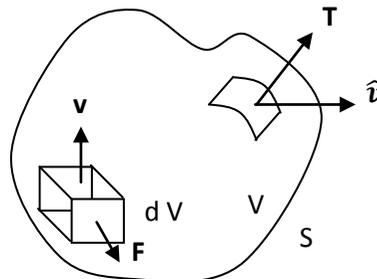


Figura 4.1.1: Representación de los Vectores de la fuerza interna por unidad de volumen y el vector de esfuerzos por elemento de superficie sobre un sólido deformable. (Google Imagen).

4.2 Tensor tensión-deformación.

Considerando un paralelepípedo con tres aristas que pasan por el punto P, paralelo a los ejes x_1, x_2, x_3 con longitudes $\delta x_1, \delta x_2, \delta x_3$. (Ver **Figura 4.2.1**).

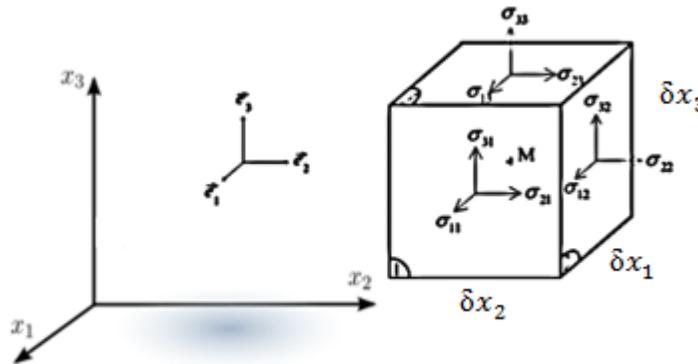


Figura 4.2.1: Representación del tensor de tensiones aplicado a un sólido deformable en forma de un paralelepípedo al cual es sometido a fuerzas externas. (Google imagen).

La matriz del tensor de tensión se escribe como:

$$\sigma_{ij} = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \tau_{12} & \tau_{13} \\ \tau_{21} & \sigma_{22} & \tau_{23} \\ \tau_{31} & \tau_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} \quad 4.2.1$$

Donde los elementos $\sigma_{11}, \sigma_{22}, \sigma_{33}$, son las componentes normales del tensor tensión al cuerpo; mientras que los otros elementos σ_{ij} con $i \neq j$ son las componentes de cizalla del estrés y paralelas a la superficie. La matriz 4.2.1 es una matriz simétrica $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$, tal que $\tau_{12} = \tau_{21}, \tau_{31} = \tau_{13}, \tau_{32} = \tau_{23}$.

Es conveniente usar la delta de Kröcker δ_{ij} , que es un tensor de segundo orden para expresar una matriz asimétrica:

$$\delta_{ij} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} = \begin{cases} 1, & i = j \\ 0, & i \neq j \end{cases} \quad 4.2.2$$

El conjunto de cosenos directores β_{ij} como β_{ij} que es el angulo entre el eje i y j constituye el tensor $\delta_{ij} \rightarrow \delta_{ij} T_i = T_j$.

Considerando un pequeño cambio en la configuración tal que el desplazamiento típico ahora en x_i ha sido u_i . Asumimos que tales desplazamientos son medidos en una configuración estándar y que la fuerza con el estrés son ceros en todos los puntos.

$$u'_i = u_i + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \delta x_j \quad 4.2.3$$

Definimos un tensor que represente la traslación pura de la configuración del sistema y otros dos tensores que represente a la rotación pura y la deformación.

$$u_i = \xi_{ij} \delta x_j + e_{ij} \delta x_j \quad 4.2.4$$

Definimos tensores de segundo orden, un tensor que representa la rotación pura y el otro tensor de deformación que denota la traslación, tales como:

$$\xi_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_j}{\partial x_i} - \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) \quad 4.2.5$$

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) \quad 4.2.6$$

Consideremos el caso de que muestra la **Figura 4.2.2** donde los puntos O,P, y Q que inicialmente estaban juntos, después de aplicar un pequeño esfuerzo en O y se mueve de P a P' y de Q a Q'. Asumimos que la longitud de PP' y de QQ' son mucho más pequeñas que las de OP y OQ, respectivamente.

Designamos u_1 y u_2 como las componentes del desplazamiento a lo largo de los ejes x_1 y de x_2 , en este caso el cambio longitudinal será:

$$e_{11} = \frac{(\text{longitud final} - \text{longitud inicial}) \text{ en la direccion del eje } 1}{\text{longitud inicial en la direccion de eje } 1} \quad 4.2.12$$

$$e_{11} = \frac{u'_1 - u_1}{dx_1} = \frac{u_1 + \frac{\partial u_1}{\partial x_1} dx_1 - u_1}{dx_1} = \frac{\partial u_1}{\partial x_1} \quad 4.2.13$$

Representa la deformación de u_1 en la dirección de x_1 , análogamente se expresan las otras deformaciones en las direcciones de x_2 y x_3 tal como $e_{22} = \frac{\partial u_2}{\partial x_2}$ y $e_{33} = \frac{\partial u_3}{\partial x_3}$.

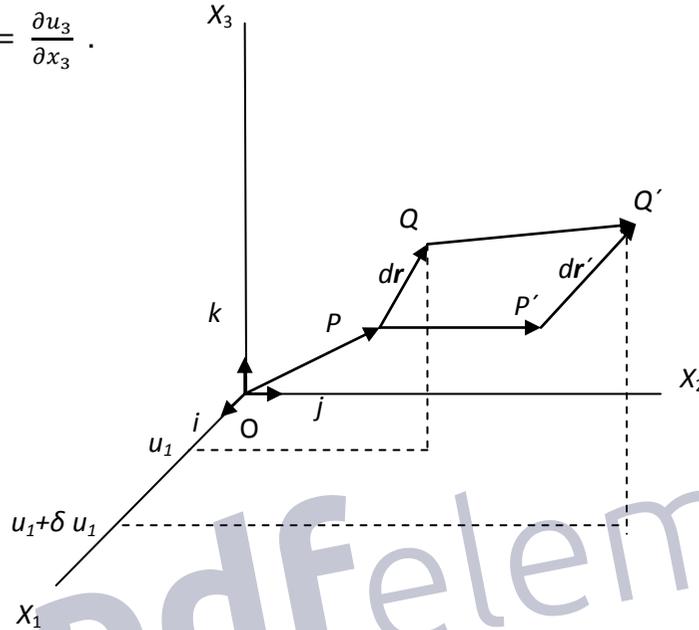


Figura 4.2.2: Representación de las deformaciones unitarias y el tensor de deformación que resulta de los esfuerzos aplicados al punto OPQ por lo que cambia su configuración inicial a una configuración que sufre un desplazamiento. (Bremaecker, 1985).

Estos elementos de la matriz de deformación unitaria representan a los elementos de la diagonal principal. Las demás componentes corresponden al efecto de cizalla que en general se expresa como se muestra en la figura 4.2.14:

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) \text{ para } i \neq j \quad 4.2.14$$

4.3 Relación estrés-deformación para un sólido perfectamente elástico: Ley de Hooke Generalizada.

Un sólido elástico es tal que al aplicar una tensión a un punto determinada está determinado por una deformación en tal punto. En el caso especial en que

las componentes de la tensión son funciones lineales homogéneas de las componentes de la deformación (sobre la Teoría de la deformación infinitesimal) es catalogado como una elasticidad perfecta. Esta es la generalización de la llamada Ley de Hooke aplicada a una variedad de materiales característicos (Viscoelasticidad y plasticidad) bajo ciertas condiciones.

Hooke expresa en su Ley que la deformación aplicada a un cuerpo perfectamente elástico bajo una configuración de equilibrio es directamente proporcional a la carga aplicada a este. Esto es aplicado solamente a un rango de cargas que es el límite elástico de los materiales que separa las regiones de las propiedades elásticas y plásticas de tales.

$$\sigma_{ij} = E \varepsilon_{ij} \text{ con } i = 1,2,3 \quad 4.3.1$$

➤ **Análisis tensorial:**

Definimos el coeficiente de Poisson que expresa acerca de las proporcionalidades entre las deformaciones unitarias:

$$\frac{|db/b|}{da/a} = \frac{|dc/c|}{da/a} = \nu \quad 4.3.2$$

$$\frac{|\varepsilon_2|}{\varepsilon_1} = \frac{|\varepsilon_3|}{\varepsilon_1} = \nu \quad 4.3.3$$

Si ε_2 y ε_3 son menores que cero si y solo si db y $dc < 0$, esto implica que:

$$\varepsilon_2 = \varepsilon_3 = -\varepsilon_1 \nu \quad 4.3.4$$

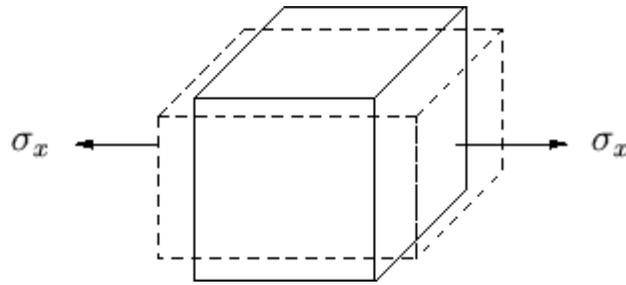


Figura 4.3.1: Representación de la deformación generada por los esfuerzos externos aplicado y la relación entre las deformaciones unitarias (Coeficientes de Poisson). (Google Imagen).

Donde las deformaciones se pueden representar a través de la ecuación 4.3.5 en función de las tensiones, tal como:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1 + \nu}{E} \left(\sigma_{ij} - \frac{\nu}{1 + \nu} (\sigma_{11} + \sigma_{12} + \sigma_{33}) \delta_{ij} \right) \quad 4.3.5$$

Con $i=1, 2, 3$

Si despejamos σ_{ij} de la ecuación 4.3.5 tenemos la expresión 4.3.6 que no es más que el tensor de deformación para un sólido elástico, mostrado en la ecuación 4.3.1:

$$\sigma_{ij} = \frac{E}{1 + \nu} \varepsilon_{ij} + \frac{\nu}{1 + \nu} (\sigma_{11} + \sigma_{12} + \sigma_{33}) \delta_{ij} \quad 4.3.6$$

Por tanto sustituyendo la ecuación 4.3.5 en la ecuación 4.3.6 obtenemos la ecuación 4.3.7, que nos relaciona la deformación con el módulo de elasticidad de Young E y el coeficiente de Poisson ν y θ la dilatación cúbica:

$$\sigma_{ij} = 2\mu\varepsilon_{ij} + \lambda\theta\delta_{ij} \quad 4.3.7$$

Donde se definen dos coeficientes μ y λ que serán llamados como Constantes de Lamè en función de reescribir la ecuación 4.3.7, estos coeficientes están en función del módulo de Young E y el coeficiente de Poisson únicamente, tal como podemos ver en las ecuaciones 4.3.8 y 4.3.9:

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \nu)} \quad 4.3.8$$

$$\lambda = \frac{\nu E}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} \quad 4.3.9$$

➤ **Análisis Vectorial:**

Si sabemos que la deformación de un sólido σ en su forma vectorial es, como en la ecuación 4.1.2 en la sección 4.1 de este capítulo:

$$\sigma = \frac{dF}{dS} = \sigma_{i1}\hat{e}_1 + \sigma_{i2}\hat{e}_2 + \sigma_{i3}\hat{e}_3 = \sum_{k=1}^3 \sigma_{ik}\hat{e}_k \quad 4.3.10$$

Donde despejando en elemento dF de la ecuación 4.3.10 e integrando a ambos lados de la ecuación 4.3.10 y usando el teorema de Green podemos convertir un integral de superficie a una integral de volumen, y utilizando la segunda Ley de Newton, obtenemos la ecuación 4.3.12:

$$dF = \left(\sum_{k=1}^3 \sigma_{ik}\hat{e}_k \right) dS \quad 4.3.11$$

$$\iiint \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}_i}{\partial t^2} dV = \iiint \nabla \sigma_{ik} dV \quad 4.3.12$$

De la ecuación 4.3.12 podemos deducir de la igualdad que el gradiente de las componentes del vector deformación es igual a la densidad ρ del medio por la aceleración unitaria debida al cambio en la configuración inicial por aplicación de estreses en el sólido elástico:

$$\nabla \sigma_{ik} = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad 4.3.13$$

Así que aplicando el operador gradiente a la ecuación 4.3.13 obtenemos la expresión 4.3.14 y si hacemos la consideración $i=j$ tenemos una ecuación simplificada de la segunda Ley de Newton en función de las deformaciones unitarias y aplicando algunas identidades vectoriales obtenemos (ecuación de Navier):

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\mu + \lambda)\nabla \cdot \theta + \mu \nabla \cdot \theta - \mu \nabla \times \nabla \times u_i \quad 4.3.14$$

Aplicando el operador divergencia a ambos lados de la ecuación de Navier 4.3.14, obtenemos:

$$\frac{\rho}{(2\mu + \lambda)} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta \quad 4.3.15$$

Si definimos el coeficiente $\alpha = \sqrt{\frac{2\mu + \lambda}{\rho}}$ entonces $1/\alpha^2 = 1/\left(\frac{2\mu + \lambda}{\rho}\right) = \frac{\rho}{(2\mu + \lambda)}$ y

despejando $\nabla^2 \theta$ de la ecuación 4.3.15 y reemplazando el coeficiente α previamente definido, tenemos:

$$\nabla^2 \theta = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} \quad 4.3.16$$

La expresión 4.3.16 representa una ecuación de onda, donde α es físicamente la velocidad de la onda P o primaria cuando se genera un sismo (ondas longitudinales).

Ahora vemos el caso de aplicar el operador rotacional a la Ecuación de Navier (ecuación 4.3.14), y si definimos al término $\nabla \times u_i = \omega$ y reemplazándolo en la ecuación 4.3.14 obtenemos:

$$\frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2} = \nabla^2 \omega \quad 4.3.17$$

Si definimos un coeficiente $\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ entonces $1/\beta^2 = 1/\left(\frac{\mu}{\rho}\right) = \frac{\rho}{\mu}$ y

despejando $\nabla^2 \omega$ de la ecuación 4.3.17 y reemplazando el coeficiente β previamente definido, tenemos:

$$\nabla^2 \omega = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2} \quad 4.3.18$$

En resumen tenemos dos ecuaciones de ondas que representa la propagación de las ondas a diferentes velocidades.

La ecuación 4.3.16 en función de θ son ondas debidas al cambio de volumen como perturbaciones elásticas sin cambio de forma, son también llamadas ondas longitudinales (ondas P o primarias). Las representadas por ω

en la ecuación 4.3.18 indican cambio de forma pero no de volumen son las llamadas ondas transversales (ondas S o secundarias) debidas al cizallamiento.

4.4 Reflexión y refracción de las ondas.

En la **Figura 4.5.1** muestra una interface horizontal entre dos cuerpos de velocidades α, β y α', β' por el principio de Fermat de tiempos estacionarios el estado que una onda P vaya de A a C lo hace en mínimo tiempo, procedente de este principio, es fácil derivar la ley de Snell donde los senos de los ángulos incidentes son proporcionales a las velocidades:

$$\frac{\alpha}{\text{sen}i_{p1}} = \frac{\beta}{\text{sen}i_{s1}} = \frac{\alpha'}{\text{sen}i_{p2}} = \frac{\beta'}{\text{sen}i_{s2}} \quad 4.4.1$$

El ángulo de incidencia es definido como el ángulo entre la superficie normal y el rayo. Es sismología es muy útil esta aplicación ya que la Tierra está formada por capas de materiales de distintas composiciones física y químicas.

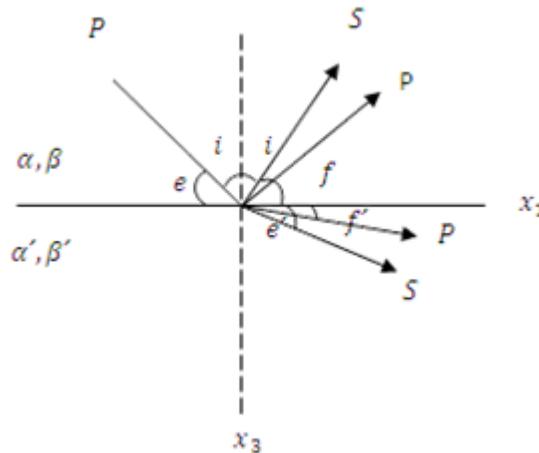


Figura 4.5.1: Rayos reflejados y refractados de una onda sobre un plano que separa dos medios sólidos de diferentes densidades. (Udias, 1986).

4.5 Tiempos de llegada de una onda de cuerpo y estructura de la Tierra.

Si la Tierra fuese uniforme, la velocidad de la onda elástica sus rayos son una línea recta (ver **Figura 4.6.1**). El tiempo de llegada sería:

$$T = 2 \frac{2R}{v} \sin \frac{\Delta}{2} = 2 \frac{2R}{v} \cos \left(\frac{\phi_1 + \phi_2}{2} \right) \quad 4.5.1$$

Donde ϕ_1 representa al foco y ϕ_2 es el observatorio.

La multiplicidad de las curvas aumenta porque, en adición a las refracciones, hay reflexiones y conversión de P a S o de S a P en los contornos núcleo-manto y en la superficie de la Tierra.

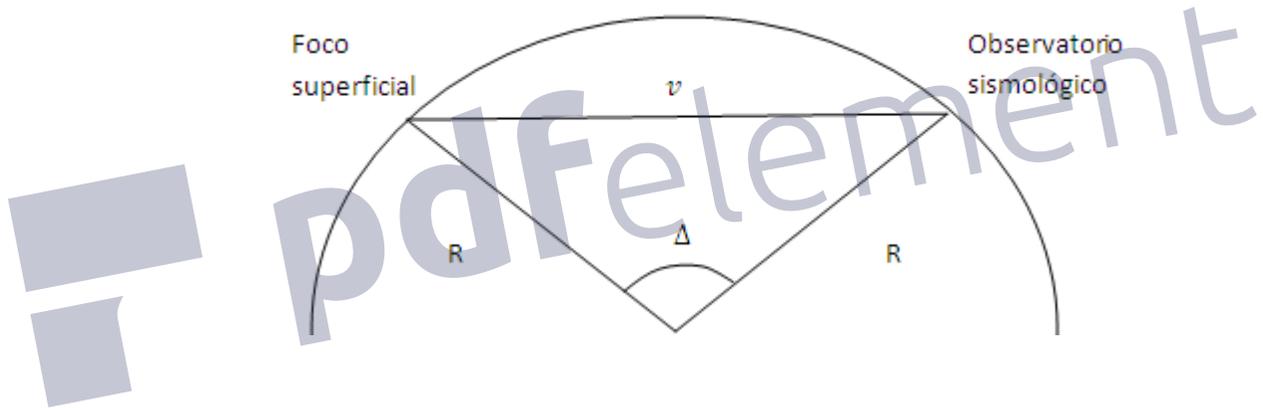


Figura 4.6.1: Modelo simplificado de una Tierra homogénea donde se muestra el trayecto de los rayos sísmicos en el interior de la Tierra. (Vallina Udías, 1986).

Los tiempos de llegadas cerca de un sismo son representados en términos de familias de rayos. La refracción es tal que todos los rayos en la familia tienen fases muy similares en todas las capas excepto las más bajas, tal que la variación de los tiempos de llegada con distancias es debida a la fase variable en las capas más profundas.

$$v = \frac{dL}{dT} = a \frac{d\Delta}{dT} \quad 4.5.2$$

Con $L=a\Delta$ donde Δ es la longitud angular y a el radio de la Tierra

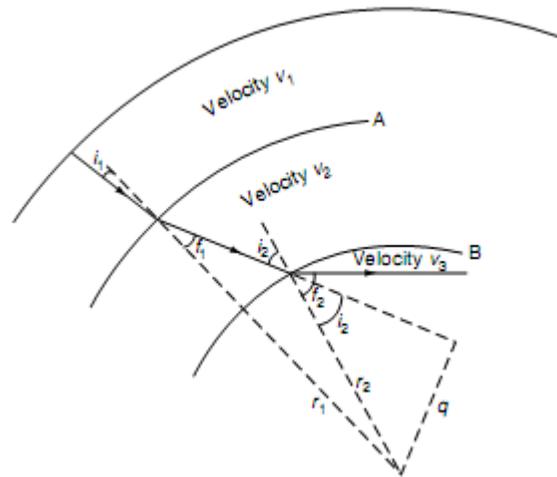


Figura 4.6.2: Rayos sísmicos a través de las capas del interior de la Tierra, como una Tierra formada por capas de diferentes propiedades física. (Vallina Udias, 1986).

De los dos triángulos de la **Figura 4.6.2** $q = r_1 \text{sen} f_1 = r_2 \text{sen} i_2$ así que obtenemos:

$$\frac{r_1 \text{sen} i_1}{v_1} = \frac{r_1 \text{sen} f_1}{v_2} = \frac{r_2 \text{sen} i_2}{v_2} = \frac{r_2 \text{sen} f_2}{v_3} = \frac{r \text{sen} i}{v} = \text{constante} = P \quad 4.5.3$$

Donde P es el parámetro de rayo y además es una constante geométrica para todos los puntos a lo largo de este. Para determinar el parámetro de rayo obtenemos un valor de r/v a su punto más profundo de penetración, donde $\text{sen} i = 1$.

$$\frac{dV}{dr} < \frac{v}{r} \quad \text{siempre que} \quad \frac{d\Delta}{dP} < 0 \quad 4.5.4$$

Una violación a esta ecuación implica zonas de sombras, por ejemplo en el contorno manto-núcleo (ver **Figura 4.5.3.a** y **Figura 4.5.3.b**). No se observan arribos y hay un salto en la curva de arribos.

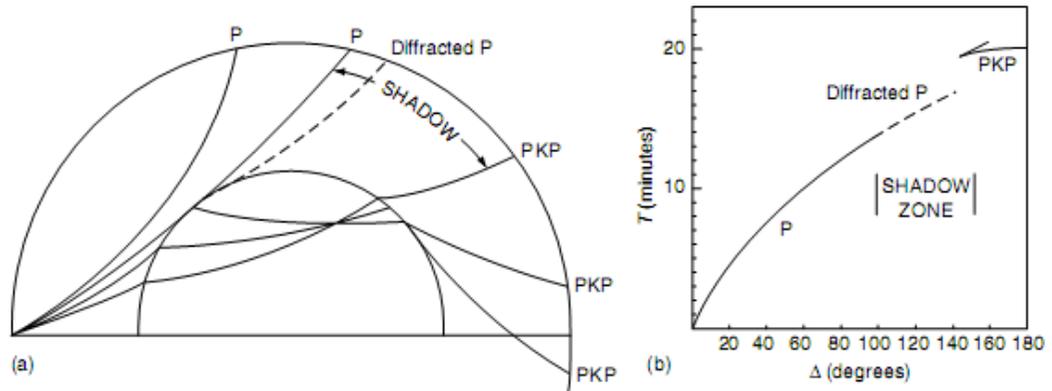


Figura 4.5.3: (a) Rayo sísmico refractado por el núcleo, causando una zona de sombra para la onda P (b) Muestra el correspondiente curva de viaje con un salto, que no es más que la onda PKP que es no es más que la nomenclatura utilizada para la fase que pasa por el núcleo externo. (Udias, 1986).

4.6 Magnitud, energía e intensidad de un sismo.

La magnitud de un sismo es una cantidad cuantitativa medible de su tamaño determinada por la amplitud de las ondas elásticas que esta generada.

Según *Báth* (1996), la magnitud puede ser definida como:

$$M = \log_{10} \left(\frac{a}{T} \right) + f(\Delta, h) + C \quad 4.6.1$$

Donde a es la amplitud en $[\mu m]$, T es el periodo en segundos (s), Δ es la distancia angular, h es la profundidad del foco [km] y C es un factor de corrección de la estación por observaciones locales.

La relación empírica entre la magnitud y la energía es:

$$\log_{10} E = A + BM \quad 4.6.2$$

Con los valores determinados por *Bath*

$$\log_{10} E = (1,44)M + (5,24) [J] \quad \text{con } 1J = 10^7 \text{ ergs} \quad 4.6.3$$

Con las relaciones entre cuerpos de ondas y ondas superficiales con respecto a su magnitud (*Ritchter, 1958*)

Magnitud de ondas superficiales

$$M = (1,59)m - (3,97) \quad 4.6.4$$

Magnitud de ondas de cuerpo

$$\log_{10} E = (2,3)m - (0,5) \quad 4.6.5$$

Según *Gutenberg y Richter* podemos estimar la energía anual promedio de todos los sismos como función de la magnitud. Representa el número de choques en magnitudes de intervalos de 0,1 para $4 < M < 8$

$$\log_{10}(\Delta N) = - (0,48) + (0,98)(8 - M) \quad \text{Más conveniente} \quad 4.6.6$$

$$\log_{10} \left(\frac{1}{10} \frac{dN}{dM} \right) = 6,72 - 0,90M \quad 4.6.7$$

Donde

$$\frac{dN}{dM} = 5,25 \times 10^7 e^{-2,07M} = \frac{\text{Número de eventos por año}}{\text{Rango de magnitud}} \quad 4.6.8$$

Con

$$E = (1,74 \times 10^5) e^{3,32M} \text{ [J]} \quad 4.6.9$$

$$d\epsilon = E dN = 9,13 \times 10^{1,25M} dM \quad 4.6.10$$

Integrando $d\epsilon$ entre magnitudes M_1 y M_2

$$\epsilon_{12} = (7,35 \times 10^{12}) [e^{1,25M_2} - e^{1,25M_1}] \quad 4.6.11$$

Según *Gutenberg y Richter (1956)*; la aceleración la representamos como:

$$\log_{10} a = \frac{I}{3} - \frac{5}{2} \quad \text{para } 1 < I < 12 \quad 4.6.12$$

Donde I es la severidad local de la estructura dañada con a en $[m/s^2]$. Las escalas de magnitud e intensidad son independientes, cuya relación empírica:

$$M = 0,67I_{max} + 1,7 \log_{10} h - 1,4 \quad 4.6.13$$

Según datos del terremoto en California, *Richter* estableció:

$$M = \log A - \log A_0 \quad 4.6.14$$

A representa las amplitudes alcanzadas por un sismógrafo de torsión Wood Anderson (Amplificaciones de 2 800 y periodo $T=0,85$ s); A_0 es la amplitud correspondientes a la misma distancia de un terremoto tomada como patrón ($M=0$).

4.7 Mecanismos de los sismos. Mecanismos focales.

➤ Mecanismos focales.

La solución de un mecanismo focal (SMF) es el resultado del análisis de las formas de ondas generadas por un terremoto y registradas por un número de sismómetros. Por lo general se toman al menos 10 registros para producir una SMF, pero sólo si las estaciones de los sismómetros están bien distribuidas geográficamente. (Ver **Figura 4.7.1**)

Para cualquier tensor de momento existen dos posibles planos que cumplen estos criterios. Los dos planos son llamados planos nodales y están en ángulos rectos uno del otro y se intersectan a lo largo del eje N. Uno de los planos es el plano de falla, y el otro es llamado plano auxiliar y no tiene un significado geológico-estructural. Todo sismólogo puede decir con referencia sólo al tensor de momento de que un sismo fue generado en uno o el otro plano nodal. Es necesario tener argumentos geológicos para diferenciar entre las dos soluciones de planos de falla. (Ver **Figura 4.7.2**).

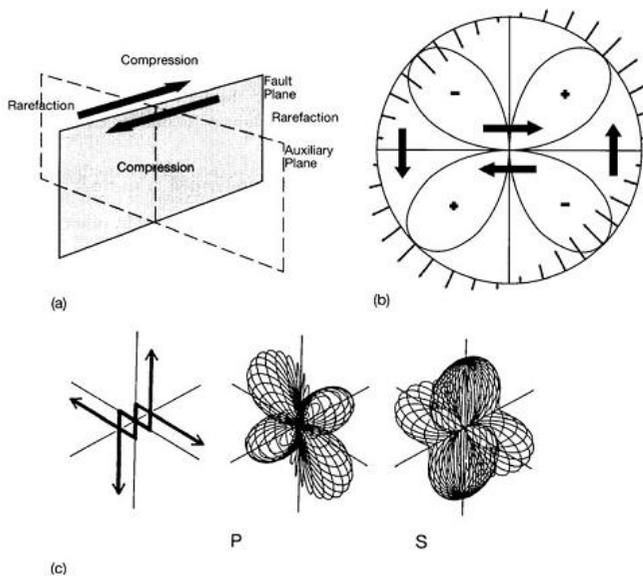


Figura 4.7.1: (a) Separación de compresiones y rarefacciones del primer movimiento de las ondas sísmicas P en u plano de falla y un auxiliar perpendicular a este, (b) patrón de radiación de la onda P vista en el plano principal y el auxiliar, (c) una vista tridimensional de los patrones de radiación en un punto de doble acople (Kennett, 1983, p90).

De la determinación preliminar del epicentro, sabemos la ubicación y tiempo de origen del sismo. Vamos a suponer que varias estaciones geográficamente separadas, registraron el evento. Ya que conocemos bien las ubicaciones de las estaciones, computamos la distancia entre cada estación y el epicentro. Luego utilizamos un modelo simple de velocidades sísmicas de la Tierra para medir el tiempo (t) exacto en la que la onda-P del terremoto debió haber arribado en cada estación. Observando el registro de la componente vertical en cada estación, evaluamos si el primer movimiento detectado en la estación fue un movimiento hacia arriba (Compresión), un movimiento hacia abajo (descompresión). O sin señal aparente estimado en el tiempo.

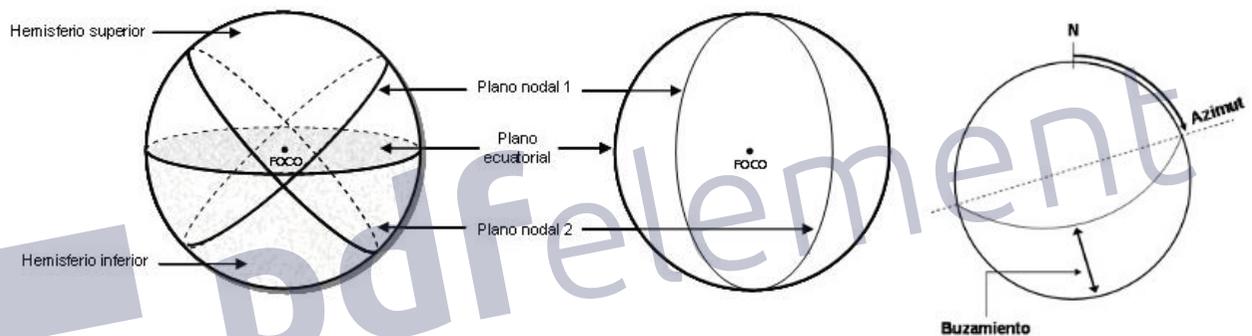


Figura 4.8.2: Planos nodales en la representación estereografía de un sismo, mecanismos focales y los parámetros de la geometría de la falla geológica correspondiente. (Kennett, 1983).

4.8 Tensor Momento Sísmico.

El Tensor Momento Sísmico (TMS) es en la actualidad la mejor forma de representación de la fuente de un terremoto. Contiene información del tamaño del sismo así como de los parámetros geométricos de la falla responsable. Es el TMS un tensor simétrico, de segundo orden, cuyas componentes están relacionadas con la situación de los esfuerzos en la región focal y representa de forma general el proceso físico en el foco del terremoto, *Gilbert (1970)*, *Backus y Mulcahy (1976)*. La determinación mediante un proceso de inversión del TMS M_{ij} partiendo de los sismogramas observados $d_s(t)$, se fundamenta en la linealidad

entre el TMS y la convolución entre la derivada de la función de Green $G_{sij}(t)$ y la función temporal en la fuente $s(t)$. (Ver **Figura 4.8.1**)

$$d_s(t) = M_{ij}G_{sij}(t)s(t) \quad 4.8.1$$

Dentro de los parámetros de una falla tenemos L la longitud de la falla, D la anchura de la falla, φ es el acimut de la traza (strike), δ es el buzamiento de la falla (dip); λ es el ángulo de desplazamiento (slip angle) y Δu representa la dislocación. De acuerdo a estos parámetros tomando los ángulos λ y δ tenemos diversos tipos de fallas.

$\delta = 90^\circ$; $\lambda = 0^\circ$ falla de desgarre- movimiento horizontal

$\delta = 90^\circ$; $\lambda = 90^\circ$ falla de gravedad- movimiento vertical

$\delta = 45^\circ$; $\lambda = 90^\circ$ falla normal- movimiento vertical

$\delta = 135^\circ$; $\lambda = 90^\circ$ falla inversa- movimiento vertical

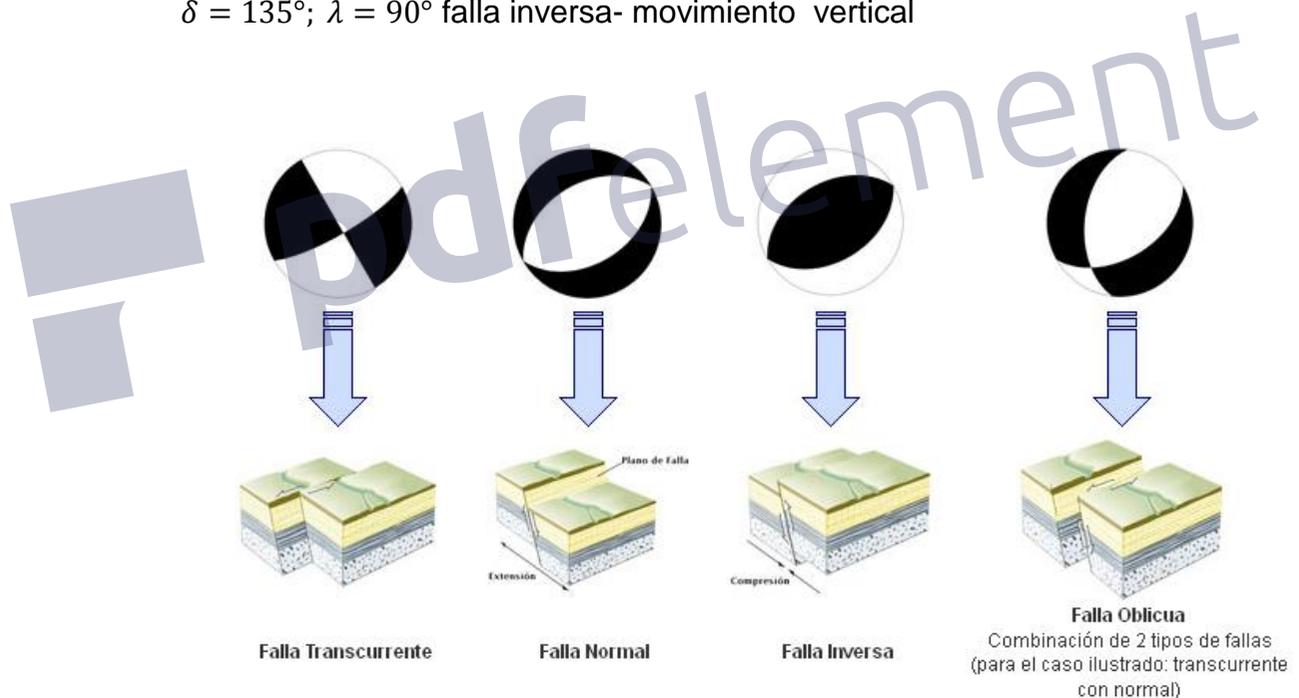


Figura 4.812: Representación de los mecanismos focales más comunes y sus respectivas fallas geológicas que los generan. (Revista científica 186, IGEO-España).

4.9 Sismicidad Volcánica.

Históricamente la sismología ha tenido gran importancia en la vigilancia volcánica, pues gracias a ella se ha podido predecir erupciones, dado que la sismicidad en un área volcánica es una de las primeras manifestaciones de que un volcán entra en actividad en el caso de volcanes inactivos, o que en su defecto en volcanes activos, cambie el tipo de actividad eruptiva.

Las señales sísmicas originadas en áreas volcánicas, son propias de cada volcán, entre los aspectos importantes del estudio de la sismología volcánica es entender la dinámica y los mecanismos de transporte de fluidos, los aspectos o consecuencias derivadas de esa dinámica y el posible estado de esfuerzos locales y regionales (mecanismos de fuente sísmica). Esto hace que las señales que pueden registrar es este tipo de ambiente sean diversas entre sí, y algunas de ellas muy diferentes a las que pueden esperar en un ambiente puramente tectónico. Dentro de la clasificación de los eventos podemos encontrar las siguientes señales:

Sismos Volcano tectónicos (VT), también clasificados como alta frecuencia, las características de estos es muy similar a los de origen tectónico, poseen frecuencias altas, en las trazas se pueden diferenciar las fases de la onda primaria (P) y la secundaria (S), generalmente se presentan en enjambres.

El foco puede localizarse desde 1 a 20 km de profundidades y son localizados en o a distancias muy cercas del cráter activo. Son sismos asociados a rompimientos de rocas, aperturas de grietas por cambios bruscos de temperatura, presión o cambios de estreses. (Ver **Figura 4.9.1**).

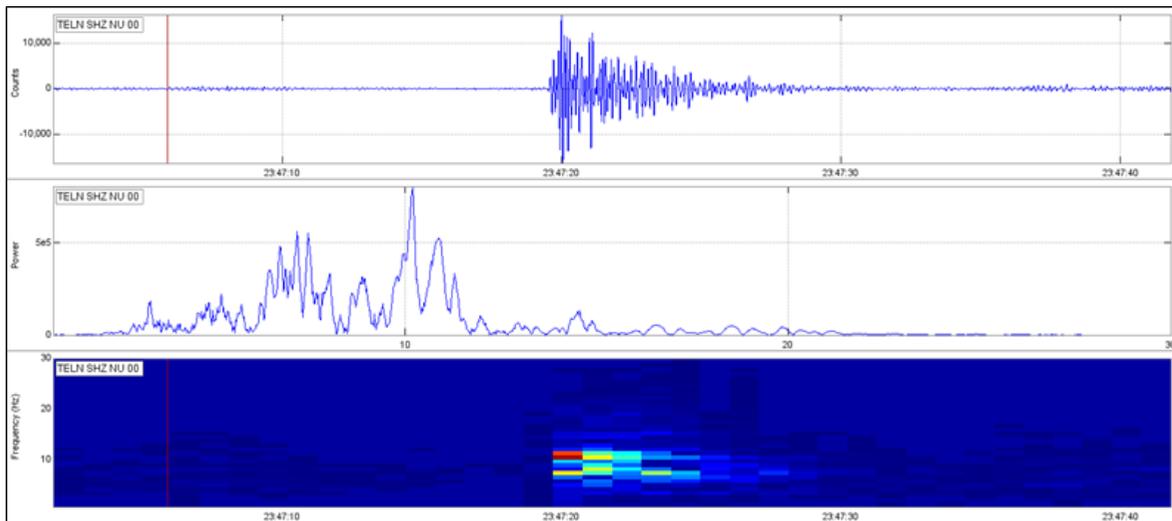


Figura 4.9.1: Sismo volcano tectónico registrado en la estación ubicada en las cercanías al cráter del volcán Telica, en esta figura se muestra la forma de onda, el espectro de amplitudes y el espectrograma respectivo de este evento.(INETER, 2013).

Sismos de largo período (LP) o baja frecuencia, originados cerca de la superficie, a profundidades menores a 1 km, sus magnitudes suelen ser muy pequeñas y poseen frecuencias por debajo de los 5,0 Hz, el arribo de la onda primera es emergente y es difícil distinguir las fases de las ondas P y S, generalmente se encuentra mezcladas con ondas superficiales. Se encuentran asociados a procesos de desgasificación del magma.

Estos tipos de eventos carecen de una fase clara de inicio que se pueda distinguir y se caracterizan por picos simples espectrales centrados en frecuencias alrededor de 1,0-3,0Hz, no poseen una forma de onda única, además de que pueden tener un pico espectral predominante o varios picos en este ancho de banda. Suelen durar un poco menos de un minuto por lo general. (Ver **Figura 4.9.2**)

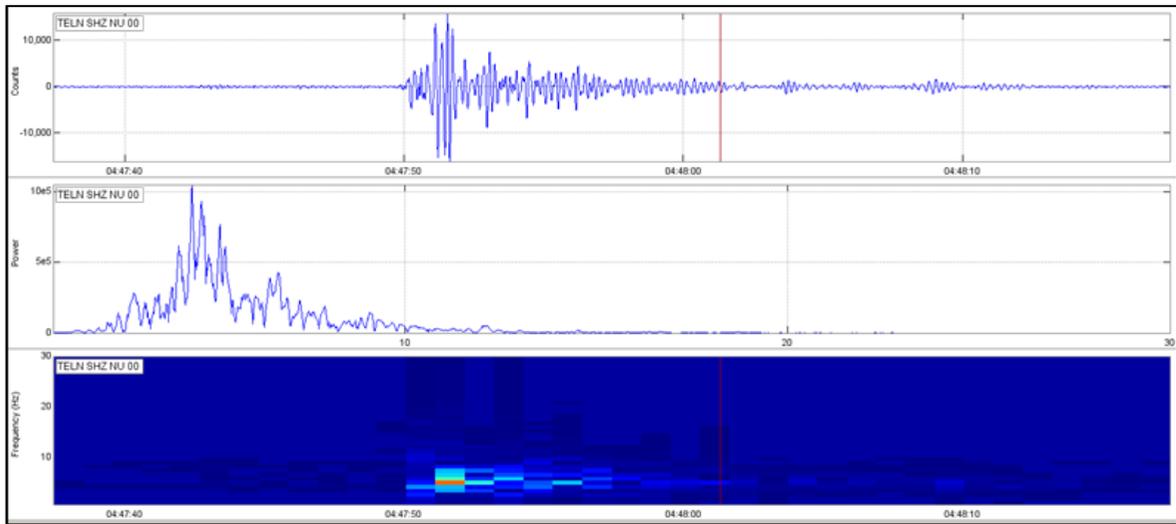


Figura 4.9.2: Sismo de largo periodo o bajas frecuencias (LP) registrado en la estación ubicada en las cercanías al cráter del volcán Telica, en esta figura se muestra la forma de onda, el espectro de amplitudes y el espectrograma respectivo de este evento. (INETER, 2013).

Sismos asociados a explosiones, por lo general esta señal tiene al menos dos llegadas diferentes y claras, una está asociada con la propagación en forma de ondas internas o superficiales de la explosión, y la segunda es la llegada de lo que se conoce como ondas de aire, también conocidas como ondas de choque u ondas sonoras, con una velocidad de propagación de 340m/s. Por lo general se puede encontrar en frecuencias menores a 5,0Hz y que luego son seguidas por señal de tremor que puede ser de baja, media o baja frecuencia.

Sismos tipo dobles, que son una combinación entre un LP y un volcano tectónico. Estos por lo general empiezan con fases de bajas frecuencias y luego altas frecuencias, no es claro el arribo de la onda P y S, poseen una coda similar a los eventos de largo periodo. Los contenidos espectrales varían de las bajas frecuencias varían de unas región a otras. Las altas frecuencias por lo general no representan un pico sino que su banda espectral varia de unos 12-15 Hz o más en función de la ruptura y las bajas frecuencias son por lo general monocromáticas entre 0,1 a 5,0 Hz

Gas Pistón, Estos eventos están diferenciados por tener una fuente superficial que permite su diferenciación con otros tipos de eventos. Poseen una duración de unos 90s con una forma muy peculiar, su envolvente de amplitud alargada casi simétrica en su inicio y fin, sin clara llegada de fases de ondas de cizalla, su banda espectral es muy similar a un evento de bajo periodo pero varía en la forma de onda y duración.

Tremores, son señales que se producen por los golpes del magma con las paredes de la cámara magmática o en el conducto de salida, las explosiones de las bolsas de gas o los golpes de los bloques sólidos arrancados y arrastrados en el ascenso contra las paredes de la chimenea volcánica. Producen un tipo de vibraciones características, que cuando son detectadas por los sismómetros pueden servir para anunciar la aparición de magma en el exterior. El tremor refleja una vibración continua del suelo o pequeños movimientos muy frecuentes cuyas ondas se superponen.

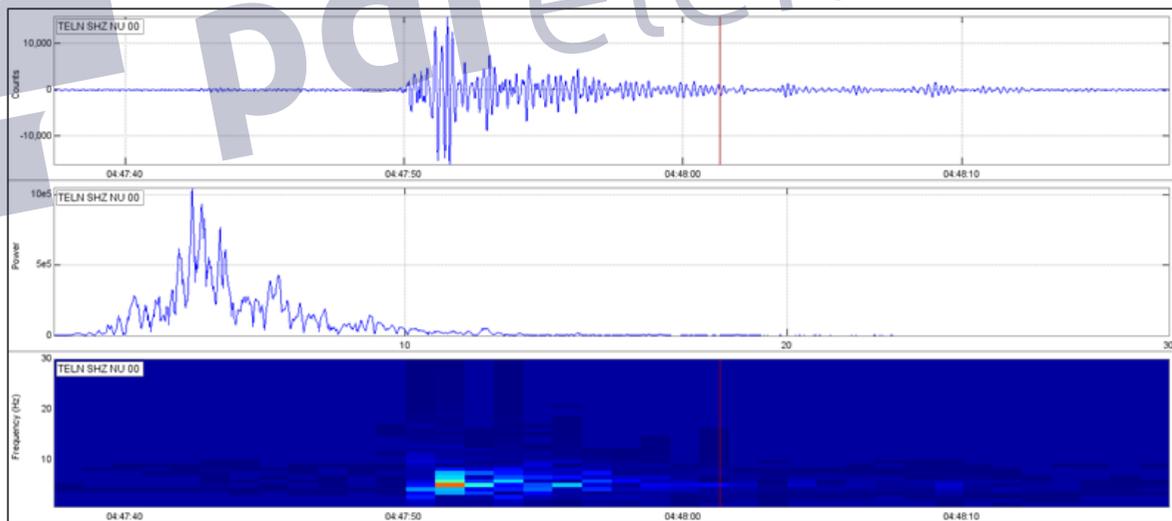


Figura 4.9.3: Tremor volcánico registrado en la estación ubicada en las cercanías al cráter del volcán Telica, en esta figura se muestra la forma de onda, el espectro de amplitudes y el espectrograma respectivo de este evento. (INETER, 2013).

CAPÍTULO 5

METODOLOGÍA DE ESTUDIO

5.1 Trabajo de gabinete.

La primera fase para la realización de esta investigación, incluye la recopilación de información bibliográfica de la zona, la cual abarca los informes sobre la actividad sísmica y volcánica en el área de estudio, y los estudios geológicos de la misma. Con la información recopilada se procedió a seleccionar las áreas, sederos y caminos a seguir para llevar a cabo el levantamiento de campo (aplicaciones de métodos magnéticos) a través de varias campañas, esto a través de un plan de trabajo y con el apoyo del Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (**INETER**), quien facilitó equipos (GPS, Magnetómetro, susceptibilímetro), asignó viáticos de campo, proporcionó información y acompañamiento en el análisis de datos, a través del acompañamiento multidisciplinario de esta institución.

La segunda etapa consistió en la corrección, análisis e interpretación de los datos tomados en campo. Luego se aplicaron filtros a los datos (filtro de paso bajo), elaboración de mapas, tales como, mapas de campo magnético total, mapas de campo magnético residual, mapas de campo magnético regional, mapas de sismicidad, y finalmente el trazados de perfiles magnéticos sobre las principales estructuras detectadas a través de las anomalías magnéticas encontradas, así como perfiles Norte-Sur, Este-Oeste de la sismicidad en la zona. Con toda la información generada finalmente se crea un modelo geofísico sobre las fuentes sismo generadoras en el Telica.

5.2 Trabajo de campo. Mediciones de campo magnético total.

La metodología empleada en la toma de mediciones de magnetometría, es la estándar, es decir, las mediciones son tomadas inicialmente en un Punto A, donde se obtiene el valor del campo magnético en ese punto. En este caso se miden 3 o más valores para verificar que sea estable la medición, se toman las coordenadas y la hora, luego a 100, 250 o 500 metros, se mide el valor en un punto B, el proceso es repetido, y así sucesivamente para puntos C, D, E, y F, y después de transcurrido un tiempo determinado (una hora a un poco más) se regresa al punto inicial A, y se toman de nuevo las mediciones, con el objetivo de controlar la deriva del instrumento y así controlar la variación diurna del campo magnético en ese punto. Luego, se inician de nuevo las mediciones en el punto F y así sucesivamente se avanza cada 100, 250 o 500 metros que es la distribución espacial sobre perfiles tomados en este trabajo de investigación, cubriendo así todo el terreno en estudio. Se realizó este procedimiento dado que no se contaba con un magnetómetro base. (Ver **Figura 5.2.1**).

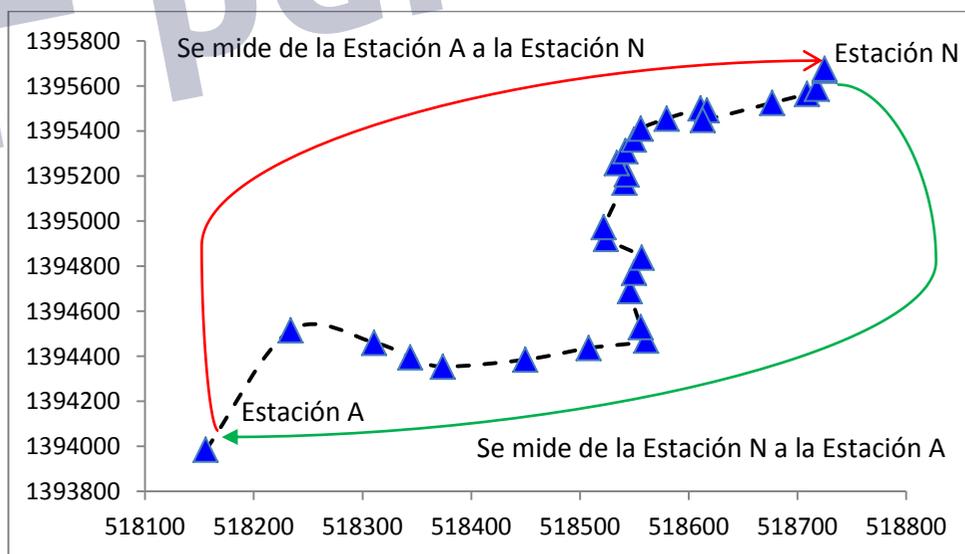


Figura 5.2.1: Metodología en la toma de datos de campo magnéticos.

El área de estudio está ubicada en el Departamento de León a unos 19 km al noreste de la ciudad de León. Este levantamiento magnético se llevó a cabo en un área aproximada de 233 km² alrededor del volcán Telica, que incluye las

comunidades de Cristo Rey, Los Portillos, Santa Cara, La Joya, San Jacinto, Comarcas Las Marías, San Pedro, Las quemadas, La Cruz, San José del Apante, Telica y El Ojochal. A continuación se detalla cada campaña de campo:

- La primera campaña de campo se llevó a cabo en Junio 2011 (22 y 23), se hicieron 26 km lineales de medición, con 114 puntos de medición de Campo Magnético Total (CMT), espaciados cada 100 a 250 metros entre cada estación. Se midieron un total de 6 perfiles con una orientación Este-Oeste. En la zona de Comarca La Cruz, La Ceiba, Lomas del Apante.
- La segunda campaña de campo se llevó a cabo en abril 2012 (del 20 al 24), se midió un total de 84,0 km lineales, con 200 estaciones o puntos de medición magnética, espaciados cada 250 a 500 metros entre estación. Estas mediciones se hicieron en los límites del complejo volcánico de Telica, además de las Comarcas La Quimera, Quebrachal, San Jacinto Tizate, y de la comarca Cristo Rey hacia el cráter del volcán Telica.
- La tercera campaña se llevó a cabo en Junio del 2012 (del 12 al 16), se midió 13,0 km lineales, con un total de 36 estaciones o puntos de medición, además de repetir puntos de mediciones de campañas pasadas para control y verificación de las lecturas tomadas anteriormente. Estas mediciones se hicieron en la comarca las Quemadas, San Rafael y el Ñajo, hacia la zona de Cerro el Agüerro y Los Portillos.
- La cuarta campaña se realizó en abril 2013 (los días 20, 21, 27, 28), se midieron 25,0 km lineales, con aproximadamente 100 estaciones de mediciones magnéticas, espaciadas cada 100 a 200 metros. Estas mediciones se llevaron a cabo en las comarcas Las Carpas, La Joya, Cráter del Volcán Telica, En los alrededores del Volcán Santa Clara, Cerro el Agüero, desde el Sitio San Jorge hasta Los Coco y el Panal.

- La quinta y última campaña magnética se realizó en diciembre 2013 (los días 12, 13, y 14), se midieron 14,0 km lineales con 153 estaciones de mediciones magnéticas, espaciadas cada 100 metros. Estas mediciones se llevaron a cabo en las comarcas de El Caracol, Aguas Frías, cráter del volcán Telica, de San Jorge, Palo de Agua, Los Prados, La Ceiba, Santa Clara, San Jacinto Tizate.

En resumen se midieron 162,0 km lineales aproximadamente, dentro del Complejo Volcánico Telica. Se obtuvieron un total de 620 puntos de mediciones magnéticas (estaciones magnéticas) a través de senderos y caminos existentes con un Magnetómetro de vapor de cesio G858. De esta manera se completó la etapa de campo dentro de las posibilidades de movilización, recurso humano-económico y de equipo para mediciones magnéticas (prestado por INETER por medio de la Dirección General de Geología y Geofísica, a través de convenios con la UNAN-Managua como apoyo a estudiantes en la etapa de graduación), ya finalizada esta etapa (recolección de datos magnéticos), se procede a la siguiente etapa que consiste en el análisis e interpretación de los datos recopilados (correlación sísmica y geológica).

5.3 Instrumentos de medición.

5.3.1 Instrumentos para las mediciones magnéticas.

- **Principio Físico de un magnetómetro de vapor de cesio (GSX-G858).**

El principio básico que permite que el dispositivo funcione es el hecho de que un átomo de cesio puede existir en cualquiera de los nueve niveles de energía, que es la colocación de los orbitales atómicos de electrones alrededor del núcleo atómico. Cuando un átomo de cesio dentro de la cámara se encuentra con un fotón de la luz, que salta a un estado de energía más alta y luego re-emite

un fotón y cae a un estado de energía más bajo, la cual puede ser captada por un detector y amplificada, La técnica de sobrepoblación de un nivel de energía es conocido frecuentemente como bombeo óptico. (Ver **Figura 5.3.1.1**).

El átomo de cesio es "sensible" a los fotones de la luz en tres de sus nueve estados de energía, y por lo tanto el tiempo, suponiendo un sistema cerrado, todos los átomos que caen en un estado en el que todos los fotones de la luz pasará a través sin obstáculos y se mide por el detector de fotones. En este punto la muestra (o población) se dice que está polarizado y listo para la medición a tener lugar. Este proceso se hace de forma continua durante la operación.

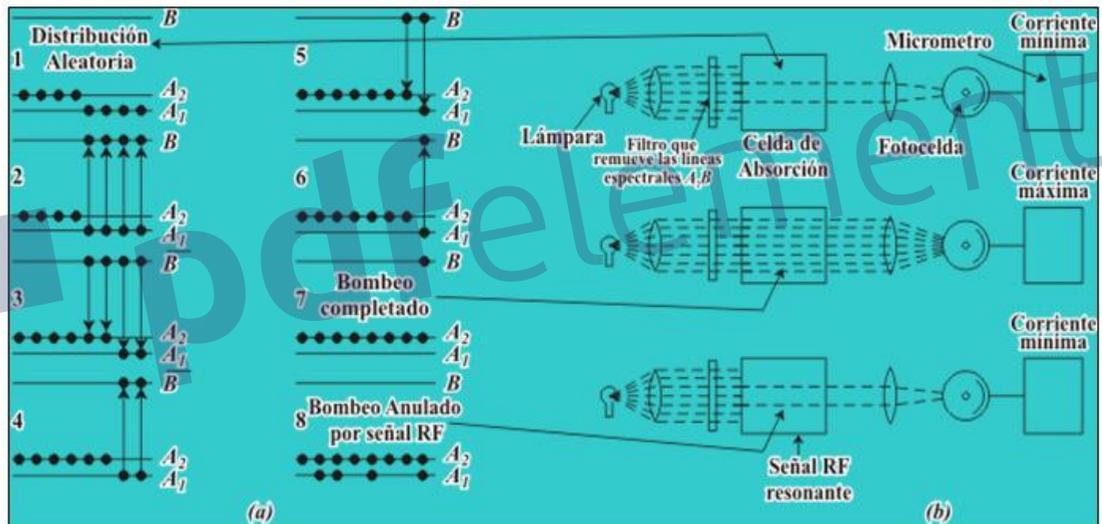


Figura 5.8.1.1: Principio físico del bombeo óptico

En el tipo más común de magnetómetros de cesio, un campo magnético muy pequeño de Corriente alterna es aplicado a una celda. Dado que la diferencia en los niveles de energía de los electrones se determina por el campo magnético externo, hay una frecuencia en la que este campo de la corriente alterna pequeña hará que los electrones cambian de estado. En este nuevo estado, el electrón volverá a ser capaz de absorber un fotón de luz. Esto hace que una señal en un detector de foto que mide la luz que pasa a través de la celda. La electrónica asociada utiliza este hecho para crear una señal exactamente en la frecuencia que se corresponde con el ámbito exterior. (Ver **Figura 5.3.1.2**).

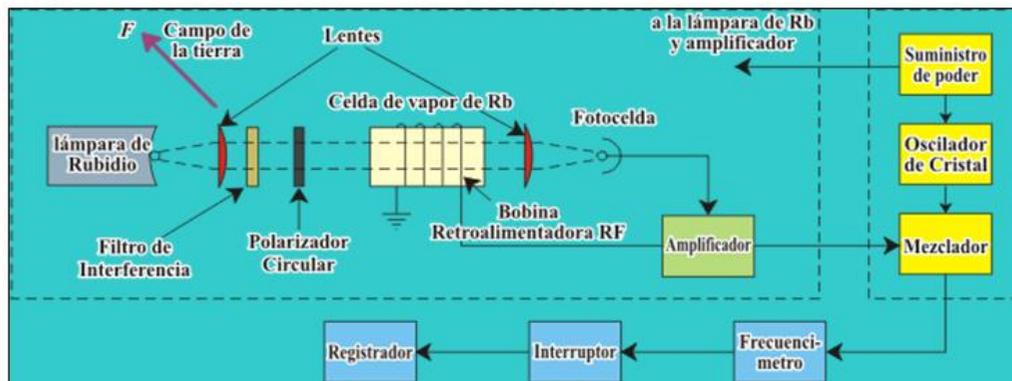


Figura 5.8.1.2: Principio electrónico del magnetómetro de vapor de cesio.

❖ Especificaciones del magnetómetro de vapor de cesio GSX-858:

Principio de Operación: Rayo partido de Vapor de Cesio auto oscilante con conmutación automática de hemisferio (Cs 133 no radiactivo). (Ver Figura 5.3.1.3)

Rango de Operación: 17 000 nT a 100 000 nT

Zonas de Operación: Para relación señal-ruido alta, el eje longitudinal del sensor debe orientarse a $45^\circ \pm 30$ del campo de la tierra pero continuará operando hasta $45^\circ \pm 35$. El sensor conmutara el hemisferio automáticamente.

Estadística de Sensitividad: 90% de todas las lecturas caerán dentro de la envolvente Pico a Pico:

0,03 nT a razón de ciclo de 0,2 seg

0,02 nT a razón de ciclo t 0,5 seg

0,01 nT a razón de ciclo t 1,0 seg

Ruido: $< 0,008 \text{ nT}/\sqrt{\text{Hz-RMS}}$

Error de Heading: $< 1,5 \text{ nT}$ incluyendo mochila y GPS

Tolerancia de Gradiente: $> 500 \text{ nT /pulgada}$ ($> 20,000 \text{ nT/ metro}$)

Deriva de Temperatura: $< 0,05 \text{ nT por } ^\circ\text{C}$

Almacenamiento de Datos: RAM no volátil con capacidad de 8 a 12 horas de datos de magnetómetro, hora, eventos, notas de campo y localizaciones XYZ o GPS.

Salida de Datos: Puerto serial estándar RS-232 de 3 cables, transmisión continua de datos vía RS-232 a la PC en tiempo real, opcional. Transmisión total de la memoria en menos de 5 minutos a 115 200 bauds.

Salida Visual: Pantalla gráfica de cristal líquido de 320 x 200, visible a la luz del día con selección de formatos de salida para:

1. Desplegado de datos: Hasta 5 perfiles apilados en tiempo real o modo de revisión. La malla de estudio muestra límites y posición.
2. Todas las funciones de ajuste del sistema, ej. Estado de memoria, transferencia de datos, tiempo de muestreo.
3. Todas las funciones de ajuste del estudio, ej. Número y dirección del perfil, número de estación o protocolo GPS de transferencia de datos, número de línea.
4. Funciones de monitoreo del Estudio, ej. Campo total, nivel de ruido, número de perfil, coordenadas x o xy.

Reloj Interno: Resolución de 0,1 seg, deriva: < 1 seg/día

Duración de la batería: 24 VDC gell cell recargable, 6 hrs para Mag c/GPS. Efecto magnéticos menos que 1,5 nT (γ) a 1,2 m.

2 baterías internas de respaldo para el reloj y la RAM no volátil.

Software: Proporcionado como parte del sistema básico e incluye funciones para:
 Software Operativo: Estudio por búsqueda, estudio simple, estudio por mapa, estación o continuo, estación Base.



Figura 5.3.1.3: Magnetómetro de vapor de cesio (G858).

➤ **Medidor de susceptibilidad magnética SM 30.**

El Susceptibilímetro contiene un oscilador con una bobina interna. La frecuencia del oscilador depende de la distancia de la roca a la bobina, el cambio en la frecuencia es directamente proporcional a la distancia a la que se encuentra la muestra, para encontrar esta diferencia es necesaria medir dos veces. La primera medición es tomada cerca de la roca, a este proceso se llama paso pico. La segunda medición es llamada paso de compensación y es tomada en el aire libre a cierta distancia de la muestra. Posteriormente a que se finaliza el segundo paso, ambos valores son sustraídos y mostrados en la pantalla del susceptibilímetro, estos pasos son llevados a cabo por el operador, a este modo de medición se llama modo 1 o modo básico. (Ver **Figura 5.3.1.4**).

❖ **Especificaciones del susceptibilímetro SM 30.**

Sensibilidad: 10^{-7} Unidades en SI.

Máximo valor medido 10^{-1} en SI.

Dimensiones: 100 x 65 x 25 mm.

Peso: 0,180 kg.

Frecuencia de operación: 9kHz.

Tiempo de medición: en modo base aproximadamente 5s.

Tiempo de corrección por deriva: 8s.

Pantalla digital: LCD 4digit, 10mm de alto.

Controles: 3 botones.

Memoria de datos: 250 mediciones.

Tamaño de la bobina enrollada: 50 mm de diámetro.

Rango de temperatura de operación -20°C a +50°C.

Batería de Litium: 2 Lithium 3V, tipo CR2430.

Tiempo de vida de la batería: Generalmente 80 horas.

Comunicación con la computadora: RS232.



Figura 5.3.1.4: Medidor de Susceptibilidad Magnética (SM 30), Terraplus USA Inc.

5.3.2 Instrumentos en sismología utilizados.

La base fundamental del estudio desde el punto de vista sismológico de una región volcánica y sus datos son la instrumentación a utilizar y tomando en cuenta algunas consideraciones generales como el nivel de amplificación, elección del sitio y la frecuencias de muestreo. De la instrumentación sísmica utilizada tenemos los siguientes sismómetros de banda ancha de tres componentes que son Nanometrics Trillium 40, sismómetros SS1 Ranger de Kinometrics y los sismómetros SARA con frecuencias nominales de 50 Hz, 1 Hz, 4,5 Hz respectivamente.

- **Sensor de banda ancha Trillium Nanometric de 40Hz de tres componentes. (Instalada en la hacienda Erminio, [HERN]).**

El sismómetro de Banda Ancha Trillium de Nanometrics de 40,0Hz combina un rendimiento superior en comparación a otros sismómetros bandas anchas, contiene un geófono robusto. Este instrumento incorpora un sistema métrico triaxial que retroalimenta al sensor designado con una respuesta de 120s a 100Hz. Posee una sensibilidad de $750\text{V}\cdot\text{s}/\text{m} \pm 0,5\%$, de 9 a 36 V de DC con entrada de polo a tierra. Posee un diámetro de 9cm y un peso de 1,2 kg, opera en un rango de temperatura de -40 a $+60^\circ\text{C}$. (Ver **Figura 5.3.2.1**)



Figura 5.3.2.1: Sensor de un Sismómetro de banda ancha Trillium Nanometric de 40,0Hz de tres componentes.

- **Sensor de Periodo corto de 4.5Hz SARA de 1 (componente vertical) y 3 componentes. (Instalada en el cráter del volcán Telica [TELN], en Quebrachal [QUEN], La Polvalera [POLN] y la Joya [HOYN]).**

El sismógrafo SARA EDUGEO está diseñado para grabación de terremoto para el uso personal y para fines educativos. Fiable y sencilla en unos pocos minutos está listo para funcionar y grabar señales sísmicas. Viene con todos los cables necesarios, software GPS antena y maleta de transporte. La unidad está equipada con dos puertos RS232, uno para los datos sísmicos y la otra para la lectura de la Coordenadas GPS. Sin embargo, el principal propósito del GPS es para obtener una perfecta sincronización con la hora GMT (Greenwich hora estándar). Esta característica es una necesidad para el intercambio de datos con redes sísmicas públicas. Sus características son: Es un instrumentos de 3 canales, rango dinámico mayor a 120dB, muestreo simultaneo en sus tres canales de 10, 20, 25, 50, 100 y 200 muestras por segundo, opera en temperaturas de -10 a +50° C y un peso de 5,4kg. (Ver **Figura 5.3.2.2**).



Figura 5.3.2.2: Sensor de un Sismómetro de periodo corto SARA de 4,50Hz de una y de tres componentes.

➤ **Sensor de periodo corto SS1 Ranger de kinematics de 1Hz. (Instalado en la Quimera, TEL3).**

El Sismómetro Ranger SS-1 es un estilo de "móvil bobina" (velocidad) del transductor. La bobina es estacionaria, sin embargo, mientras que el imán permanente sirve como la masa de inercia sísmica. La masa está soportada y limitada por resortes anulares en la parte superior y la parte inferior del imán móvil. El periodo natural básica de 0,35 segundos se extiende a 1 segundo o más, en medio de pequeños imanes de barra que rodean la periferia de la masa, que generan la interacción con el campo magnético. La bobina de calibración está separada en la base y proporciona un medio simple y preciso de la calibración del campo-SS-1, utilizando sólo una resistencia de precisión fija de tensión conocida.

En una posición vertical, la bobina es de 5,5 pulgadas de diámetro y 12 pulgadas de alto, incluyendo la extensión de centrado de masa inercial. Para el transporte, una abrazadera de protección para la masa en movimiento se incorpora en la base del sismómetro. (Ver **Figura 5.3.2.3**).



Figura 5.3.2.3: Sensor de un Sismómetro de periodo corto SS1 Ranger de Kinematics de 1Hz de una componente (Componente Vertical).

➤ **Sismómetro de periodo corto Lennartz (instalado en La Empresa Geotérmica Polaris, PLRN).**

Los LE-3D/5s tiene una sensibilidad de baja frecuencia extendida (período propio de 5 segundos) y una función de transferencia plana de hasta 50 Hz, los LE-3D/5s se ha encontrado que es ideal en cuanto a la portabilidad, robustez, y ancho de banda, especialmente para las componentes H / V (para la medición del método Nakamura). Como LE-3Dlite, los instrumentos LE-3D/5s son calibrados en fábrica con una tolerancia muy estrecha para que se comporte como cualquier otro sismómetro. (Ver **Figura 5.8.2.4**).



Figura 5.3.2.4: Sensor de un Sismómetro de periodo corto Lennartz de 50Hz.

5.4 Procesamiento de datos.

5.4.1 Procesamiento de datos magnético.

➤ Corrección por variación diurna de los datos magnéticos.

Al finalizar las mediciones de los datos magnéticos se aplicó, a los datos medidos, la corrección por variación diurna hasta obtener el valor de la intensidad magnética total usando el método convencional. La variación diurna es la variación por la actividad solar y efectos lunares. La máxima interacción de esta variación, en el hemisferio norte, ocurre alrededor del mediodía y la mínima en las primeras horas de la mañana. La magnitud de la variación depende de la latitud, tiempo solar, viento solar y la geología (conductividad de las litologías, corteza y manto). Todas las variaciones diurnas son significantes y deben ser corregidas en el procesamiento para eliminar los efectos transitorios de los datos adquiridos en el campo.

Se utiliza la siguiente relación matemática para calcular la variación instrumental y la variación diurna en cada una de las estaciones magnéticas, al como muestra la Tabla 5.4.1.1, que no es más que una muestra de los datos magnéticos medidos en campo:

$$\Delta L_i = \Delta L_{A1} + \left(\frac{L_{A1} - L_{A2}}{t_2 - t_1} \right) (t_i - t_1) \quad 5.3.1.1$$

Los resultados se muestran en la tabla 5.3.1.1 de la aplicación de esta ecuación para corregir los datos y así con cada uno de los perfiles magnéticos medidos en el campo.

La variación temporal del campo geomagnético local, registrada con el magnetómetro de vapor de Cesio G858 en el punto de control, sirve para eliminar de las mediciones realizadas en los perfiles la influencia por la variación diurna. Se puede observar que durante el tiempo de estudio no se presentó ninguna perturbación importante (tormenta magnética valores mayores a 500nT de

variación) en el campo geomagnético, solamente las variaciones diurnas antes mencionadas, la máxima variación fue de 64nT, valor aceptable de acuerdo a Telford W.M., 1990, en su libro Applied Geophysics “las variaciones periódicas del campo magnético, tienen periodos de hasta 12 horas, 1 día, 27 días, 6 meses, 1 año todos originados por el campo externo, pueden llegar a tener valores de hasta 100nT”.

Tabla 5.4.1.1: Corrección de datos magnéticos a lo largo de un perfil. (G. Argüello, 2014).

X*	Y*	Z**	L_M	Hora	t(S)	F t(s)	$\Delta L/\Delta t$	F_C	L_C
520816	1388287	212	37066,522	07:28:18 a.m.	26898	0	-0,00169958	-7,808	37058,714
521290	1388589	229	37012,744	07:40:49 a.m.	27649	751	-0,00169958	-9,0843849	37003,660
521690	1388836	241	37109,755	07:55:55 a.m.	28555	1657	-0,00169958	-10,6242048	37099,131
522061	1389082	232	37064,102	08:02:05 a.m.	28925	2027	-0,00169958	-11,2530495	37052,849
522062	1389081	235	37050,166	08:07:17 a.m.	29237	2339	-0,00169958	-11,7833186	37038,383
522062	1389081	235	36495,679	08:14:42 a.m.	29682	2784	-0,00169958	-12,5396319	36483,139
523398	1389946	212	36155,187	08:26:45 a.m.	30405	3507	-0,00169958	-13,7684285	36141,419
523398	1389945	213	35746,393	08:32:16 a.m.	30736	3838	-0,00169958	-14,3309897	35732,062
523398	1389945	213	36224,279	09:34:51 a.m.	34491	7593	-0,00169958	-20,7129141	36203,566
524470	1390931	200	36467,783	09:40:02 a.m.	34802	7904	-0,00169958	-21,2414836	36446,542
524452	1390925	198	37066,781	09:46:12 a.m.	35172	8274	-0,00169958	-21,8703284	37044,911
525523	1391073	188	37202,392	09:51:19 a.m.	35479	8581	-0,00169958	-22,3920996	37180,000
526118	1391065	177	36909,569	09:56:26 a.m.	35786	8888	-0,00169958	-22,9138708	36886,655
526524	1391369	145	36530,661	10:01:11 a.m.	36071	9173	-0,00169958	-23,3982512	36507,263
526952	1391646	115	36907,641	10:06:43 a.m.	36403	9505	-0,00169958	-23,9625119	36883,678
527424	1391665	106	36673,062	10:12:21 a.m.	36741	9843	-0,00169958	-24,5369701	36648,525
520816	1388287	212	37084,750	10:27:03 a.m.	37623	10725	-0,00169958	-26,036	37058,714

*Son las coordenadas Norte y Este en UTM WGS-84. Tomados con GPS.

**Es la altura en metros. Tomado con GPS.

L_M es la lectura medida en el campo.

t(s) es el tiempo en segundo correspondiente a la hora en que se tomó la medición.

F t(s) es un factor de tiempo, donde se toma tiempo inicial cero a un tiempo final t.

$\Delta L/\Delta t$ es la razón entre las variaciones de las lecturas de campo magnético y el intervalo de tiempo.

F_C es un factor de corrección de los datos y sigue la relación 5.3.1.1.

L_C es la lectura corregida definida como la suma de F_C con L_C.

Elaboración de mapas magnéticos.

Una vez aplicada las correcciones a los datos magnéticos obtenidos en el campo, se elaboró el mapa de anomalía magnética del campo magnético total, calculando mallas de datos mediante el método de interpolación de Kriging, con el software GOLDEN SURFER versión 10. Este método ha sido elegido debido a que es el que produce la menor cantidad de ruido numérico, teniendo en cuenta la ubicación de los datos de campo. Además, es un interpolador exacto, ya que conserva el valor de los datos registrados.

- **Mapa de campo magnético total:** El mapa de intensidad magnética total representa la respuesta de la litología debido al campo magnético que las rocas generan a su alrededor a causa del contenido de minerales que actúan espontáneamente como imanes bajo la influencia del campo magnético terrestre.

Una vez tomados los datos en campo se genera una tabla con los valores de las coordenadas de cada una de las estaciones magnéticas (Coordenada Este y Norte en UTM, WGS-84) y su respectivo valor de campo magnético previamente corregido, lo que genera la distribución espacial de los datos. Posteriormente se carga esta tabla en el programa GOLDEN SURFER v.10 y a través del método de interpolación de Kriging se genera una grid $m \times n$ (m =filas; n =columnas) de 246×246 , con la cual se generaron isolíneas magnéticas cada 100 nT para establecer una escala en la que se determinen bien las anomalías y estructuras asociadas y sea homogéneo con los demás paletas de colores de los otros mapas magnéticos.

Para suavizar el contorno del mapa de campo magnético total se aplicó filtros de convolución lineal. Todo filtro de convolución lineal calcula los promedios de peso de la vecindad en la grilla de nodos de entrada. La diferencia entre varios filtros de convolución lineal son el tamaño y la forma de la vecindad, suele usarse

un peso específico para esto. Consideremos el cálculo de la grilla de salida con valores en la fila r y la columna c usando un filtro de convolución lineal con una vecindad de largo S y ancho T .

En el caso de los datos medidos en campo de campo magnético se usó un filtro de paso bajo, el cual remueve el ruido de alta frecuencia, como resultado se obtiene una grilla más suave, este fue el mapa de campo magnético total utilizado finalmente. El ancho T y el largo S de los filtros en la vecindad, se pueden variar.

Una isolínea, es la línea que une varios puntos del terreno (varias estaciones de observación) del mismo valor o de la misma intensidad. El intervalo entre dos isolíneas es la diferencia en el valor o en la intensidad entre las isolíneas adyacentes. Es importante señalar, que una alineación trazada por los contornos de las isolíneas magnéticas puede correlacionar con lineamientos topográficos y geológicos trivial en nuestra aplicación de este método.

➤ **Mapa de campo magnético regional:** El mapa magnético regional es obtenido por medio de la continuación hacia abajo, esta suele usarse algunas veces para simplificar las apariencias de las anomalías de mapas magnéticos por la supresión de las características locales debido al campo magnético que generan las rocas a su alrededor a causa del contenido de minerales que actúan espontáneamente como imanes bajo la influencia del campo magnético terrestre. La continuación hacia abajo es un procedimiento matemático que calcula campo magnético en un nivel inferior, este proceso hace hincapié en las longitudes de onda más cortas, pero puede ser inestable y producir cuerpos. La Continuación descendente haría la anomalía más áspera. Tomado las condiciones en la frontera $\nabla^2 A = 0$, en el espacio libre de cargas, seguimos la siguiente relación matemática:

$$\Delta Z(x, y, z) = \frac{|z|}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\Delta Z(\xi, \eta, 0)}{R^2} d\xi d\eta \quad \forall z < 0 \quad 5.4.1.6$$

Donde $R = \sqrt{(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (z)^2}$, solamente la componente vertical del campo magnético suele usarse en la continuación, en este caso se utilizó el programa MAGPICK de GEOMETRICS, e utilizando el Modelo IGRF-2013 con los valores correspondiente para la zona de estudio, se hizo una continuación hacia abajo a los 1000, 1500, 2000, 2500, 3000 m de profundidad para obtener el campo magnético regional, el cual se usó la profundidad de 2500 m. El programa MagPick utiliza la siguiente relación para la continuación descendente:

$$F(u, v) = s(u, v) \times f(u, v) \rightarrow F(u, v) = \frac{s(u, v)}{1 + \alpha [s(u, v)]^2} \times f(u, v) \quad 5.4.1.7$$

Donde $f(u, v)$ es el espectro del campo a ser transformado, $F(u, v)$ es el espectro del campo transformado continuado hacia abajo, $s(u, v)$ es el espectro de la transformación y α es un parámetro de regularización.

Como producto se obtuvo una tabla de datos continuados hacia arriba en formato *.xyz, que siguiendo el proceso se generó finalmente una grilla de 246×246 del campo magnético continuado hacia abajo a 2500 m de profundidad y así se calcularon los contornos isomagnéticos del campo regional cada 55nT para homogenizar paletas de colores con los demás mapas magnéticos.

En general el campo magnético regional presenta una tendencia suave que disminuye progresivamente de Suroeste al Noreste. Los valores máximos del mapa magnético regional son del orden de 37125 nT, en la zona donde afloran depósitos de flujos lávicos de composición de andesitas basálticas a basaltos poco alterados del volcán Telica, Santa Clara y la caldera El Listón y la caldera San Jacinto. El mínimo es de 36300 nT puede ser atribuido a depósitos de grandes paquete de sedimentos volcano fluviales, depósitos de flujos piroclásticos muy alterados hidrotermalmente y erosionado.

➤ **Mapa de campo magnético residual:** El mapa magnético residual es obtenido por medio la diferencia aritmética entre la malla del campo magnético total con el campo magnético regional (se utilizó el programa GOLDEN SURFER v.10), cabe señalar que para llevar a cabo esta función matemática las grid tiene que ser del mismo tamaño, por ello se eligió las mallas de tamaño 246×246 en ambos casos, además el trazado de contorno se eligió con las misma paletas de colores aunque los valores cambien respecto a la escala, con el propósitos de mostrar las zonas de altos, medios y bajos valores magnéticos, por tanto los contorno de valores residuales se trazaron cada 55 nT para homogeneizar la paletas de colores con los demás mapas magnéticos. Este método suele usarse algunas veces para resaltar las anomalías de mapas magnéticos por la supresión de las características regionales, este tiene como efecto encontrar y delimitar los cuerpos que generan estas anomalías.

5.4.2 Procesamiento de datos sismológicos.

➤ **Obtención y almacenamiento de datos.**

Los datos sísmicos son obtenidos a través del registro en tiempo real de cada una de las estaciones sísmicas instaladas en el área de estudio. Estos datos se transmiten por vía radio del complejo volcánico Telica hacia la repetidora en León, Ojo de Agua que transmite a GECSA-Managua y luego a a INETER. El dato se recibe casi en tiempo real. Una vez recibido el dato crudo de las estaciones en formato SEISAN y MSEED, un software especializado capta estos datos y lo almacena (EARTHWORV7.4, SEICOMP3). Se procede a procesar el evento y obtener sus parámetros. Además de los datos recibidos de las estaciones sísmicas a través de módulos en el Software EARTWORM V7.4 se generan archivos .DAT de las amplitudes sísmica en tiempo real a través de RSAM Module, luego el programa BOB transforma estos datos a formato ASCII, y así trabajar la información, aplicando filtros paso bandas (paso alto o paso bajo). (Ver **Figura 5.4.2.1**)

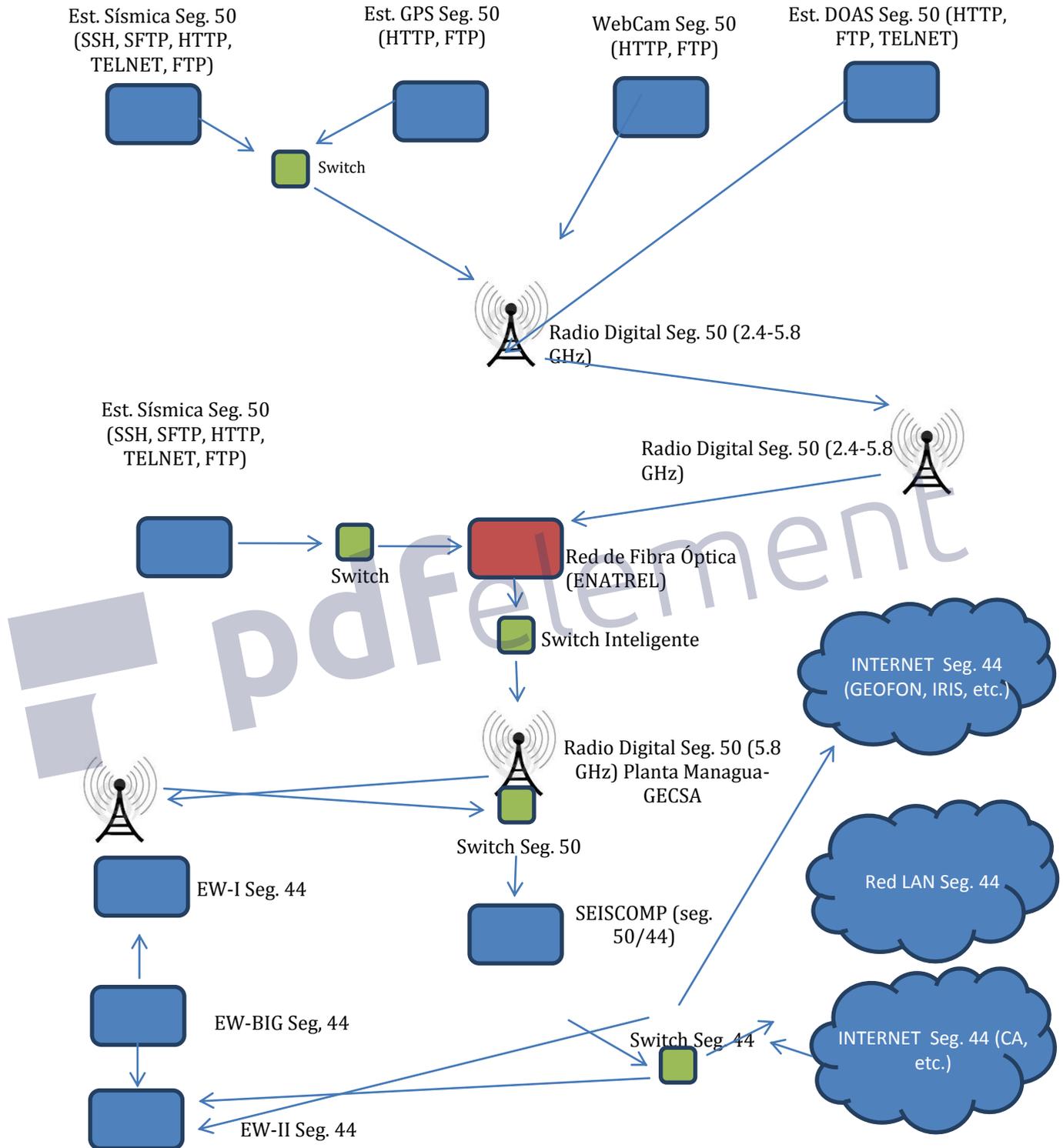


Figura 5.4.2.1: Diagrama de Red de la transmisión de datos sísmicos (INETER), (Facilitado por Morales INETER).

➤ Localización de los eventos sísmicos.

Utilizando el programa SEISAN 9.0.1 se registra los eventos procedentes de la red de estaciones sísmica Telica. El sistema registra automáticamente en la base de dato los archivos de onda, y se procede a procesar manualmente.

Para la localización se pican manualmente las fases P y S del registro sísmicos de cada estación y se determina la diferencia temporal entre las llegadas de la onda P y la onda S y genera círculos con la distancia epicentral D calculada y se puede calcular la profundidad Z según las siguientes relaciones matemáticas:

$$D = \left(\frac{v_p v_s}{v_p - v_s} \right) (t_s - t_p) \quad 5.4.2.1$$

$$Z = \sqrt{(t_p v_p)^2 - \left(\left(\frac{v_p v_s}{v_p - v_s} \right) (t_s - t_p) \right)^2} \quad 5.4.2.2$$

Donde estos círculos se interceptan será el origen del evento. Además se calcula la máxima amplitud para determinar la magnitud local de cada evento y con estas tres picadas de fases, el programa determina coordenadas geográficas (latitud, longitud), magnitud, profundidad entre otros parámetros. (Ver **Figura 5.4.2.2**).

Para llevar a cabo estas determinaciones se necesita archivos de entrada como los archivos de calibración y la información de las estaciones sísmicas. Se utiliza el programa HYPO71 para realizar la localización incorporada en SEISAN.9.0.1.

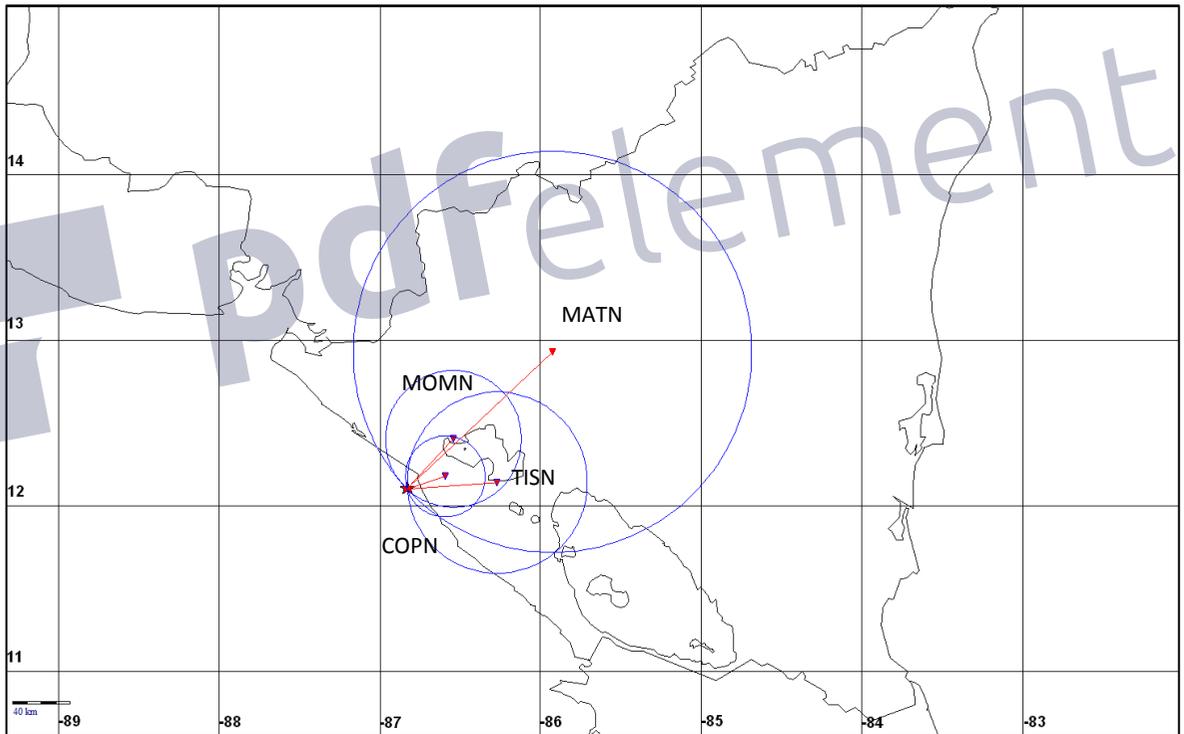
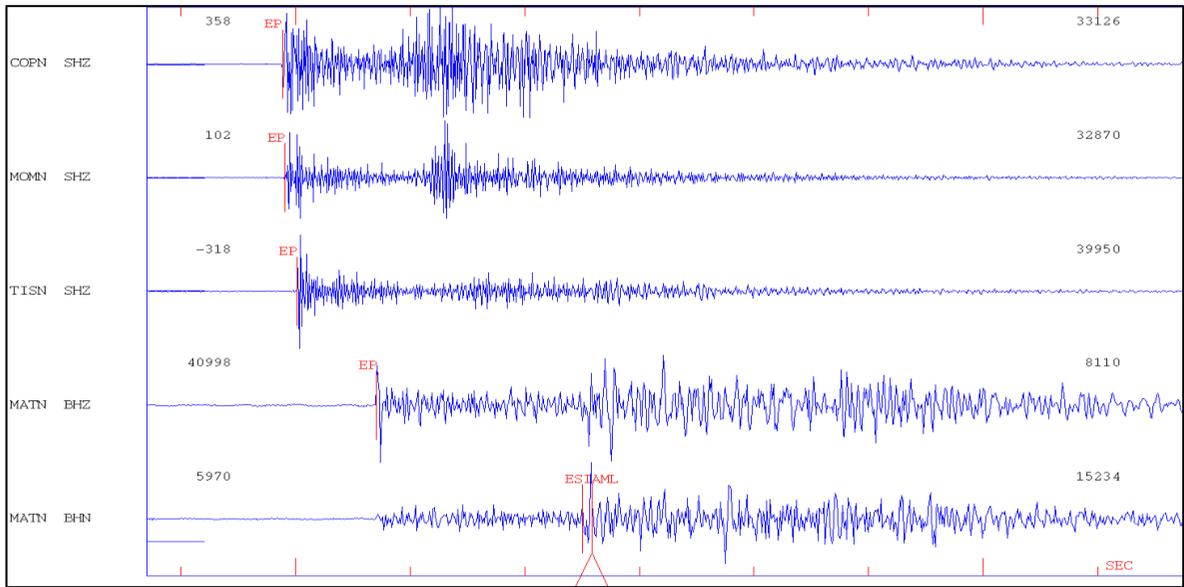


Figura 5.4.2.2: Método de localización de un sismo. Arriba muestra el proceso de picado de fase y abajo se muestra la información que se genera con la diferencia temporal entre la onda P y S.

➤ **Cálculo del espectro de frecuencias y clasificación de las señales.**

De la misma manera el programa SEISAN 9.0.1 y SWARM 2.0.1 fueron utilizados para la extracción del espectro de amplitudes (aplicar la transformada de Fourier) y determinar las frecuencias predominantes y así la clasificación de las señales según sus fuentes a través de su contenido espectral y forma de onda.

La gran variedad de señales que una zona volcánica produce hace que sea necesario que el sismólogo sea capaz de analizarlas y así poder distinguirlas y caracterizarlas las señales procedentes del volcán, la primera visualización de una señal suele hacerse sobre sistemas de registros continuos, por lo que se recurre a la Transformada de Fourier para transformar una señal en el dominio del tiempo al dominio de la frecuencia. Definimos la transformada de Fourier como:

$$\begin{aligned}
 U(\omega) &= \int u(t)e^{-i\omega t} dt = U_r(\omega) + U_i(\omega) \\
 &= \int u(t)\cos(\omega t)dt + \int u(t)\sen(\omega t)dt
 \end{aligned}
 \tag{5.4.2.2}$$

Donde ω es la frecuencia angular, la transformada de Fourier en una función reversible, es decir $U(\omega)$ se puede obtener $U(t)$, mediante:

$$U(t) = \int U(\omega)e^{i\omega t} d\omega$$

Así podemos deducir que de la transformada de Fourier es la descomposición de una señal en una señal continua en una serie de señales armónicas.

5.5 Tipo de estudio.

El estudio desarrollado en este trabajo monográfico es cuantitativo dado que se basa en hechos en un tiempo determinado en los que se llevaran a cabo mediciones de distintos parámetros tales como campo magnético total, caracterización sísmica de los eventos registrados en el volcán Telica, susceptibilidad magnética de las rocas, todo esto implica el análisis de muchos datos y registros.

Según el análisis y el alcance de los resultados, esta investigación es también del tipo analítica porque establece comparación entre las variables magnéticas que son medibles con las variables sismológicas determinadas a través de software estrechamente vinculadas con la hipótesis formulada en esta investigación monográfica.

5.6 Universo y muestra.

El universo de esta investigación lo conformarán todos los parámetros físicos a medir para lograr los objetivos propuestos, es decir el conjunto de datos de Campo Magnético Total, y los registros sísmicos de la base de datos almacenados en la Central Sísmica de INETER.

La muestra de los datos magnéticos se eligió una vez corregidos por variación diurna y eliminando los datos ruidosos por lo que algunos puntos fueron repetido, obteniendo paquetes de datos espaciados cada 50, 100, 250 y 500 m respectivamente. De los datos sísmicos se hará la selección de la muestra por la clasificación de los tipos de eventos sísmicos según sea su fuente a través de la discriminación de frecuencia y forma de onda.

5.7 Variables.

Variables Asociadas			
Variables Independientes		Variables Dependientes	
Campo Magnético Total		Anomalía Magnética, localización de las fuentes de campo Magnético Total.	
Susceptibilidad Magnética			
Registro de onda o sismograma	Primeros y segundos arribos (Tiempos de llegada de las ondas de cuerpo)	Coordenadas (Latitud, Longitud) Hipocentro (Profundidad)	Coordenadas de la estación, altura sobre el nivel del mar, posición del sensor, distancia de la estación al foco del evento, tipo de sensor.
	Máxima Amplitud	Magnitud	

5.8 Definición operativa de las variables.

Método	Variable	Definición	Unidad en el S.I
Magnético	Campo Magnético Total [B]	Es la resultante de las componentes del campo magnético terrestre en un punto sobre el espacio.	[nT]
	Susceptibilidad Magnética[k]	Es el grado de magnetización de un material, como respuesta a un campo magnético.	
	Anomalía Magnética [ΔB]	Es cualquier desviación de la intensidad magnética respecto a un valor de referencia	[nT]
Sismológico	Tiempo de Arribo de las Ondas [t]	Es el tiempo que le toma a las ondas sísmicas en viajar por las capas de la corteza de la Tierra desde el foco a la estación sísmica.	[s]
	Hipocentro [z]	Es el punto en el interior de la Tierra en la cual se produce un movimiento sísmico y es medido en profundidad respecto a las coordenadas del epicentro sobre la vertical.	[km]
	Coordenadas del epicentro [(x,y)]	Esta dado por la latitud y longitud del eventos sobre el plano horizontal proyectado. Donde la latitud es el ángulo de terminado desde el centro de la Tierra por un radio dirigido al un puntos de interés y otro radios dirigido al punto del ecuador sobre el mismo meridiano. La longitud se define como un ángulo entre el plano de un meridiano de interés con otro tomado como referencia.	[°]
	Magnitud [ML]	Es una medida objetiva y absoluta de la energía producida en el foco del sismo.	
	Espectro de amplitudes	Es un espectro en las que se muestran los rangos de frecuencias de un registro sísmico para un evento dado.	Hertz [Hz]

CAPITULO 6

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS DEL ESTUDIO

6.1 Análisis y resultados de datos sísmológicos en el complejo volcánico Telica Rota.

6.1.1 Estrés, sismicidad y fallas geológicas en el complejo volcánico Telica Rota.

A través del análisis sísmico obtenido de los registros del SAT-Telica (Sistema de Alerta Temprana del volcán Telica) desde 1992 y durante el periodo en los que no hubo datos sísmicos, los vacíos de información son debido a problemas técnicos. Se ha logrado registrar la alta sismicidad que presenta el Volcán Telica. Se estima que en promedio mensual hay alrededor de 4500 eventos sísmicos. Tal como se puede apreciar en la **Figura 6.1.1**.

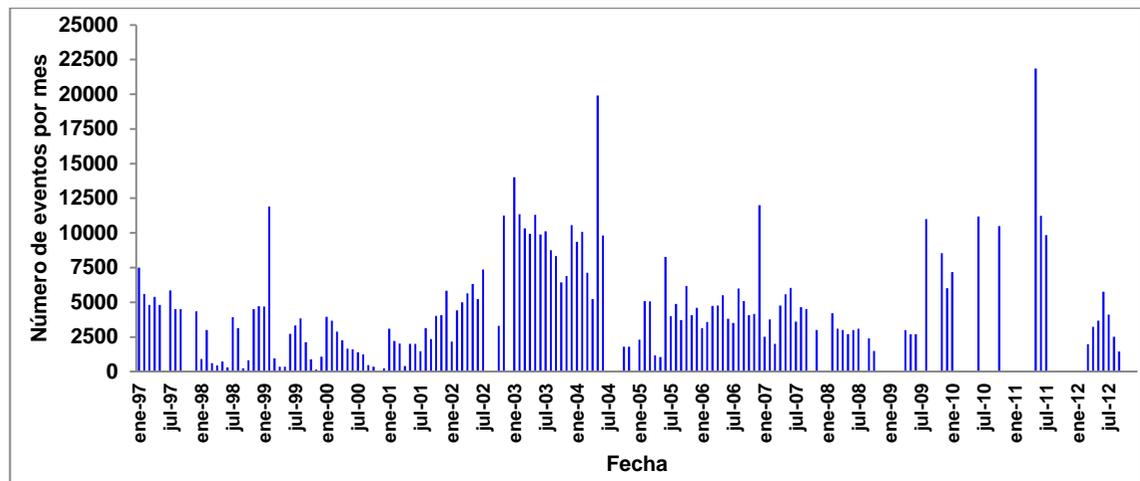


Figura 6.1.1: Histograma de la sismicidad mensual registrada en el volcán Telica de 1997 al 2012. Estos incluyen todos los eventos sísmicos sin discriminación de sus fuentes. (INETER, 2012).

Se ha tomado una muestra de 589 sismos, alrededor de unos 200 de estos eventos sísmicos fueron localizados en las zonas de fallas locales y los demás 389 cerca de la estructura volcánica de Telica, que pueden estar asociado a procesos meramente volcánicos. Durante una crisis sísmica volcánica el número de eventos localizados y la amplitud sísmica incrementa, dado que la tasa de ocurrencia incrementa de estos eventos asciende y la amplitud de los sismos también.

De la **Figura 6.1.2** podemos apreciar la distribución de las magnitudes, en la que podemos notar que el mayor número de eventos sísmicos que ocurren en complejo volcánico Telica se encuentran en el rango de magnitudes de 1,0 a 2,0 ML (Magnitud Local), estos eventos representan que la mayor parte de los sismos ocurridos liberan energías en los rangos de $1,0 \times 10^6$ J a $31,6 \times 10^6$ J (Según Gutenberg y Båth) respectivamente. Los eventos que ocurren con menor frecuencia tienen magnitudes de 3,0 a 4,0 o menores a 1,0 de magnitud local (ML).

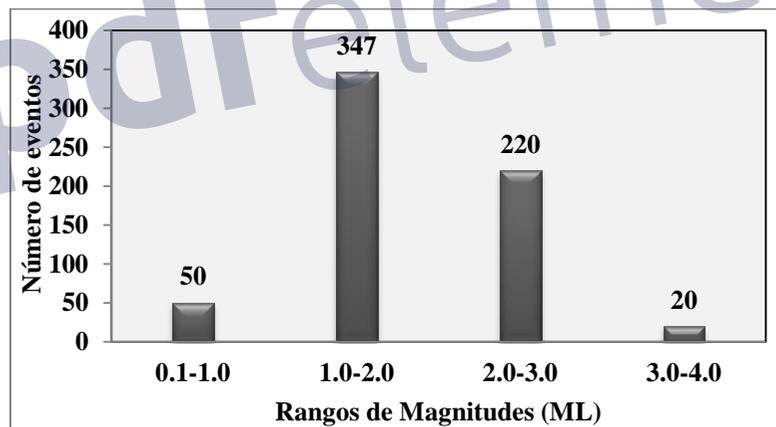


Figura 6.1.2: Histograma de la distribución de magnitud de los eventos sísmicos localizados en el área del complejo volcánico de Telica desde 1997 al 2012. (INETER, 2012).

De la **Figura 6.1.3** podemos apreciar que los hipocentros de los sismos ocurridos se encuentran en su mayoría a profundidades someras menores a los 5,0 km de profundidad, en las zonas de alto grado de fracturamiento, además, la sismicidad debida a la actividad volcánica, podemos notar que los sismos con hipocentros mayores a los 5,0km hasta los 10,0 km se distribuyen en las zonas de

fallas dentro del complejo volcánico de Telica, y los hipocentros mayores a los 10,0 km se encuentran bajo las estructuras volcánicas dentro del complejo volcánico Telica Rota, lo que hace suponer que hay actividad profunda debido a la actividad volcánica. (Ver **Figura 6.3.1**).

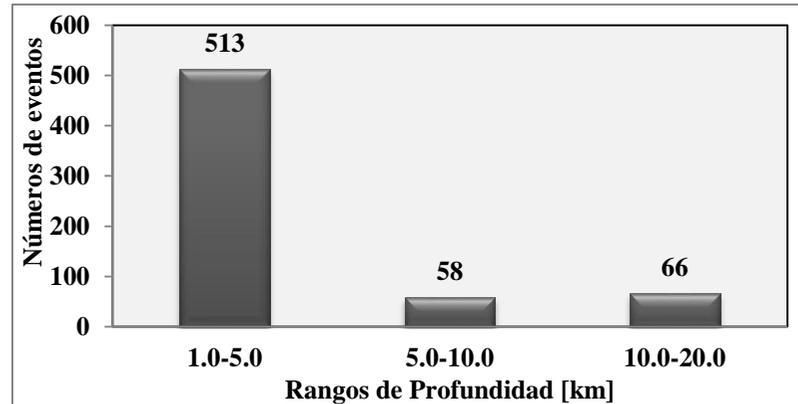


Figura 6.1.3: Histograma de la distribución en profundidad de los eventos sísmicos localizados en el área del complejo volcánico de Telica desde 1997 al 2012. (INETER, 2012).

6.1.2 Relación Gütemberg – Richtter de los datos sismológicos del complejo volcánico Telica Rota.

Calcular la frecuencia con la que ocurre un sismo de determinadas magnitudes en una herramienta muy útil, esta se determina con la sismicidad anual de sismos con una magnitud dada o mayor que ella en una región. Es la ecuación de una recta $\log_{10}(N) = a - bM_s$, que se le conoce como la relación de Gutenberg-Richter; donde a es la ordenada en el origen, y vale entre 8 y 9; b es la pendiente, que vale aproximadamente 1 en un material fracturado que no soporta grandes esfuerzos. En una región más rígida o resistente, b puede valer 0,5 y en una región menos rígida un poco más que uno.

El valor de “ a ” es la tasa de sismicidad y es el logaritmo del número promedio de eventos con una magnitud hipotética de 0 o más grande que ocurren durante un año. Debido a que no existe tal magnitud cero y muy raramente la base de datos llega a ser considerada completa para estas magnitudes tan bajas, es más

conveniente considerar que el valor de a representa una tasa de actividad cuya magnitud describe la ocurrencia promedio de eventos (*Reiter, 1990*). Como el valor de a varía fuertemente de una región a otra, la determinación de la variación espacial de a se considera como un importante indicador de la amenaza sísmica.

Por otra parte, el valor de “ b ” o pendiente de la línea de regresión, indica el número relativo de eventos grandes y pequeños. Un valor bajo de b (pendiente con tendencia horizontal) puede implicar una mayor proporción de eventos grandes que un valor alto de b (pendiente con tendencia vertical). Como el valor de b cambia de región a región, la variación espacial de b surge como un importante parámetro para evaluar la potencialidad sísmica de áreas sismogénicas.

La modificación de “ a ” o de “ b ” tiene un fuerte impacto en el estimado del número de eventos de un tamaño determinado, que ocurren durante un año afectando el estimado de recurrencia de los eventos. La sensibilidad de los intervalos de recurrencia de grandes terremotos respecto a pequeñas variaciones en el cambio del valor de “ b ”, hace que su determinación sea un punto importante.

Con la información obtenida de la base de datos de Telica, podemos ver que el valor más bajo de b registrado fue entre 2001 y 2002, lo que implica que ocurrieron un número mayor de eventos con magnitudes mayores a 3.0 ML en la relación a eventos de bajas magnitudes, esto corresponde a eventos registrados en las zonas de fallas del complejo volcánico, donde las magnitudes son mayores que los registrados meramente debidas a la actividad volcánica.

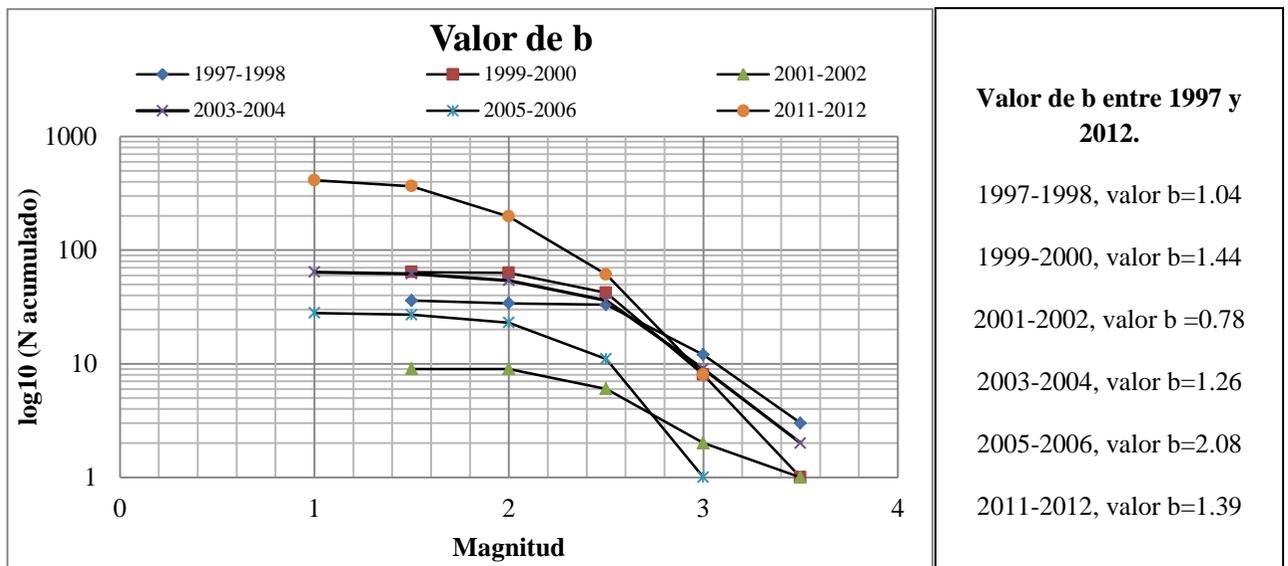


Figura 6.1.4: Determinación del valor b para la actividad sísmica registrada en el volcán Telica entre los años 1997 al 2012. (INETER, 2012)

El mayor número de eventos con predominio de las magnitudes pequeñas en relación a eventos de mayor magnitud a los 3.0 ML según la determinación del valor b fue del 2005 al 2006 en el complejo volcánico de Telica, estos son debido a la actividad volcánica y las diferentes fuentes que generan la actividad sísmica en el volcán Telica (movimiento de fluidos, rupturas o pequeñas explosiones). Para la mayor actividad durante la erupción del 2011, no muestra una relación significativa entre los eventos de mayor o menor magnitud, lo que se deduce que no hay un cambio significativo en relación a cambios bruscos en la magnitud, El valor b oscila entre 0,78 a 2,08; el promedio del valor b es de $1,33 \pm 1,5$. (Ver **Figura 6.1.4**).

6.1.3 Distribución hipocentral de los datos sismológicos del complejo volcánico Telica Rota.

En cuanto al análisis sobre la distribución de los hipocentros se eligieron tres perfiles Norte-Sur (Ver **Figura 6.1.3.1**), Este-Oeste (Ver **Figura 6.1.3.2**) y a lo largo de la cadena volcánica de Nicaragua Noroeste-Sureste (Ver **Figura 6.1.3.3**). En los tres perfiles se nota una zona de gap sísmicos o zona asísmica en las que no ocurren comúnmente eventos sísmico a pesar de la fuerte actividad que se ha registrado en el volcán Telica, podemos asociar a esta zona entre los 8,0 km a los

14,0 km como un posible reservorio magmático (Según D.Hill), con un volumen aproximado de unos 8,0 km³.

En las zonas más someras en los alrededores del volcán Telica con profundidades menores a los 5,0 km se nota un patrón en los hipocentros que puede asociarse a fallamiento o zonas de fracturas, y un gap sísmico somero entre los 1,5 a 4,0 km lo que se correlaciona con la continua incandescencia en el cráter y el fuerte sonido de jet, debido a una posible fuente somera.

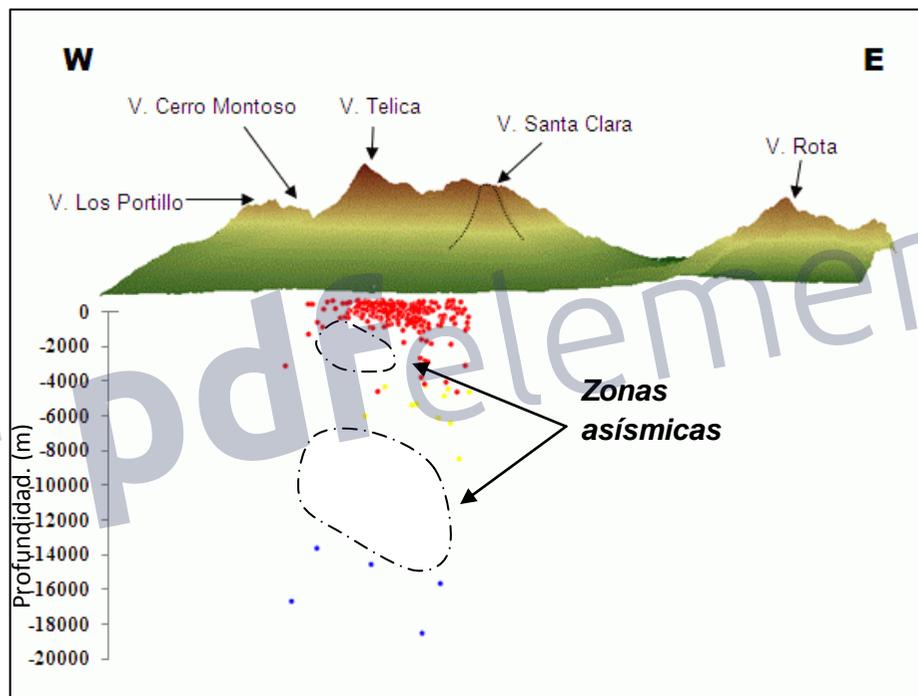


Figura 6.1.3.1: Distribución de los hipocentros en tres dimensiones a través de un sección transversal Este – Oeste, de la actividad registrada de 1997 a al 2012. (INETER, Elaborado por G. Argüello, 2013).

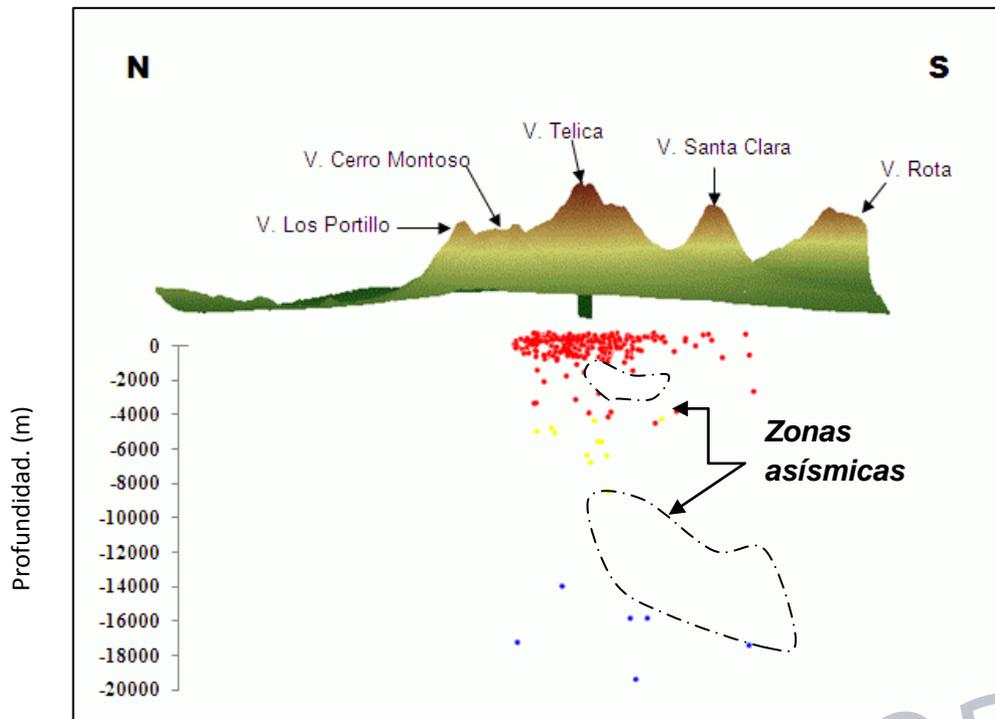


Figura 6.1.3.2: Distribución de los hipocentros en tres dimensiones a través de un sección transversal Norte - Sur, de la actividad registrada de 1997 a al 2012. (INETER, Elaborado por G. Argüello, 2013).

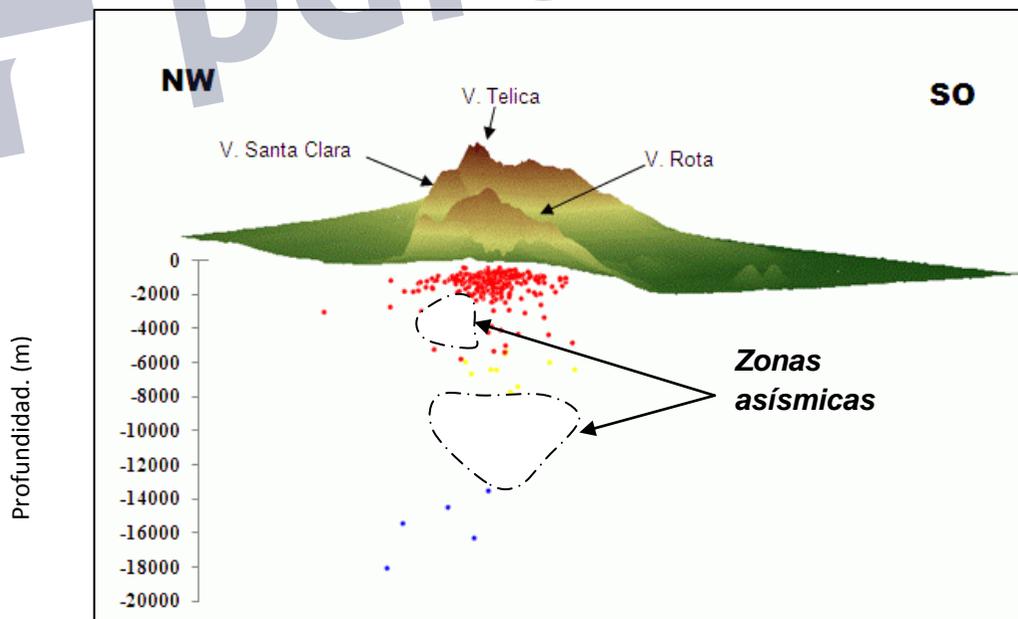


Figura 6.1.3.3: Distribución de los hipocentros en tres dimensiones a través de un sección transversal Noroeste - Sureste, de la actividad registrada de 1997 a al 2012. (INETER, Elaborado por G. Argüello, 2013).

6.1.4 Sismicidad y fallas geológicas en el complejo volcánico Telica Rota.

Cuando las fuerzas que actúan sobre la roca se incrementan rápidamente ésta puede comportarse plásticamente; y si son tan grandes que la roca no puede soportarlas, estas se deforman elásticamente, y así provocan que se falle, es decir, que se rompa súbitamente. Uno de estos resultados son las zonas de fallas que generan parte de la sismicidad en el complejo volcánico.

Uno de los principales puntos para entender la amenaza y desarrollo sísmico volcánico es entender los mecanismos de rupturas o distribución de esfuerzos en la zona, según los resultados obtenidos por *Cailleau, LaFemina y Dixon (2007)*, obtuvieron que hay un incremento en los esfuerzos de los volcanes, en ello se nota un mayor estrés entre el complejo volcánico de San Cristóbal, y un tanto menor entre Telica y Rota. En las zonas entre Cerro Negro y San Cristóbal se ha determinado algunos mecanismos focales del tipo transcurrentes y combinados.

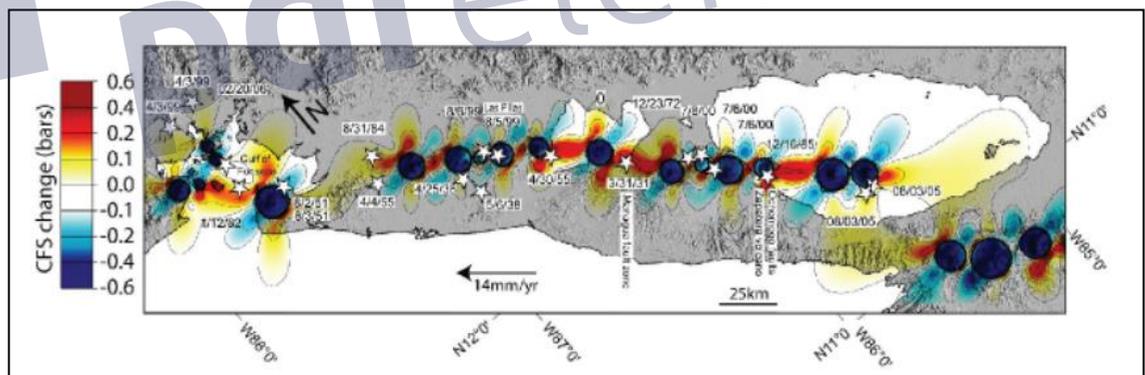


Figura 6.1.3.1: Distribución de los cambios de estrés en bars entre los volcanes de Nicaragua. (Funk et al, 2009).

Si analizamos la zona de fallas ubicada al este y sureste del volcán Telica a unos 3.0 km cerca del Volcán Santa Clara y San Jacinto Tizate, estas fallas tiene una orientación preferenciales Noroeste Sureste, con una longitud de aproximadamente 3,0 a 3,6 km.

Se caracterizan dado que los bloques ubicados a la izquierda corresponden al bloque levantado (*Hadrecký, 2000*). En esta zona de fallas se han registrados eventos entre 1,0 a 12,0 km de profundidad, con magnitudes que oscilan entre 1,8 a 3,8 ML. Esta es una zona de sismicidad intermedia. Esta zona presenta un cambio de estrés de -0,4 a -0,2 bar (unidad de presión equivalente a 10^5 Pascales).

Otra zona de fallas la podemos ubicar al norte del volcán Telica, estas fallas tienen una orientación preferencial Norte Sur, con una longitud de aproximadamente 3,7 a 5,0 km, poseen una longitud mayor a las de la este y sureste.

En esta zona de fallas se han registrados eventos entre 1,0 a 7,0 km de profundidad, con magnitudes que oscilan entre 1,3 a 2,6 ML. Esta es una zona de sismicidad intermedia a muy alta más cerca del volcán a 1 km al norte del Telica y las magnitudes tienden a ser menores de 0,1 a 2,8 ML y profundidades menores a 5,0 km. Esta zona presenta un cambio de estrés de 0,1 a 0,6 bar. (Ver **Figura 6.1.3.2, Figura 6.1.3.2**).

Por último definimos las zonas de fallas ubicada al oeste y noreste del Volcán Telica, entre Cerro Montoso, Los Portillos y la Caldera Pretelica. Estas fallas tienen una orientación preferencial Suroeste Noreste, con una longitud de aproximadamente 8,0 a 9,0 km, poseen una longitud mayor a las otras zonas mencionadas anteriormente.

En esta zona de fallas se han registrados eventos entre 1,0 a 18,9 km de profundidad, con magnitudes que oscilan entre 1,3 a 3,2 ML. Esta es una zona de sismicidad baja. Esta zona presenta un cambio de estrés de 0,0 a -0,4 bar.

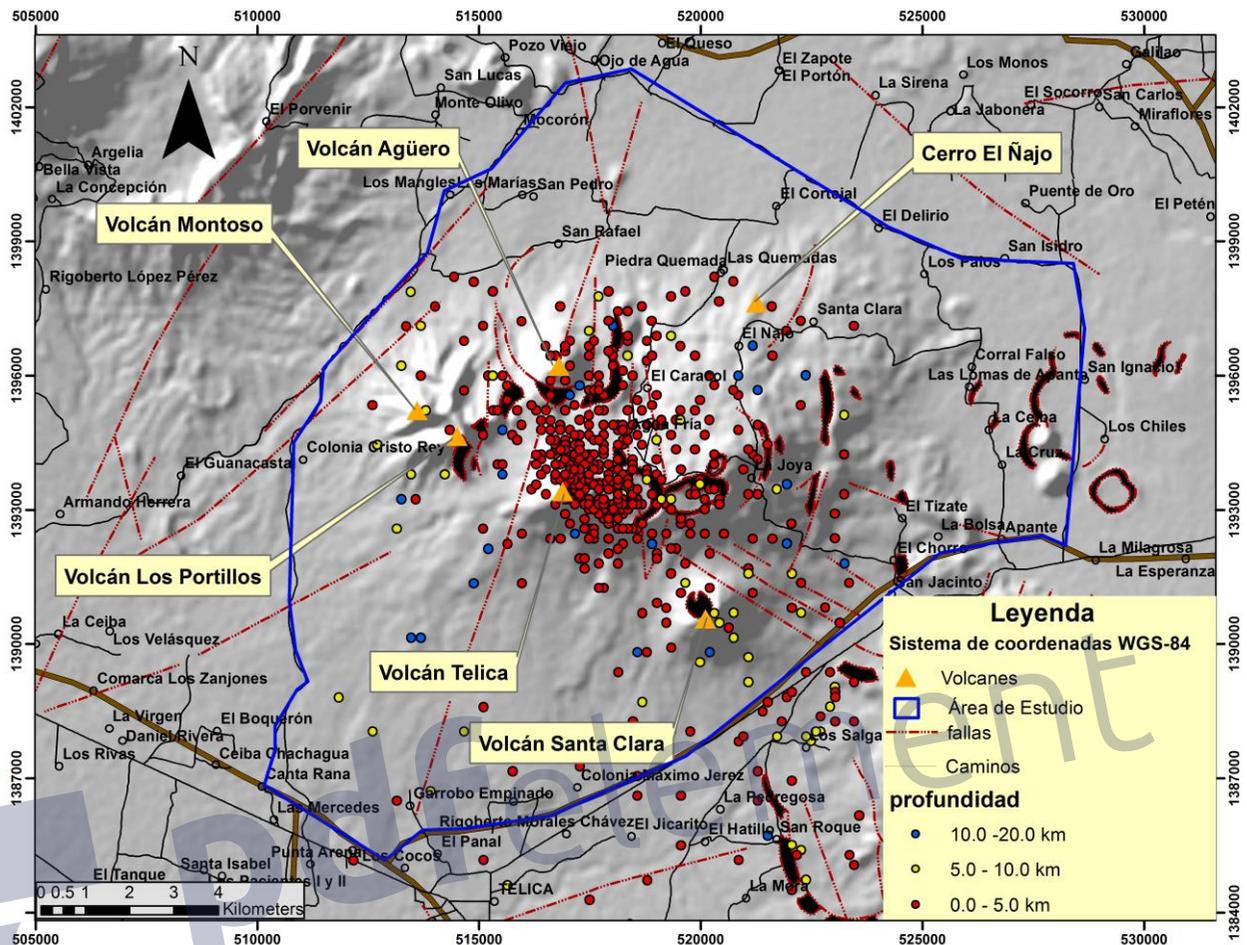


Figura 6.1.3.2: Distribución de los epicentros de la actividad sísmica en Telica registrada entre 1997 a al 2012. (INETER, Elaborado por G. Argüello, 2013).

6.2 Clasificación de las señales sísmicas en el volcán Telica.

El volcán Telica, es el más activo actualmente dentro del complejo volcánico de Telica, mantiene una la intensa desgasificación procedente del cráter central y un activo campo fumarólico, además, por varios años se ha observado incandescencia en el fondo del cráter central. Se contabilizaron 4737 eventos sísmos volcánicos por mes, en promedio se registran 156 sísmos por día, cuando el patrón sísmico cambia y ocurren eventos con una tasa elevada y de amplitud cuasi constante el número de eventos por día incrementa a más de 600 por día, y en las fases de actividad volcánica explosiva ocurren a un tasa de más de 900 eventos por día. Los eventos sísmo volcánicos más comunes que presenta esta estructura volcánica y que son

producidas por varias fuentes sísmicas son eventos de largo periodo o bajas frecuencias (LP), sismos de ruptura o volcanos tectónicos (VT), eventos de multifases, sismos por desgasificación, explosiones, tremor policromático de intermedias y altas frecuencias, eventos dobles.

Sismos de Largo Periodo (LP) de los sismos de este tipo que se registran en el volcán Telica representa el 36% de la sismicidad total registrada. Estos eventos sísmicos de largo periodo poseen rangos de frecuencias que van de los 1,0 a los 4,5Hz y poseen una duración entre los 30 a 40 segundos. El volcán Telica presenta los sismos LP tiene una frecuencia pico de 2,9Hz. Sus amplitudes varían de los 400 a los 600nm. (Ver **Figura 6.2.1**).

Estos eventos se asocian a procesos de movimiento de fluido (puede estar asociado a gases o magma) el interior de la estructura volcánica donde las perturbaciones generadas de la interacción magma-conducto generan estos tipos de eventos. Según la diferencia temporal de los arribos de la onda P y S esta es de unos 0,6 a 2,0 segundos lo que hace suponer una fuente entre 5,0 y 10,0 km de profundidad. Estos se eventos se caracterizan por que poseen arribos emergentes.

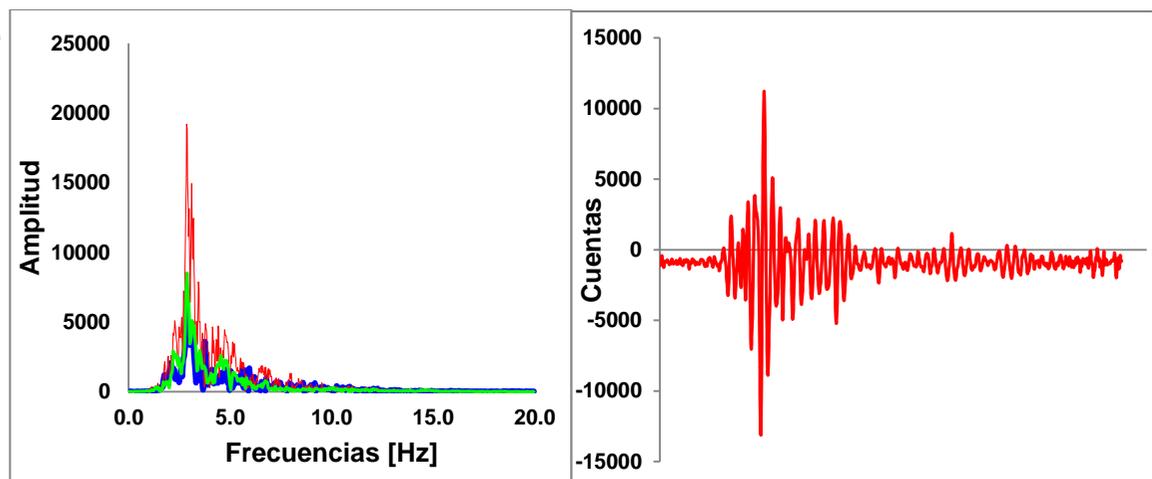


Figura 6.2.1 izquierda: corresponde al espectro de amplitud de varios sismos del tipo LP. Derecha: se muestra la forma de onda de uno de los eventos LP. (INETER, Elaborado por G. Argüello, 2013).

Sismos Volcano tectónicos (VT), Otro de los tipos de eventos que se registran en esta estructura volcánica son los sismos de ruptura o volcano tectónicos (VT), se estima que representan un 14% de la actividad sísmica total dentro de la actividad normal en el volcán Telica.

Este tipo de eventos están asociados a procesos de ruptura de la roca bajo edificio volcánico o en sus alrededores entre más distantes se encuentren los eventos de este tipo indicara que hay una mayor intrusión magmática y que la estructura tiende a expandirse.

Los rangos de frecuencia características presentadas por este tipo de eventos son mayores a los 5,0Hz hasta los 20,0Hz de frecuencias, los VT con rangos de frecuencias entre los 5,0 a los 10,0 Hz están localizados bajo la estructura o muy próximos, donde el material es más dúctil, debido a la presencia cercana de una fuente de calor y los eventos con frecuencias mayores a los 10,0 Hz representa eventos con una ruptura más violenta, el material es más sólido. Poseen un amplio rango de amplitudes de 290 a unos 1200 nm.

La duración de estos eventos va de un minuto a hasta 90 segundos, y la diferencia de tiempo entre la llegada de la onda P y S es aproximadamente ente los 0,4 a los 1,8 s lo que su fuente podría estar entre los 3,5 a 10,0 km de profundidad. Estos eventos tienen arribo de llegada impulsiva o ligeramente emergente.

Otros tipos de eventos (Sismos Dobles, explosiones, eventos multifases, tremor), se estima que representan otro 50% de la actividad sísmica total dentro de la actividad normal en el volcán Telica. Tal es el caso de los **Sismos Dobles** la posible explicación de estos eventos es que puede estar combinado con una fracturación del material y esto que genera la parte de alta frecuencia y baja magnitud y le sigue un posible desplazamiento de fluidos a través de la fractura que genera las bajas frecuencias. Estos eventos tienen en general una duración temporal de 40 a 60 segundos, con frecuencias picos de 4,0 y 7,0 Hz. De amplitud variable y de inicios moderadamente impulsivos, son muy comunes dentro de la actividad

normal del volcán Telica. Otro tipo de señal son **pequeñas explosiones** de gases. Estos eventos son originadas por la acumulación de gas en el conducto que al liberarse genera un fases consecutivas de ondas de choque en la que se remueve el material y la propagación de las ondas a través del conducto en el acoplamiento tierra-aire. Estas son de amplitud variable y de arribos emergentes. Sus bandas espectrales suelen estar entre los 5,0 a 10,0 Hz de frecuencias. Tienen una duración temporal de uno a dos minutos. La energía liberada es relativamente baja dado que no se reportan sentidas ni son escuchadas a menos de estar en el cráter del volcán, algunas veces hay salida de ceniza en conjunto con los gases, suelen observarse más oscuros.

Los eventos multifases son un combinación de episodios sísmicos entre LP y VT, uno o ambos que se superponen y que por tal razón no se puede determinar las fases P y S y de esta manera conocer las profundidades de las fuentes, se puede suponer que está a las profundidades de los LP y VT entre 3,0 a 10,0 km. Tiene duración de unos pocos minutos y frecuencias con varios picos predominantes 3,5; 5,3; 8,1; 9,7 y 10,5 respectivamente.

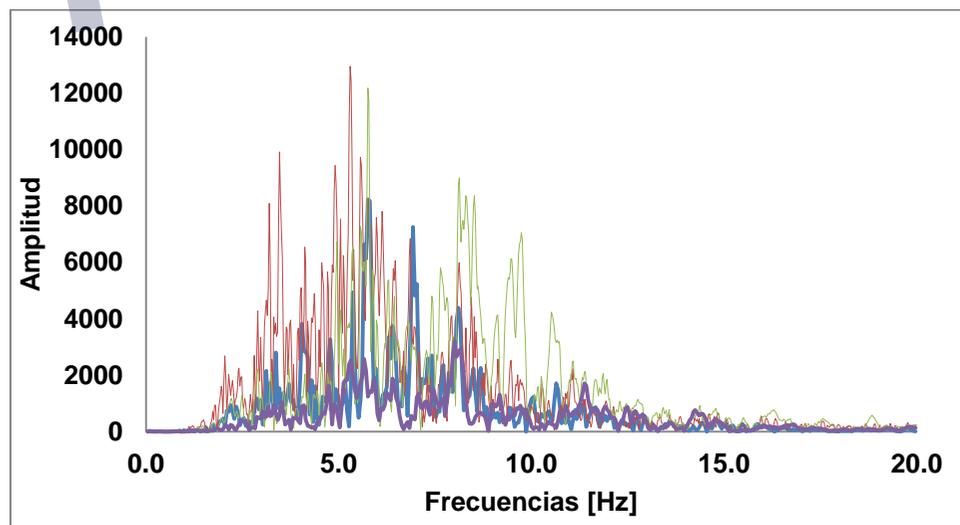


Figura 6.1.3.2: El gráfico corresponde al espectro de amplitudes de sismos de fases múltiples donde se muestra las diferentes frecuencias predominantes. (INETER, Elaborado por G. Argüello, 2013).

6.3 RSAM y la sismicidad en el complejo Volcánico Telica Rota.

La Medición de Amplitud Sísmica en Tiempo Real (RSAM, por sus siglas en inglés) fue desarrollado por el *Servicio Geológico de los Estados Unidos* (USGS) para describir la actividad sísmica durante la actividad volcánica elevada, a través del Software EARTHWORM V6.3 a V7.4. Esta técnica se utiliza para la caracterización de cambios en la sismicidad del volcán en tiempo real, esta se basa en medir la amplitud media de la señal de sismómetros individuales en el lugar donde se encuentra. Durante la actividad volcánica, la sismicidad alcanza normalmente un nivel en el que los eventos sísmicos individuales son difíciles de distinguir y el RSAM es la suma de estas amplitudes.

El RSAM calcula y almacena la amplitud media de los sismos causados por los volcanes o sismos debido a la tectónica regional o local como promedio de 10 minutos. Los aumentos en la amplitud de los sismos o la tasa de ocurrencia causan que los valores de RSAM puedan aumentar. El RSAM no distingue entre la actividad volcánica y otras fuentes de vibraciones en el suelo, como la eólica, alguien caminando cerca, o un gran terremoto regional. Por lo tanto hay que tener cuidado de no confundir el ruido del viento u otras señales no volcánicas por lo que se ha clasificado las fuentes de ruido y eliminados del registro para tener un mayor control de la amplitud sísmica del volcán Telica. El RSAM está dado en unidades relativas al número de cuentas del registro sísmico y se puede obtener en nanómetros como unidades de amplitud. Las unidades no deben ser comparadas de estación a estación.

La evolución temporal de la sismicidad en el volcán Telica entre 1997 y 1998 se basa en incrementos de la sismicidad que ocurren en varios episodios no continuos, la tasa de ocurrencia de sismos de largo periodo (LP) y volcano tectónicos (VT) incrementa, aunque la cantidad de LP es mayor que los eventos de alta frecuencias. Durante una crisis volcánicas estos eventos mantienen la relación e incrementan la temperaturas de las fumarolas, por lo que hace suponer que la fuente de calor es

mayor, posiblemente un pequeño ascenso de magma asceiende y entra en contacto con el manto freático (posibles pequeñas intrusiones o burbujas de magma que ascienden a través del conducto magmático), otro de los fenómenos que ocurre es colapso interno al cráter central y afecta la actividad sísmica por acumulación de presión (*INETER y Smithsonian Institution, Global Volcanism Program*). Las unidades RSAM se mantienen 36 a 100 unidades, esto debido a la actividad volcánica. Sin ocurrencia de explosiones. (Ver **Figura 6.3.1**).

La actividad sísmica en 1999 fue constante en todo el año. En mayo el volcán inició una nueva etapa de actividad eruptiva, que continuó hasta diciembre, aún en el mes de enero del 2000 mantiene su actividad formando un nuevo intercráter. Las explosiones no causaron daño a los pobladores que viven en los alrededores, pero hubo pérdidas en la agricultura.

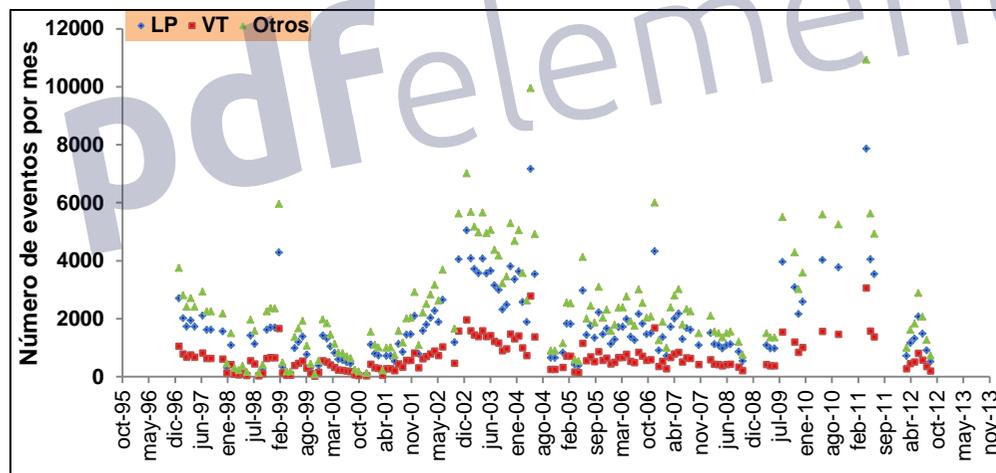


Figura 6.3.1: Serie temporal de la ocurrencia de diferentes tipos de señales sísmicas registradas en el volcán Telica (1997-2012). (Fuente: INETER, elaborado por G. Argüello).

El volcán, en todo el año 1999, manifestó actividad sísmica y eruptiva, pero uno de los episodios más fuerte ocurrió en agosto, cinco días después de la erupción del volcán Cerro Negro. El 10 de ese mes, aproximadamente a las 02:00 am, hora local, el Telica aumentó bruscamente su tremor y alcanzo más de 100 unidades RSAM y el número de sismos incrementó. Ocho días después, personal de la Dirección

General de Geofísica y especialistas norteamericanos (USGS), observaron un lago de lava en el fondo del intercráter, que se había formado en mayo de 1999. (INETER, 1999)

La actividad de Telica durante el año 2000, fue la más alta que se ha registrado desde 1982, cuando produjo una explosión de 3.5 km de altura. Esta alcanzó en enero su máxima actividad. El tipo de erupción que tuvo esta actividad, fue freática (explosiones de gases y cenizas no abundantes) durante todo el proceso. Los depósitos de las cenizas alcanzaron más de 1 cm de espesor en el cráter, en un área de 100 m. Los niveles de RSAM alcanzan un poco más de 100 unidades y se produjeron las explosiones. Se reactivaron más fumarolas de la parte sur y la temperatura de estas y del cráter incremento a casi 200°C. (INETER, 2000).

Durante los años del 2001 hasta el 2008, la actividad sísmica se mantiene y ocurrieron episodios sísmicos espontáneos que incrementaron los niveles RSAM sin producir explosiones, esto debido a que no se acumuló la energía suficiente, además no se mantenía el tremor sísmico y la sismicidad alta se incrementó significativamente, pero se nota .en la **Figura 6.3.1**, que hay un incremento de sismos de bajas frecuencias pero sin cambios importantes en las altas frecuencias, indicando que no había ruptura, solo movimiento de fluidos o burbujas de gases, y posiblemente el conducto no se obstruyo, para acumular presión.

Erupción del 2011, la intensificación de la actividad sísmica y la recurrencia de las columnas de ceniza se veían desde marzo 2011. INETER emitió una alerta a la Defensa Civil el 13 de mayo de una actividad eruptiva podía ocurrir. Durante la primera semana de mayo la cantidad de sismos aumentó a 500 sismos por día (en general, la cantidad de sismos en abril era de 220 por día), también los eventos VT empezaron a producirse en mayor número con respecto a los meses anteriores. El tremor sísmico empezó a incrementar y se alcanzó las 150 unidades RSAM. (Ver **Figura 6.3.2**).

Podemos notar que hay una clara correspondencias entre el incremento de la sismicidad y la amplitud de cada uno de los eventos así como el incremento del tremor volcánico en amplitud y tiempo con evaluar las unidades RSAM. Esta herramienta nos proporciona ir evaluando la evolución temporal de la sismicidad volcánica y dar una alerta temprana ante posibles erupciones volcánicas.

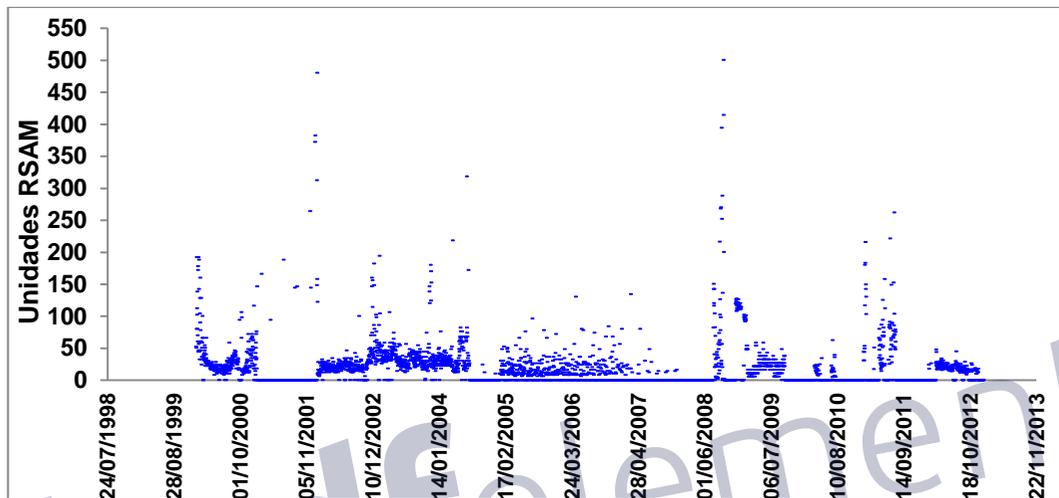


Figura 6.3.2: Unidades RSAM del volcán Telica medido con la estación TELN de 2000 al 2012. (INETER, Elaborado por G. Argüello).

6.4 Análisis y resultados de datos magnéticos.

6.4.1 Interpretación de mapas magnéticos y correlación geológica.

Mapa de campo magnético total (CMT): Se midió en el campo un total de 620 estaciones magnéticas (Triángulos blancos mostrados en la **Figura 6.4.1.1**), además se conocen sus coordenadas de cada punto, esto corresponde a su distribución espacial, estos valores de campo magnético total y sus coordenadas se introdujeron siguiendo los procedimientos descrito en la sección 5.4.1 de este trabajo monográfico sobre la corrección de los datos y elaboración del mapa de campo magnético total. Los valores oscilaron en un rango de 36050 a 37550 nT, con un rango dinámico de 1500 nT. Se elaboró una paleta de colores para diferenciar tres zonas en específico en el mapa de Campo Magnético Total, de modo que los colores del azul oscuro al verde en la **Figura 6.4.1.1** corresponden a un campo magnético

de baja intensidad, los colores del verde al amarillo corresponden a un campo magnético de intensidad media, y los colores del anaranjado al rojo corresponden a los valores con un campo magnético de intensidad alta.

Las zonas de baja intensidad de campo magnético total oscilaron entre los valores 36050 a 36550 nT, estadísticamente posee los siguientes parámetros: un rango dinámico de 500 nT, su valor promedio fue de 36300 nT. Se localizaron estas áreas en zonas específicas dentro del polígono de estudio con baja intensidad de campo magnético, estas están ubicadas en los alrededores del poblado de San Jacinto Tizate, Santa Clara, La Cruz, Las Marías, Colonia Cristo Rey, La Cruz, Volcanes apagados Montoso, Los Portillos y zona de deposición de sedimentos y alta erosión.

Todas estas zonas de baja intensidad magnética corresponden a áreas de alteración hidrotermal (remanentes térmicos del volcán Telica) tales como San Jacinto Tizate y el Ñajo, donde las rocas se encuentran muy alteradas por esta agente interno, otra de las causa son los materiales depositados en depresiones por la fuerte erosión de las partes altas generando grandes causes aluviales y proluviales profundos, así como la zona de Los Mangles (entre Cerro Los Portillos Y el Cerro El Agüero). Estos sedimentos jóvenes son depositados por acción de las aguas, y flujos piroclásticos muy meteorizados, otra de las fuentes de baja intensidad de campo magnético total cerca de los volcanes a pesar de tener una susceptibilidad magnética alta presentan bajos valores, se puede decir que el campo magnético que magnetizó estos materiales tiene una dirección opuesta al campo magnético actual (Ubieta K., 1995).

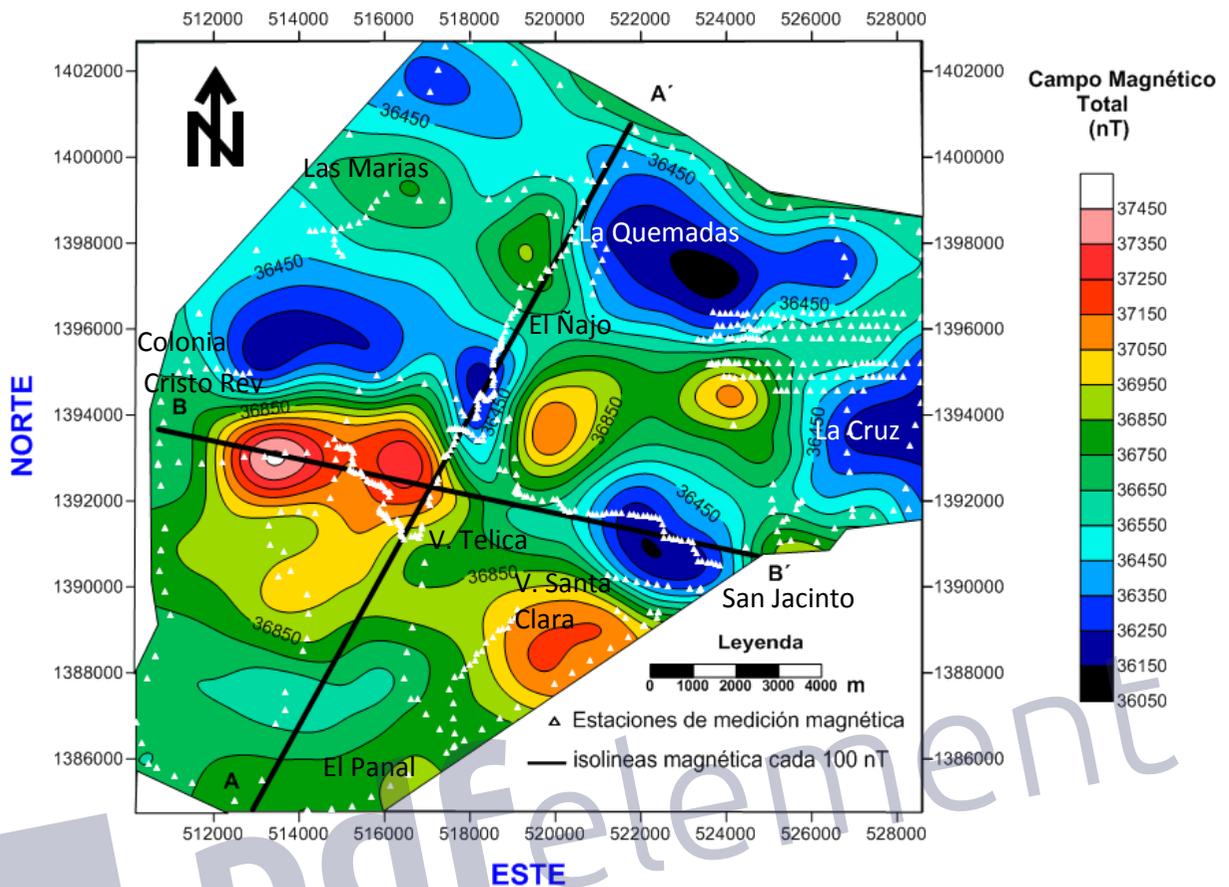


Figura 6.4.1.1: Mapa de campo magnético total del complejo volcánico Telica. (Elaborado por G. Argüello, 2013).

Las zonas de intensidad media de campo magnético total (CMT) oscilaron entre los valores desde 36550 a 37050 nT, estadísticamente posee los siguientes parámetros: un rango dinámico de 500 nT, su valor promedio fue de 36800 nT. Esta se encuentra distribuida en casi toda el área de estudio, siendo la frontera entre los bajos y altos valores de intensidad de campo magnético total, representando el valor de fondo en los que se encuentran inmersos los cuerpos que generan las anomalías magnéticas (Ver **Figura 6.4.1.2**).

Todas estas zonas de intensidad magnética media corresponden a áreas donde hubo efusiones de flujos lávicos de composición andesíticas, andesíticas basálticas y basálticas depositadas en zonas llanas con cierto grado de meteorización, formando grandes bloques y además de depósitos de flujos piroclásticos con cierto grado de

meteorización. Estas corresponden a flujos lávicos de cada uno de los centros volcánicos dentro del complejo volcánico Telica.

Las zonas de intensidad alta de campo magnético total (CMT) oscilaron entre los valores desde 37050 a 37550 nT, estadísticamente posee los siguientes parámetros: un rango dinámico de 500 nT, su valor promedio fue de 37300 nT. Esta se encuentra distribuida en las zonas central y sur de área de estudio.

Todas estas zonas de intensidad magnética alta ubicadas en las cercanías de los Volcanes Telica, Santa Clara, corresponden a áreas donde se encuentran afloramiento de depósitos de flujos lávicos andesíticas basálticas y basálticas sin grandes alteraciones, muy poca meteorizada y corresponden a depósitos de flujos lávicos recientes.

Mapa de campo magnético regional (CMR): Se procedió a obtener el mapa de campo magnético regional utilizando la continuación hacia abajo. Utilizando en Programa MagPick se aplicó una continuación descendente hasta los 2500 m y se hace necesario utilizar un parámetro de regularización de Tikhonov 2×10^{-2} , con el objetivo de eliminar los efectos locales generados por los cuerpos magnetizados someros en el área de estudio, y obtener un campo magnético sin los efectos corticales, y obteniendo la respuesta de los cuerpos regionales o paquetes más grandes localizados a mayor profundidad. (Ver **Figura 6.4.1.2**).

El Campo Magnético Regional (CMR) tiende a disminuir al Noroeste y las anomalías se encuentran desplazadas las anomalías hacia el oeste. El campo magnético regional oscila entre los valores de 36300 a 37070 nT, su rango dinámico es de 770nT. Se distinguen tres zonas de intensidad magnética regional una zona de bajos, medios y altos valores de CMR.

La zona de bajos valores de campo magnético regional corresponde a un rango entre 36300 a 36575 nT, con un rango dinámico de 275nT. Estos están localizados en la parte Norte, Noreste y Este del área de estudio, esta se puede

asociar a la composición de materiales de la cuenca sedimentaria de las formaciones del pacífico de Nicaragua de grandes espesores y material de relleno en la Depresión Nicaragüense, además son zonas donde se ubican la mayor cantidad de sistemas de fallas geológicas dentro del complejo volcánico de Telica.

La zona de valores intermedios del Campo Magnético Regional (CMR) corresponde a un rango de 36575 a 36850 nT, con un rango dinámico de 275 nT. Estos están localizados en la parte Sur, Oeste y Central del área de estudio. Estos se pueden asociar a depósitos volcánicos con cierto grado de alteración, poco meteorizados y la cuenca sedimentaria. Están ubicados en zonas donde hay pocos sistemas de fallas geológicas.

La zona de valore altos de Campo Magnético Regional (CMR) corresponde a un rango 36850 a 37125 nT, con un rango dinámico de 275 nT. Estos están localizados en zonas volcánicas poco erosionadas y depósitos de flujos lávicos no meteorizados, posiblemente la zona de depósitos volcánicos de la Formación de Tamarindo bajo el complejo volcánico Telica (se encontraron vestigios bajo Cerro Montoso, Cerro Los Portillos y La Caldera Pre Telica) y a zonas donde se ubican viejas calderas como la caldera Pre Telica, El Liston y San Jacinto (*Hadreky, 2000*).

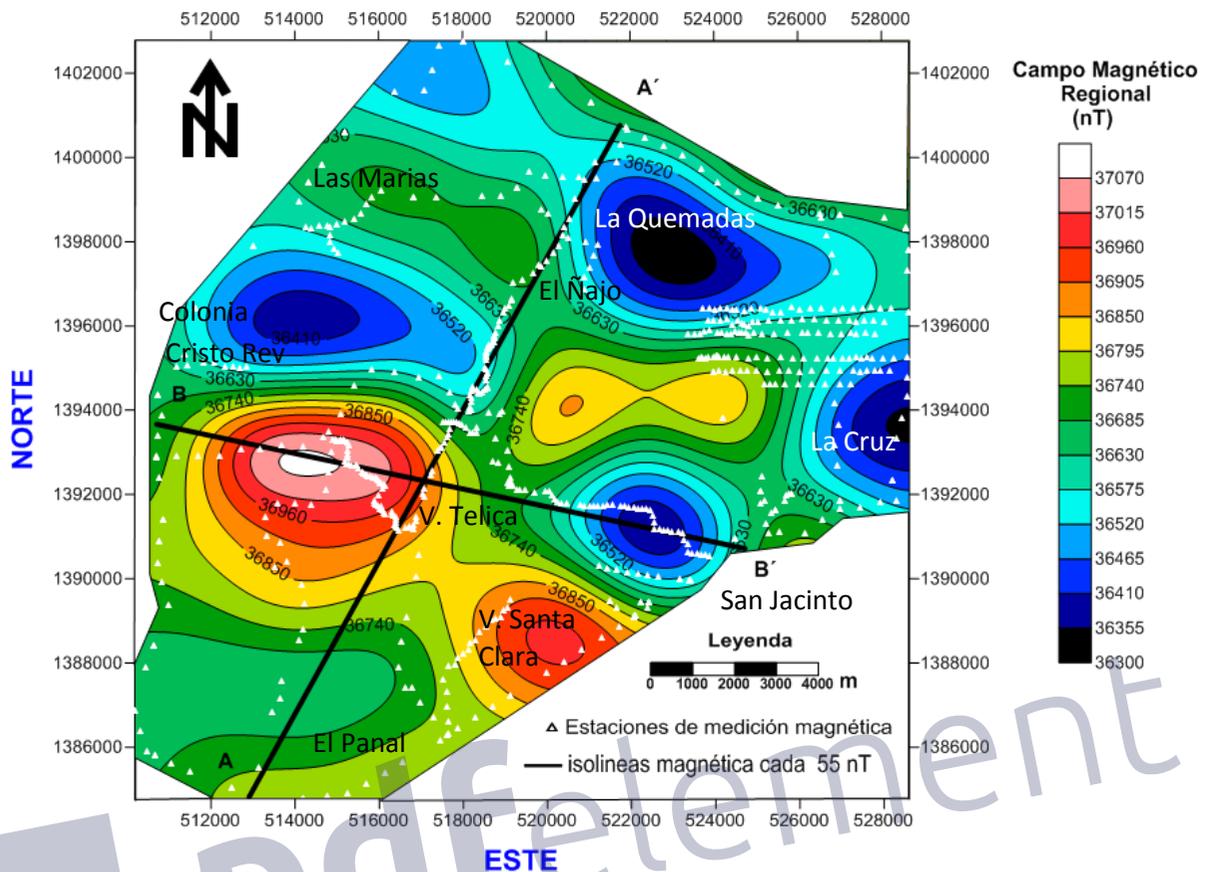


Figura 6.4.1.2: Mapa de anomalía magnética regional del complejo volcánico Telica. (Elaborado por G. Argüello, 2013).

Mapa de campo magnético residual (CMRs): Los valores del CMRs oscilan entre -350 a 475 nT (en un rango de 825 nT). Estas anomalías magnéticas residuales representan a los cuerpos magnéticos someros que generan tales perturbaciones locales al campo magnético de la zona. Podemos distinguir área de anomalías magnéticas residuales bajas (valores negativos) entre los -350 a los -75 nT asociadas a zonas de fallas, rocas magnetizadas en dirección opuesta al campo magnético actual, y alta alteración hidrotermal otras áreas de anomalías magnéticas residuales intermedias cuyos valores oscilan entre los valores de -75 a 200 nT, y áreas de anomalías magnéticas altas positivas entre los valores de 200 a 477 nT, que corresponden a zonas de depósitos lávicos andesíticos basálticos a basálticos recientes pocos meteorizado y de alta susceptibilidad magnética $30 \text{ a } 40 \times 10^{-3} \text{ SI}$. (Ver **Figura 6.4.1.3**).

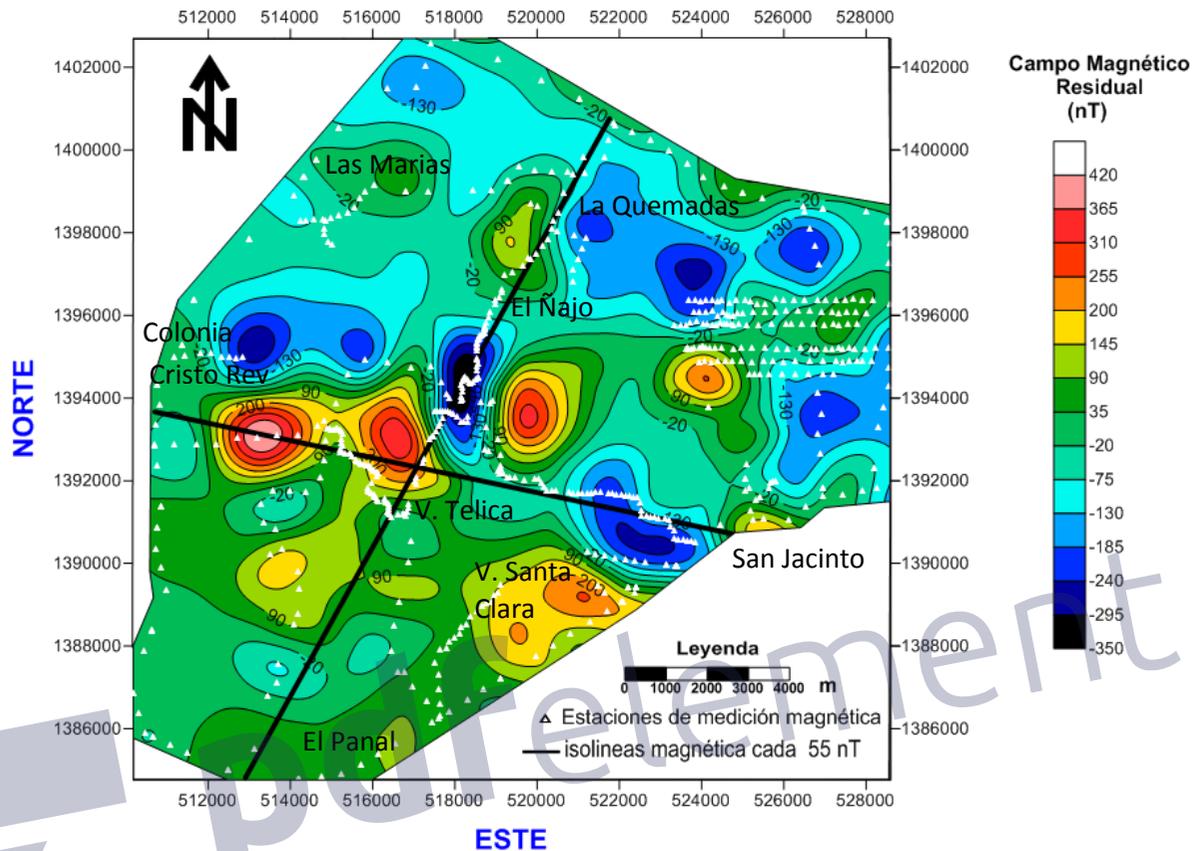


Figura 6.4.1.3: Mapa de anomalía magnética residual del Complejo volcánico Telica Rota. (Elaborado por G. Argüello, 2013).

6.4.2 Interpretación de los perfiles magnéticos y topográficos.

En las **Figuras 6.4.1.1**, **Figura 6.4.1.2** y **Figura 6.4.1.3** se muestra los perfiles magnético A-A' y B-B' el cual se establecieron sobre las anomalías más representativas y confiables según la densidad de datos, con orientación Norte-Sur y orientación Noroeste-Sureste, cruzando los volcanes Cerro Montoso, Telica y Santa Clara.

En estos gráficos se puede observar que no hay una relación directa entre el perfil magnético y el perfil topográfico, ya que la topografía no incide directamente en el comportamiento de las anomalías magnéticas, sino las dimensiones y la

profundidad de los cuerpos magnetizados, son los que generan las anomalías magnéticas.

❖ **El perfil A – A´** de la **Figura 6.4.1.1**, rumbo N61°E, tal como se muestra en los mapas magnéticos de la sección anterior (**Figura 6.2.1.1**, **Figura 6.2.1.12** y **Figura 6.2.1.3**). El perfil muestra un segmento que va de Suroeste a Noreste, desde la comarca Las Mercedes ubicado al Suroeste del perfil hasta Comarca Las Quemadas ubicado al Noreste, con una longitud aproximada de 18,1 km, esta sección cruza por el volcán activo actualmente Volcán Telica entre los 7 km a los 13 km a lo largo del perfil aproximadamente.

Este perfil A - A´ muestra el campo magnético total (CMT) en un rango de 36234 a 37154 nT, el campo magnético regional (CMR) en un rango de 36509 a 36929 nT, el campo magnético residual va en el rango de -324 a 238 nT y el perfil topográfico con alturas que oscilan entre 26 a 881 metros sobre el nivel del mar. Se nota el desplazamiento de la anomalía magnética hacia al Suroeste, donde los valores más bajos se localizan bajo la estructura volcánica de Telica.

Entre los 0,0-1,0 km a lo largo del perfil A – A´ está conformado por materiales de relleno, producto de la erosión de las rocas en esa zona, sedimentos aluviales, material retrabajado por la acción humana (agricultura), sedimentos y ceniza volcánica distribuidos homogéneamente sobre el terreno, se obtuvo un campo magnético total entre 36790 a 36818 nT, el campo magnético tuvo un comportamiento estable en esta zona.

Entre los 1,0 - 4,0 km sobre el perfil A – A´ está conformado por materiales de relleno volcano fluviales de la depresión Nicaragüense, depósito de sedimentos ($\kappa = 0,1 \times 10^{-3} SI$), en conjunto con la fuerte erosión de los depósitos de escorias líticas del volcán Telica ($\kappa = 0,8 - 6,64 \times 10^{-3} SI$) de composición andesíticas a dacíticas, en esta zona se muestra un cambio en los valores del campo magnético, los cuales tienden a descender, generando una anomalía negativa, quizás sea generada por alguna formación sedimentaria del pacifico de Nicaragua que se

encuentra casi en superficie. Los valores del campo magnético oscilaron entre 36685 a 36741 nT, más bajo que el segmento anterior, genero una anomalía residual negativa de -45 nT.

Entre los 4,0 – 7,0km sobre el perfil A – A´ se encuentran depósitos de materiales volcánicos de Telica, formados por horizontes de escorias con diferentes grados de meteorización e intercalaciones de tobas poco consolidadas ($\kappa = 4,5 - 6,34 \times 10^{-3} SI$), flujos piroclásticos del Grupo Telica ($\kappa = 10 - 15 \times 10^{-3} SI$) poco erosionados, además un depósito de flujo lávico andesíticos ($\kappa = 1,80 - 24,1 \times 10^{-3} SI$), andesítico basáltico ($\kappa = 30 - 40 \times 10^{-3} SI$) y basaltos ($\kappa = 0,72 - 42,6 \times 10^{-3} SI$). Esta superposición de materiales genera un campo magnético ascendente no regular entre los 36771 a 37848 nT con susceptibilidades magnéticas altas, genera un residual positivo de los 48 nT a los 88 nT.

Entre los 7,0 – 13 km sobre el perfil A – A´ se encuentra ubicado el volcán activo Telica, donde podemos ver una anomalía magnética donde los valores descienden atravesando el volcán, este segmento del perfil está formado por material volcánico del Grupo Telica, escorias ($\kappa = 4,5 - 5,5 \times 10^{-3} SI$) y depósitos de flujos lávicos andesíticos basálticos ($\kappa = 30 - 40 \times 10^{-3} SI$), flujos piroclásticos ($\kappa = 10 - 15 \times 10^{-3} SI$). Sin embargo, pero estos valores de alta susceptibilidad no explica del todo la anomalía negativa así que se concluye que el campo magnético actual tiene una dirección opuesta al campo magnético aplicado que magnetizó estos materiales en el pasado, se determinó una magnetización remanente entre 1 - 10 A/m para las andesitas basálticas (Ubieta, K 1995), dando una explicación a tal anomalía magnética negativa. (Ver **Figura 6.2.2.2**). El campo magnético total oscilo entre 36259 a 37102 nT, el residual magnético genero anomalías desde -351 a 221 nT.

Entre los 13,0 – 16,0 km sobre el perfil A – A´ está conformado por una superposición de materiales del Grupo Cerro Montoso, Telica y Cerro El Agüero. La litología de este segmento está formado por caídas líticas, escorias, tobas poco compactas, flujos piroclásticos erosionadas, pómez, depósitos de flujos lávicos

andesíticas meteorizadas formado grandes bloques ($\kappa = 10 - 20 \times 10^{-3} SI$). Las superposiciones de estos materiales generaron valores de campo magnético entre 36504 a 36742nT, de forma ascendente, pero irregular.

Entre los 16,0 – 18,0km sobre el perfil A – A' está compuesto por sedimentos aluviales y proluviales, materiales muy erosionados del Grupo El Agüero y depositados en cauces naturales profundos ($\kappa = 0,1 \times 10^{-3} SI$), los valores descienden irregularmente desde 36410 a 36668 nT. (Ver **Figura 6.4.2.1**).

 pdfelement

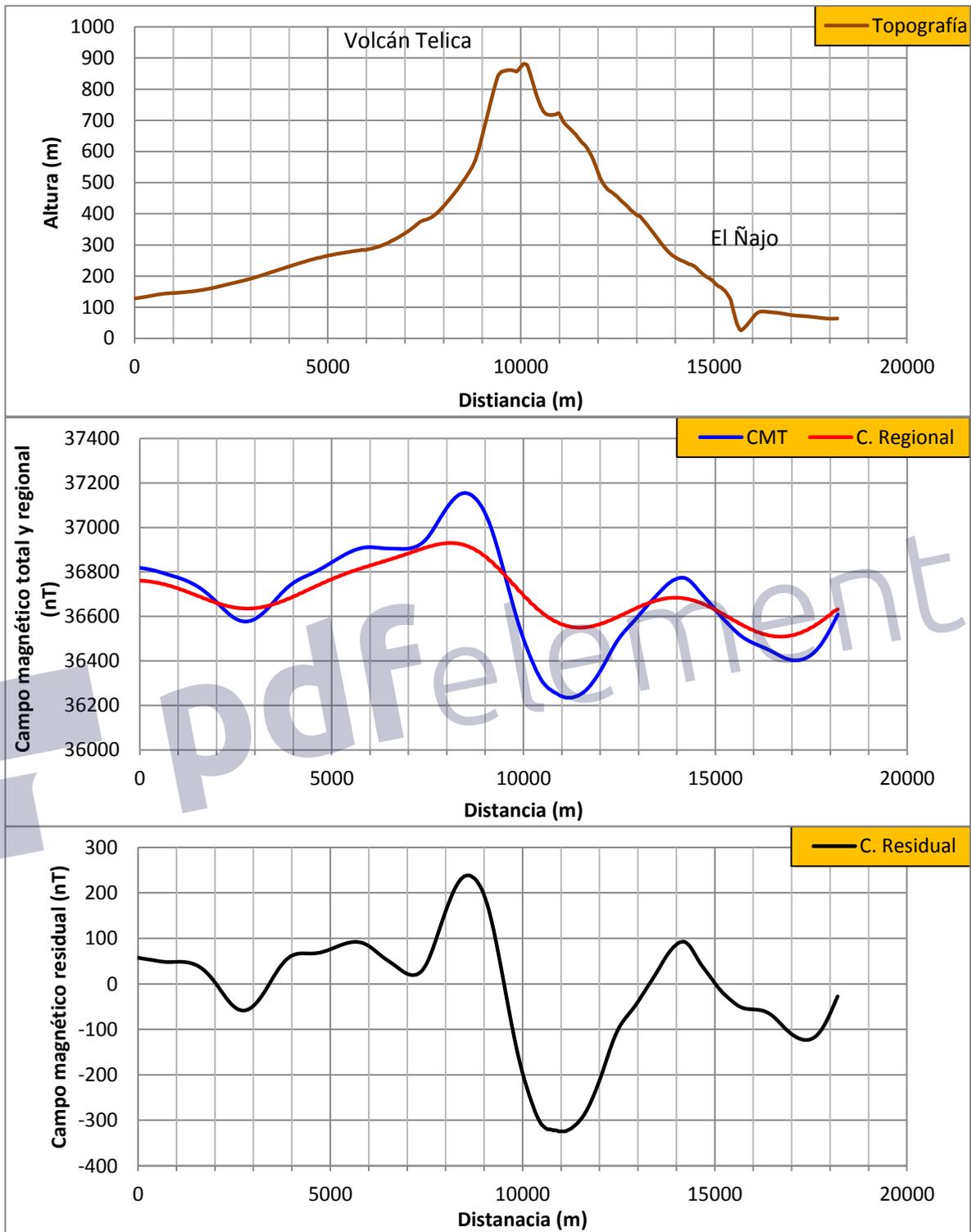


Figura 6.4.2.1: Perfiles A- A' topográfico, campo magnético total, campo magnético regional y campo magnético residual.

❖ **El perfil B – B´** de la **Figura 6.2.2.1**, rumbo N11°O. El perfil muestra un segmento que va de oeste a este, desde la Colonia Cristo Rey hasta San Jacinto Tizate, con una longitud aproximada de 14,3 km, esta sección cruza por el volcán en reposo Cerro Montoso, Caldera Pretelica, Telica, Caldera el Liston y Caldera San Jacinto.

Este perfil B - B´ muestra el campo magnético total (CMT) en un rango de 36160 a 37459 nT, el campo magnético regional (CMR) en un rango de 36366 a 37068 nT, el campo magnético residual va en el rango de -225 a 418 nT y el perfil topográfico con alturas que oscilan entre 195 a 567 metros sobre el nivel del mar.

Entre los 0,0-1,0km a lo largo del perfil B –B´ está conformado por materiales de relleno, producto de la erosión de las rocas en esa zona, depositados por la influencia del agua (sedimentos aluviales), material retrabajado por la acción humana (agricultura), sedimentos, pómez alterada y ceniza volcánica distribuidos homogéneamente sobre el terreno, se obtuvo un campo magnético total entre 36697 a 36731 nT, el campo magnético tuvo un comportamiento estable en esta área.

Entre los 1,0 - 4,0 km sobre el perfil B – B´ está conformado por depósito de sedimentos ($\kappa = 0,1 \times 10^{-3} SI$), depósitos de escorias líticas del volcán Telica ($\kappa = 0,8 - 6,64 \times 10^{-3} SI$) de composición andesíticas a dacíticas y los vestigios de la caldera Pre Telica mas profundos, esta es la base del complejo Volcánico Telica Rota, depósitos de flujos piroclásticos y depósitos de flujos lávicos andesíticos basálticos, los valores del campo magnético oscilaron entre 36851 a 37415 nT, más alto que el segmento anterior, genero una anomalía residual de 34 a 411 nT.

Entre los 4,0 – 7,0 km sobre el perfil B – B´ se encuentran depósitos de materiales volcánicos de Telica y Cerro Montoso superpuestos, estos están formados por horizontes de escorias con diferentes grados de meteorización e intercalaciones de tobas poco consolidadas ($\kappa = 4,5 - 6,34 \times 10^{-3} SI$), flujos

piroclásticos del Grupo Telica ($\kappa = 10 - 15 \times 10^{-3} SI$) poco erosionados y superpuestos con depósitos fuertemente erosionados de flujos piroclásticos del Grupo Cerro Montoso, además un depósito de flujo lávico andesítico basáltico ($\kappa = 30 - 40 \times 10^{-3} SI$). Esta superposición de materiales genera un campo magnético ascendente entre los 36742 a 37272 nT con susceptibilidades magnéticas altas, genera un residual positivo de los 74 nT a los 285 nT, poco menor a la anomalía generada por los vestigios de la caldera Pre Telica.

Entre los 7,0 – 10,0 km sobre el perfil B – B' se encuentra ubicado la caldera el Listón, La caldera San Jacinto, donde podemos ver una anomalía magnética de bajos valores pasando a través del volcán, este segmento del perfil está conformado por flujos piroclásticos muy líticos ($\kappa = 13 - 15 \times 10^{-3} SI$), escorias y depósitos de flujos lávicos andesíticos basálticos ($\kappa = 30 - 40 \times 10^{-3} SI$) muy erosionados y formando grandes causas, además de varios sistemas de fallas geológicas. Sin embargo, la fuerte erosión no explica del todo la anomalía negativa así que se concluye que el campo magnético actual tiene una dirección opuesta al campo magnético aplicado que magnetizó estos materiales en el pasado, se determinó una magnetización remanente entre 1 - 10 A/m para las andesitas basálticas (Ubieta, K 1995), dado explicación a tal anomalía magnética. (Ver **Figura 6.4.2.2**). El campo magnético total oscilo entre 36548 a 36828 nT, el residual magnético genero anomalías desde 83 a -37 nT.

Entre los 10,0 – 14,3 km sobre el perfil B – B' está conformado por una superposición de materiales del santa Clara. La litología de este segmento está formado por caídas líticas de escorias, tobas no muy compacta tobas, depósitos de flujos lávicos andesíticas meteorizadas y alteradas hidrotermalmente formado grandes bloque ($\kappa = 10 - 20 \times 10^{-3} SI$), en esta zona se encuentra los campor termales de San Jacinto Tizate. Las superposiciones de estos materiales generaron valores de campo magnético no muy estable entre 36192 a 36659 nT.

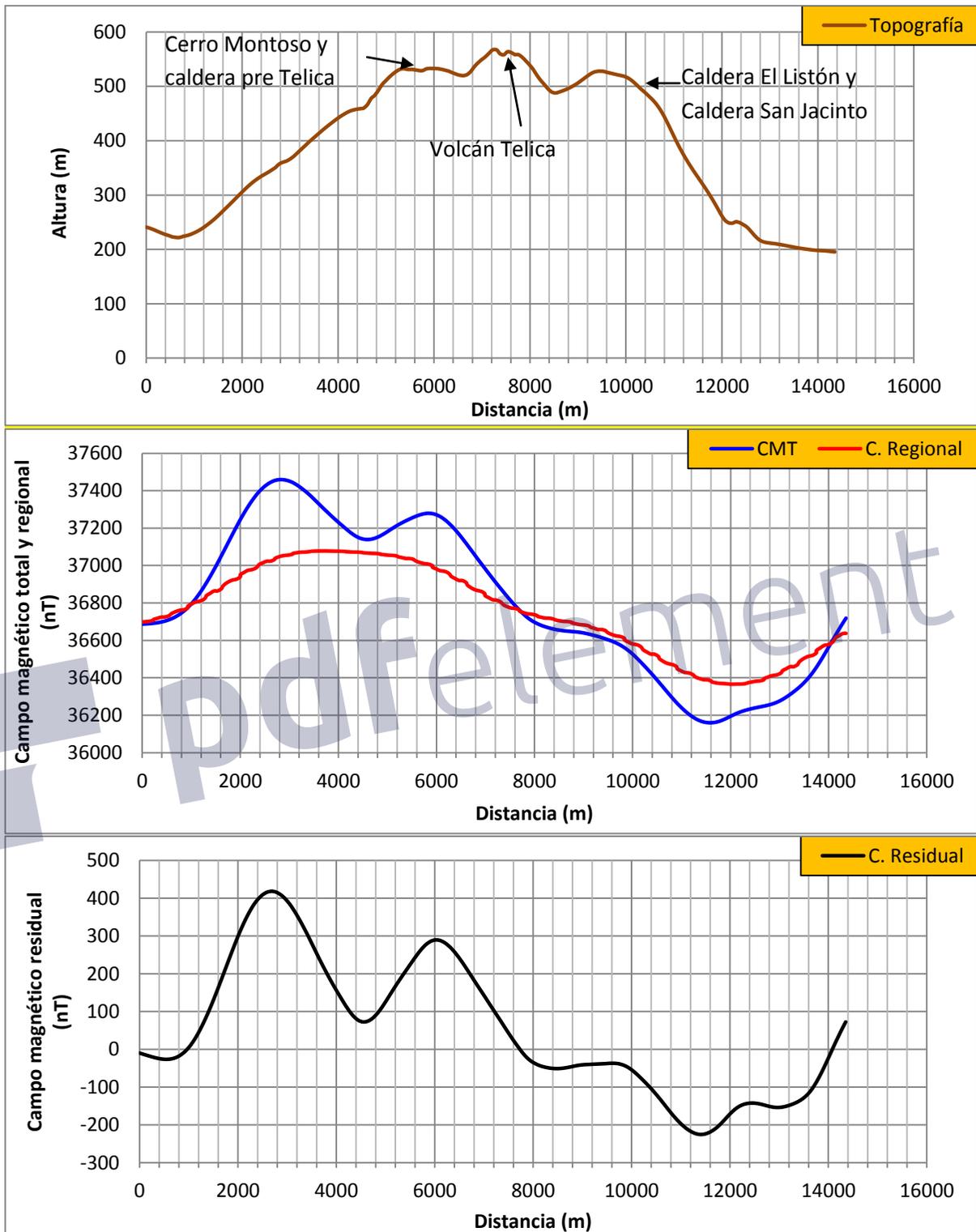


Figura 6.4.2.2: Perfiles B- B' topográfico, campo magnético total, campo magnético regional y campo magnético residual.

6.5 Análisis y discusión de resultados. Modelo Geofísico.

La información geológica de superficie para este trabajo proviene del Mapa Geológico Estructural del Pacífico de Nicaragua (*Hadreký, P., 2000*). Para definir las profundidades de los cuerpos que generan las anomalías magnéticas en la corteza superior se dispuso de la información sísmica existente (*INETER, 1994-2013*), con la cual se definió la estructura, profundidad y espesor geológico de estos cuerpos.

Para el control del modelado geofísico, se utilizó el mapa de anomalías magnéticas residuales y Campo Regional (Campo continuado hacia abajo), que permitió delimitar las estructuras a través de un modelo de la geometría de subsuelo, y para el control de las profundidades de las unidades se estimó la profundidad de la fuente usando los métodos como las reglas empíricas de profundidad (*Peters, et al., 1949*) y las reglas de Smith para la estimación de la máxima profundidad, además de los resultados de la sismicidad.

Finalmente el modelado magnético tuvo como base la geometría propuesta según la información geológica y sismológica existente, además de incorporar parámetros tales como la susceptibilidad magnética y la magnetización. Para el modelado del subsuelo se utilizó el programa POTENT v4.11.06 de GSS (Geophysical Software Solution) y para la presentación final de éstos se generó un *GIF desde el programa inicial.

A continuación se presentan los resultados de la estimación de la profundidad de la fuente de los cuerpos magnéticos que generan las anomalías magnéticas en cada uno de los perfiles y que corresponden a las estructuras volcánicas Cerro Montoso, Telica y Santa Clara, se utilizó las observaciones sismológicas, Método de Peters y Las Reglas de Smith, y se compararon cada uno de los resultados, dando excelentes estimaciones en cuenta a los rangos de profundidad:

Tabla 6.5.1: Estimación de Profundidad del cuerpo 1 (Volcán Telica) sobre el Perfil A – A´.

Método de Peters	Min	1500 m	(1650 ± 150) m
	Max	1800 m	
Reglas de Smith	Min	1952 m	(1693 ± 259) m
	Max	1434 m	
Resultados Sismológicos	Min	1500 m	(1750 ± 250) m
	Max	2000 m	

Tabla 6.5.2: Estimación de Profundidad del cuerpo 2 (Cerro El Ñajo) sobre el Perfil A – A´.

Método de Peters	Min	1000 m	(1300 ± 300) m
	Max	1600 m	
Reglas de Smith	Min	900 m	(1100 ± 200) m
	Max	1300 m	
Resultados Sismológicos	Min	1500 m	(1750 ± 250) m
	Max	2000 m	

Tabla 6.5.3: Estimación de Profundidad del cuerpo 3 (Caldera Pre Telica, Cerro Montoso) sobre el Perfil B – B´.

Método de Peters	Min	1100 m	(1250 ± 150) m
	Max	1400 m	
Reglas de Smith	Min	950 m	(1125 ± 175) m
	Max	1300 m	
Resultados Sismológicos	Min	1500 m	(1750 ± 250) m
	Max	2000 m	

Tabla 6.5.4: Estimación de Profundidad del cuerpo 4 (Volcán Telica) sobre el Perfil B – B´.

Método de Peters	Min	1300 m	(1450 ± 150) m
	Max	1600 m	
Reglas de Smith	Min	1400 m	(1650 ± 250) m
	Max	1900 m	
Resultados Sismológicos	Min	1500 m	(1750 ± 250) m
	Max	2000 m	

Para la estimación de la profundidad se restringió suponer que el cuerpo es de composición andesítico basáltico (Según la geología local) cuya magnetización remanente (*Ubieta K., et al 1995*) se calculó entre 0,5 a 10 A/m, aquí se utilizó para el cálculo de 1,0 y 1,5 A/m, dado que en referencia de la publicación de *Ubieta K., 1995*, establece que la mayoría de estos tipos de rocas se determinó una magnetización remanente menor a 1 A/m (~ 60% de las muestras), y una susceptibilidad magnéticas de 0,035.

➤ **Modelo magnético del Perfil A – A´.**

Se utilizó un modelo de 2 capas de diferentes susceptibilidades magnéticas, además de tomar en cuenta la magnetización remanente ya previamente determinadas por medio de trabajos anteriores (*Ubieta K., 1995*) en determinados materiales de origen volcánicos. Se utilizó una magnetización remanente de 1,0 A/m en los materiales andesíticos basálticos alterados para el cuerpo 1 y de 1,5 A/m para materiales andesíticos basálticos no alterados del cuerpo 2, con el fin de ajustar la curva del campo magnético residual tomando en cuenta una inclinación magnética remanente de 42° y una declinación magnética remanente de 0° (*Ubieta K., 1995*). Este modelo se invirtió utilizando estos parámetros de magnetización remanente y usando valores de la IGRF para el año 2013 debido a que en este periodo se obtuvieron los datos, al final se obtuvo un margen de error del 17% entre los valores observados y el modelo calculado (*Programa Potent v4.13.04, GSS*).

La primera capa posee una susceptibilidad magnética $\kappa_3 = 0,001$ en el Sistema Internacional (SI), este valor se utilizó debido al gran espesor de la cuenca sedimentaria del pacífico de Nicaragua que corresponden materiales volcano fluviales y depósitos sedimentarios de la Depresión Nicaragüense, estos valores fueron previamente medidos (*Hadreký et al 2000* y *Argüello G., 2012*). Se utilizó un espesor promedio de 6000m.

La segunda capa corresponde a depósitos conformado por materiales sedimentario del cuaternario y depósitos de materiales volcánico terciario (*Hadreký et al 2000*). Se utilizó una susceptibilidad magnética de $\kappa_4 = 0,01$ para esta capa. Se estimó un espesor promedio de 1500 m (Parson Corporation, 1972). (Ver **Figura 6.5.1**).

Para modelar el cuerpo 1 y 2 sobre este perfil A – A' se utilizó un cuerpo magnetizado con una susceptibilidad magnética de $\kappa_2 = 0,035$ SI y una magnetización remanente de 1,5 A /m (*Ubieta K., 1995*). Este cuerpo se localizó a 1500 metros de profundidad al realizar la inversión final del modelo y que corresponde al Volcán Telica. El segundo cuerpo se correlaciona con el Cerro El Ñajo, un campo termal remanente y cono adventicio, para ello se utilizó un susceptibilidad magnética de $\kappa_1 = 0,002$ y una magnetización remanente de 1 A/m con los mismo parámetros de inclinación y declinación magnética remanente antes mencionada, se estimó una profundidad de 900 m.

De la inversión del modelo se obtuvo las siguientes dimensiones del cuerpo 1: 2000 m de largo sobre el perfil magnético y 1500 m de ancho en profundidad, en comparación con los valores determinados en Tabla 6.51, caben dentro del margen de error estimado por los métodos empíricos ahí descritos (Reglas de Smith y el método de Peters). Este cuerpo se modeló como un material de composición andesítica basáltica no alterada (*Ver Tabla 3.10.1*), y los resultados se correlaciona con los datos sismológicos registrados, dado que localizamos en un corte sísmico una zona anómala a los 1750 ± 250 m de profundidad y el calculado por el modelo está a los 1500 m de profundidad (*Ver Tablas 6.3.1*). Esto corresponde a la actividad sísmica del volcán del Telica. El Cuerpo 2 se estimaron las siguientes dimensiones: 1000 x 500 m, caben dentro del margen de error estimado por los métodos empíricos, se modeló como un material de composición andesítica basáltica alterada ubicado el Cerro El Ñajo (*Ver Tabla 3.10.1 y Tabla 6.5.2*) con buena correlación entre los diferentes métodos y el modelo.

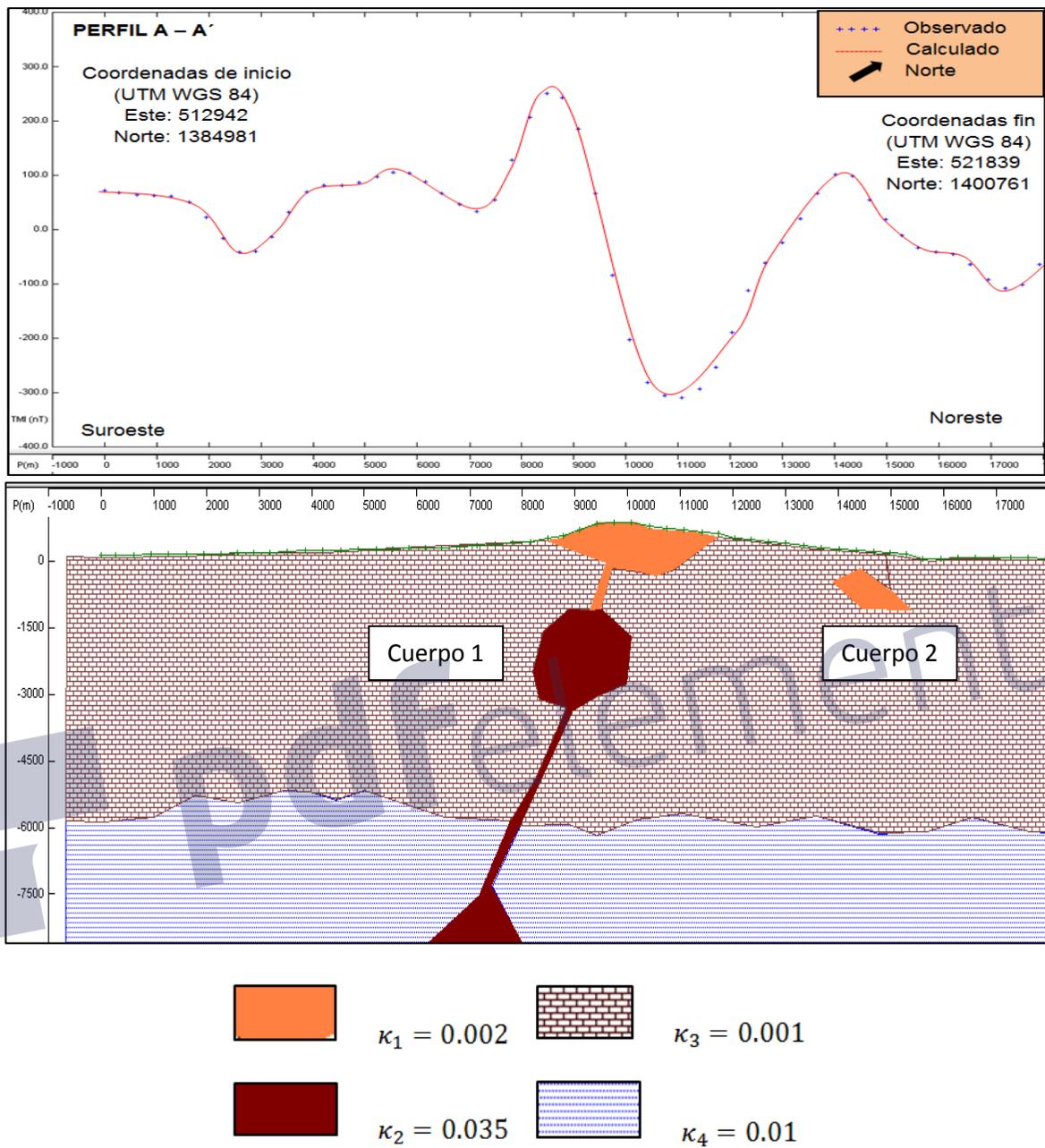


Figura 6.5.1: Perfil A –A´ modelo de anomalía magnético residual. (Argüello G, 2014).

➤ **Modelo magnético del Perfil B – B´.**

Se utilizó un modelo de 2 capas de diferentes susceptibilidades magnéticas las mismas utilizadas para generar el modelo A – A´ debido a que es la misma área y sin cambios bruscos en su composición ya que los paquetes mas grades conforman las estructuras regionales (Parson Corporation, 1972).

Para modelar el cuerpo 3 y 4 sobre este perfil B – B´ se utilizó un cuerpo magnetizado con una susceptibilidad magnética de $\kappa_2 = 0,035$ SI y una magnetización remanente de 1,5 A /m (Ubieta K., 1995). Estos cuerpos se localizaron a 800 y 1600 metros de profundidad al realizar la inversión final del modelo y que corresponde al Cerro Montoso y la caldera Pre Telica. El segundo cuerpo se correlaciona con el Volcán Telica. (Ver **Figura 6.5.2**).

De la inversión del modelo se obtuvo las siguientes dimensiones del cuerpo 3: 900 m de largo sobre el perfil magnético y 3200 m de ancho en profundidad, en comparación con los valores determinados en Tabla 6.5.3, caben dentro del margen de error estimado por los métodos empíricos ahí descritos (Reglas de Smith y el método de Peters). Este cuerpo se modeló como un material de composición andesítica basáltica (Ver Tabla 3.10.1) debido que es la base del complejo volcánico (Hadreky, 2000), y los resultados se correlaciona con los datos sismológicos registrados, dado que localizamos en un corte sísmico una zona anómala a los 1750 ± 250 m de profundidad y el calculado por el modelo está a los 1500 m de profundidad (Ver Tablas 6.3.3). Esto corresponde a la actividad sísmica del volcán del Telica. El Cuerpo 4 se estimaron las siguientes dimensiones: 2000 x 2000 m, caben dentro del margen de error estimado por los métodos empíricos, se modeló como un material de composición andesítica basáltca alterada ubicado el en el Volcán TElica (Ver Tabla 3.10.1 Tabla 6.5.4) con buena correlación entre los diferentes método y el modelo.

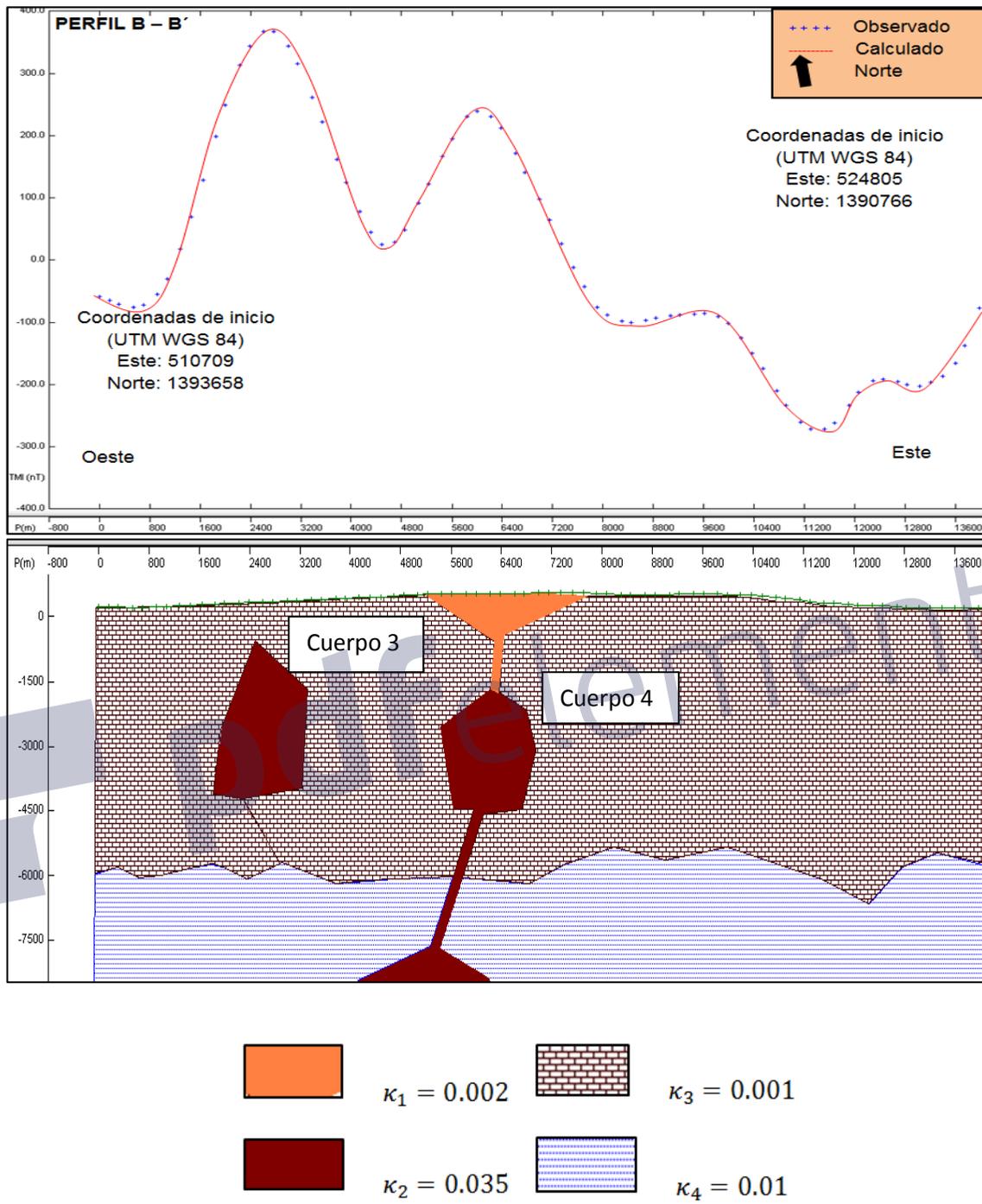


Figura 6.5.2: Perfil B-B' modelo de anomalía magnética residual. (Argüello G, 2014).

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1 Conclusiones.

- A través de la presente investigación se logro concluir que las fuentes generadores de sismos en el volcán Telica, están asociadas a la actividad volcano tectónica debido a la gran concentración de sismos bajo la estructura volcánica Telica lo que evidencia su actividad actual y ocurren a una profundidad somera de 1500 m aproximadamente y fallamiento local, tal como, se muestra en el mapa de distribución de los epicentros sísmicos y las fallas geológicas del área, las cuales poseen una buena correlación (ver Figura 6.1.3.2). Además de la distribución de esfuerzo regional en el área corrobora la ocurrencia de sismos. Finalmente el modelado magnético tuvo como base la geometría propuesta según la información geológica y sismológica existente, además de incorporar parámetros tales como la susceptibilidad magnética y la magnetización remanente.

- La fuente principal de sismos en el volcán Telica, la encontramos en un área de $2,0 \text{ km}^2$ y 1,5 km de espesor a una profundidad de 1,5 km. Esto obtenido de los cortes hipocentrales y el modelo geofísico que poseen una buena correlación en cuanto a la profundidad como los mostrados en la sección 6.1.3 y las dimensiones de los cuerpos modelados. Se utilizó una susceptibilidad magnética de 0,035 y una magnetización remanente de 1,5 A/m, declinación 0^0 y inclinación magnética remanente de 42^0 .

- Las características frecuenciales de la actividad sísmica a diario del volcán Telica corresponden en su mayoría a sismos Largo Periodo (LP) y tiene una

frecuencia pico de 2,9Hz, amplitudes que varían de los 400 a los 600nm, su fuente se localiza entre 5,0 y 10,0km y de arribos emergentes. La otra de las señales sísmica típicas son eventos volcano tectónicos (VT) con un amplio rango de frecuencias de 5,0 a 10,0Hz y amplitudes entre 290 a 1 200nm, su fuente está entre 3,5 y 10,0km respetivamente. La combinación de bandas de frecuencias correspondes a eventos relacionados con la combinación de LP y VT, en eventos multifases o sismos dobles.

- Del análisis de los perfiles con los registros sismológicos se nota que las zonas asísmica y donde puede estar localizadas los reservorios magmático (*según D. Hill, 1989*) del volcán Telica correspondes a profundidades entre 1,5 a 2,5km la más somera y un reservorios más profundo entre 8,0 a los 14,0km de profundidad.
- Por medio de los métodos magnéticos y sismológicos se logro encontrar las dimensiones y ubicación de los cuerpo que generaron anomalías magnéticas y que corresponden muy bien a las característica regionales geológicas en cuanto a espesores, los materiales circundantes en los que se encuentran inmersos estos cuerpos, los valores de alta sismicidad se correlacionan con las estructuras volcánica y fallamiento local, y los bajos valores magnéticos con zonas de fallas geológicas, estructuras volcánicas muy erosionadas, zonas de gran alteración hidrotermal y los altos magnéticos con estructuras menos alteradas y con la base del complejo volcánico Telica, la caldera Pre Telica, por lo que hay coherencia geológica.

7.2 Recomendaciones.

- Para investigación futura tener un catálogo sísmico más completo de esta región con mayor cantidad de información sísmica para investigar la distribución de los hipocentros y epicentros y definir con mayor precisión estructuras tales como el reservorio magmático con mayor precisión o lineamientos sísmicos que nos den indicios de zonas de fracturamiento interno, y la variación del valor b en el tiempo.
- Aplicar otras metodologías de prospección geofísica para comprobar con un tercer o cuarto métodos la ubicación más precisa del reservorios magmático.
- Definir y/o investigar un mejor modelo de velocidades que se ajuste al volcán Telica para obtener resultados sísmicos más confiables y menores errores.
- Muestreo de rocas de los diferentes depósitos y analizar la variación de la susceptibilidad magnética y/o respuestas eléctricas o electromagnéticas, con el fin de evaluar el comportamiento de los campos físicos asociados a cada propiedad.
- Correlacionar los resultados obtenidos con resultados de otras metodologías aplicadas en el área de estudio, tales como, parámetros geotérmicos, datos de GPS, térmicos entre otros, y caracterizar la actividad volcánica del Telica.
- Hacer un estudio geológico más detallado a escala semi-regional (1km entre observación) y/o semiregional (500km entre observación) de forma local para una mayor correlación geológica entre las anomalías obtenidas.

BIBLIOGRAFÍA

Blakely, R. 1995. *Potencial Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge U. Press. 441pp.

Bremaecker Jean-Claude. 1985. *Geophysics the Earth's Interior*. 1^{ra} ed. Wiley, United State.

Case, J.E., Holcombe, T.L. and Martin, R.G., 1984. "Map of geological provinces in the Caribbean region, in *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional tectonics*", eds Bonini W.E., Hargraves, R.B & Shagam, R., Geol. Soc. Am. Mem., 162, 1-30.

Caravantes G. G., Zurek J., and Ebmeier S. 2012. *Masaya Caldera (Nicaragua) and its internal ring fault. Implications of new geophysical and deformation datasets for hazard assessment in the area*. Cities on volcanoes 7. Section 3A1.1-9.

Connor, C.B. and S.N William. 1990. Interpretation of gravity anomalies, Masaya Caldera Complex, Nicaragua. Transaction of the 12th Caribbean Geological Conference, Aug, 7-11, 1989, and United State Virgin Island, 12, 495-502.

De Boer, J.Z. 1979. The outer arc of Costa Rica orogenesis: Ocean Basement complexes of the Nicoya and Santa Elena Peninsulas. *Tectonophysics*. V.56. 221-259pp.

Dengo, G. 1972. *Review of Caribbean serpentinites and their tectonic implications: Geologic al Society of America Memoir*, 132, p. 303-312.

Dengo, G. 1985. *Mid America; tectonic setting from the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia. The Ocean Basins and Margins*. New York, Plenum Press, v.7, p. 123-180.

Dobrin Milton B., Savit, Carl H. 1988. *Introduction to Geophysical Prospecting*. 4ta edicion. ed. Mc Graw-Hill. 867 pag.

Donnelly, T. W., G. S Horne, R. C Finch, and López-Ramos, E. 1990. *Northern Central America; the Maya and Chortís blocks*. The Geology of North America, v. 11.

DeMetz, C., R.G, Gordon., D.F, Argus., and Stein, S. 1990, Current Plate Motion. *Geophysical journal International*. V, 101. 425-478pp.

Dreger, D. y D. Helmberger (1993). *Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data*. *J. geophys. Res.* 98, 8107-8125.

D. Stacy Frank; H. Paul David (2008). *Physics of the earth*. Cambridge University Press. 4^{ta} ed.

Frischbutter, A., 2002. "Structure of the Managua graben, Nicaragua, from remote sensing images" *Geofísica Internacional*, v. 41, p. 87-102.

Funk Justin, Mann Paul, McIntosh Kirk and Stephens Jason (2009). *Cenozoic tectonics of the Nicaraguan depression, Nicaragua, and Median Trough, El Salvador, based on seismic-reflection profiling and remote-sensing data*. University of Texas, Austin, 78712, USA.

Geirsson H., Rodgers Mel., LaFemina P. and others. 2011. *Multidisciplinary observations of the 2011 explosive eruption of Telica volcano, Nicaragua: Implications for the dynamics of low-explosivity ash eruptions*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 271 (2014) 55–69.

Grant Z. and G.F. West. 1965. *Interpretation Theory in applied geophysics*. *Geofísica Internacional*. Ed. Mc.Graw-Hill.Book Company, United State, 41, 87-102.

Griffiths, D.H; King, R.F. (1981). *Applied geophysics for geologists and engineers*. 2 ed. Oxford.Pergamon Press.

H. Williams (1991). *Teoría Electromagnética*. 5ta ed. Mc Graw Hill.

Hanks, T.C. y H. Kanamori (1979). *A moment magnitude scale*. *J. geophys. Res.* 84, 23480-23500.

Hadreky, P., et al. (2000). *Estudio geológico y reconocimiento de la amenaza Geológica en el área de León, La Paz Centro y Malpaisillo, Nicaragua*. Servicio Geológico Checo (CGU) y INETER. Nicaragua.

IAVCEI, 1973-80. Post-Miocene Volcanoes of the World. *IAVCEI Data Sheets, Rome: Internatl Assoc Volc Chemistry Earth's Interior*.

Ibañez J.M. and Carmona E. 1998. *Sismicidad volcánica*. Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada. España.

INETER, (2010). *Amenazas Naturales de Nicaragua*. 1^a ed. Managua, Nicaragua.

INETER, 1999-. Volcanoes en Nicaragua. *Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER)*. .

Incer J, 1988. Central American volcanic events (1524-1924). *Unpublished manuscript*, 52 p.

Jost, M.L. y R.B. Herrmann (1989). A student's guide to and review of moment tensors. *Seismol. Res. Lett.* 60, 37-57.

LaFemina, P. 2011. Studies of seismogenesis in Central America utilizing geodetic data. Presentación, ICTP Workshop: Seismic sources in Central America, Heredia, Costa Rica.

Mather, T.A., Pyle, D.M., Tsanev, V.I., McGonigle, A.J.S., Oppenheimer, C., Allen, A.G., 2006. *A reassessment of current volcanic emissions from the Central American arc with specific examples from Nicaragua*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 149, 297–311. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.021>.

McBirney, A.R. 1956. The Nicaraguan volcano Masaya and its Caldera Transaction. *American Geophysical Union*, 37, 83-96pp.

Mc.Birney. 1975. Volcanic History of Nicaragua. Volumen 55. University of California publications in geological sciences, Calif University of California Berkeley. pp 73.

Metaxian, J-P. 1994. Étude Sismologique et gravimétrique d'un volcano Actifs Dynamisme Interne et Structure de La Caldera Masaya, Nicaragua. Unpublished Ph.D. Thesis, Laboratoire D'instrumentation Géophysique, université de Savoie, France, 319pp.

Molnar, P. and Sykes, L. R., 1969. "Tectonics of Caribbean and Middle American regions from focal mechanisms and seismicity", *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1639-1684.

Morales Alejandro. Historia de los volcanes de Nicaragua, INETER, Nicaragua. (<http://webserver2.ineter.gob.ni/geofisica/vol/historia/hist.html>).

Parasnis, D. S. (1972). *Geofísica Minera*. Paraninfo Madrid.

Parasnis, D. S. (1997). *Principles of Applied geophysics*. 5ª. edición. ed. Chapman and Hall, London.

Parsons Corporation, 1972. "The geology of western Nicaragua: Nicaragua", Tax Improvement and Natural Resources Inventory Project, Final Technical Report, Volume IV.

Protti, M., Guendel, F. and McNally, K. 1993. “*The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network*”, *Phys. Earth planet. Inter.*, 84, 271-287.

Resnick R., Halliday D., Kranc K. (2001). *Física*. Vol.1 y Vol.2. ed. Continental Mc. Graw Hill, Mexico

Richter, C. (1958), *Elementary Seismology*. W. H. Freeman y Co., EUA.

Segura F. (2011). Algunas características de la zona de subducción en Nicaragua. Poster, INETER, Managua.

Smithsonian Institution-CSLP, 1968-2011. [Event notification cards]. *Center for Short-Lived Phenomena (CSLP) Event Cards*

Telford W.M., Geldart L.P., and R.E. Sheriff. (1990). *Applied Geophysics*. 2^a edition. Cambridge University Press, United State. 770 pag.

Tenorio B. V. (1989). *Relación preliminar entre la actividad del complejo volcánico Masaya y su campo Geomagnético*. Trabajo Monográfico, Departamento de Física, Facultad de Ciencias e Ingeniería. UNAN-Managua.

Tenorio, V. (Ed.), 2008. Boletín Anual, Sismos y Volcanes de Nicaragua, reporte. INETER, Managua.

Tenorio, V. (Ed.), 2011. Boletín Mensual, Sismos y Volcanes de Nicaragua–Marzo, 2011, reporte. INETER, Managua.

Ubieta H. Karla. 1995. *Geological Structures at the Southern Edge of the Chortis Crustal Block, Nicaragua: A Geophysical Analysis*. Lulea University of Technology, Sweden. 23, 114-121 pag.

Udías Vallina, Mezcuca A. Rodriguez, J. (1986). *Fundamentos de Geofísica*. 1^{ra} edición. ed Alambra, Madrid.

Weyl, R. 1980. *Geology of Central America*. Berlin Bontrager, 371pp.

Wilfried Strauch. Explosión en el volcán Telica en el 2004 <http://webserverz.ineter.gob.ni/geofisica/vol/telica/descr.html>.

Williams S N, 1985. *La erupción de los volcanes Telica, Nicaragua, 1982*. *Bol Vulcanologic. Universidad Nacional de Costa Rica*, 15: 10-19.

Wesnousky S.G. 1994. *The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, which is it?*. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 84.

Williams Jones, G. Rymer, H. and Rothery, D.A. 2002. Gravity change and passive degassing at the Masaya caldera complex, Nicaragua. Journal of Volcanology and Geothermal Research, In Press.

 pdfelement

ANEXOS

A. Estaciones Sísmica ubicadas alrededor del Volcán Telica.

Tabla A.1: Estaciones Sísmica que conforman el SAT de Telica.

Estación	Coordenadas		Altura [m]
	Latitud	Longitud	
Télica (TELN)	12,606320°	-86,834817°	870
Herminio (HERN)	12,609279°	-86,831032°	750
Joya (HOYN)	12,599665°	-86,826189°	775
Polvalera (POLN)	12,649299°	-86,812945°	130
Quebrachal (QUEN))	12,591833°	-86,851833°	450
Telica 3 (TEL3)	12,572466°	-86,845581°	300

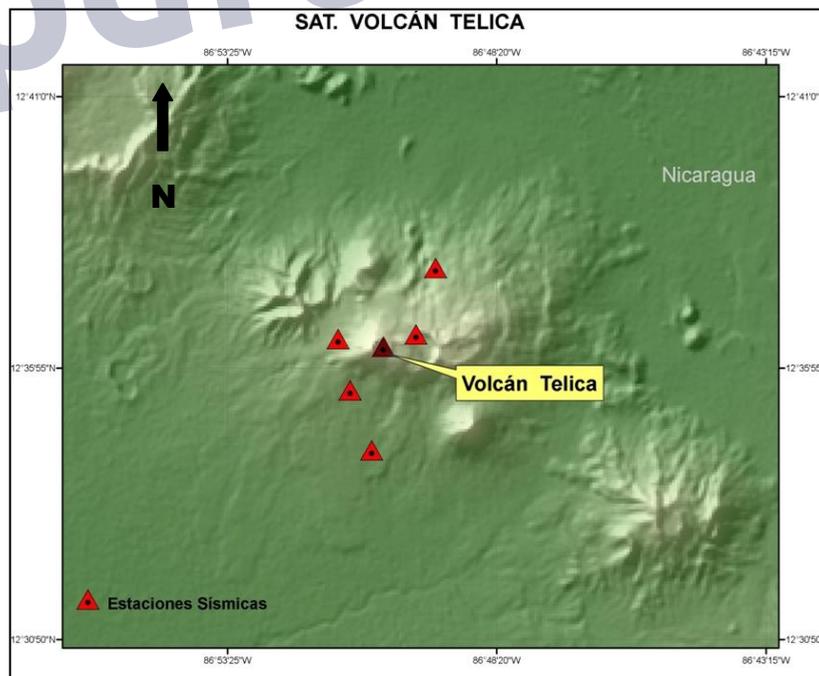


Figura A.1: Sistema de Alerta Temprana (SAT) ubicado en el volcán Telica. (INETER; Elaborado por V. Tenorio).

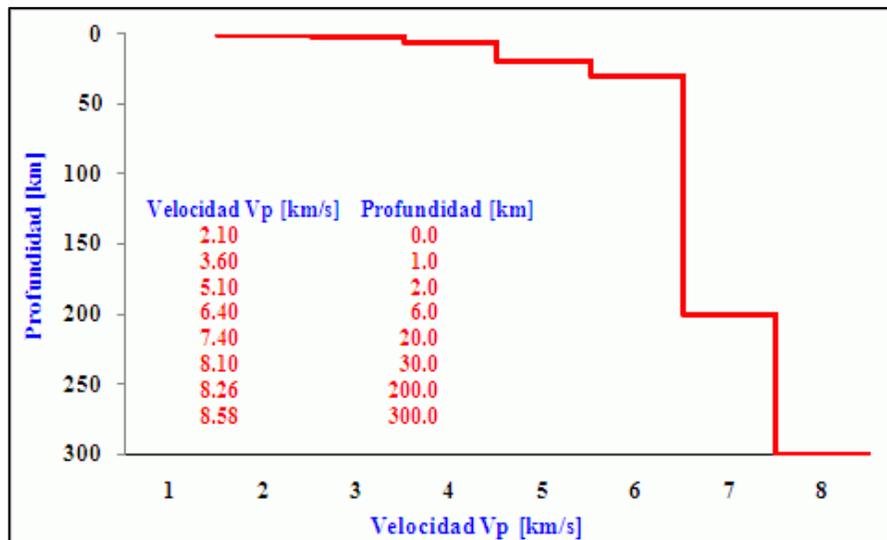


Figura A.3: Modelo de velocidades utilizado en Nicaragua, para determinar la localización de un sismo. (V. Tenorio, 2013). Meter este modelo en la localización de eventos.

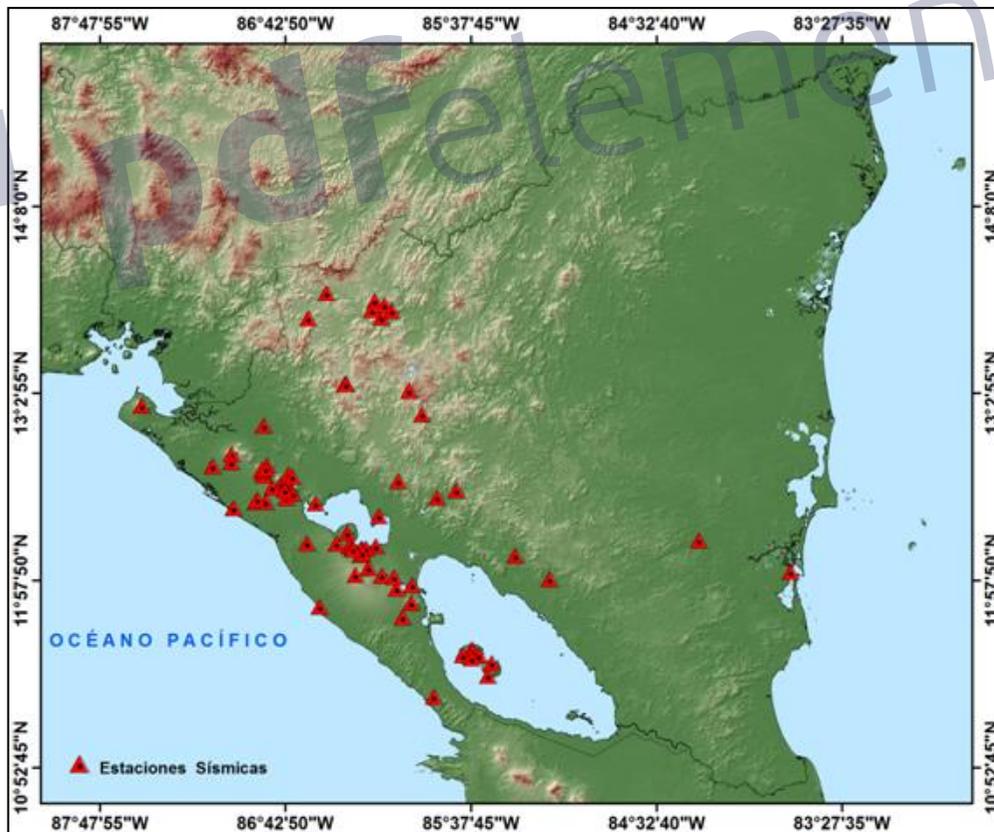


Figura A.4: Mapa de la Red Sísmica Nacional en Nicaragua, 2013. (V. Tenorio, 2013).

B. Mapa Geológico de Telica.

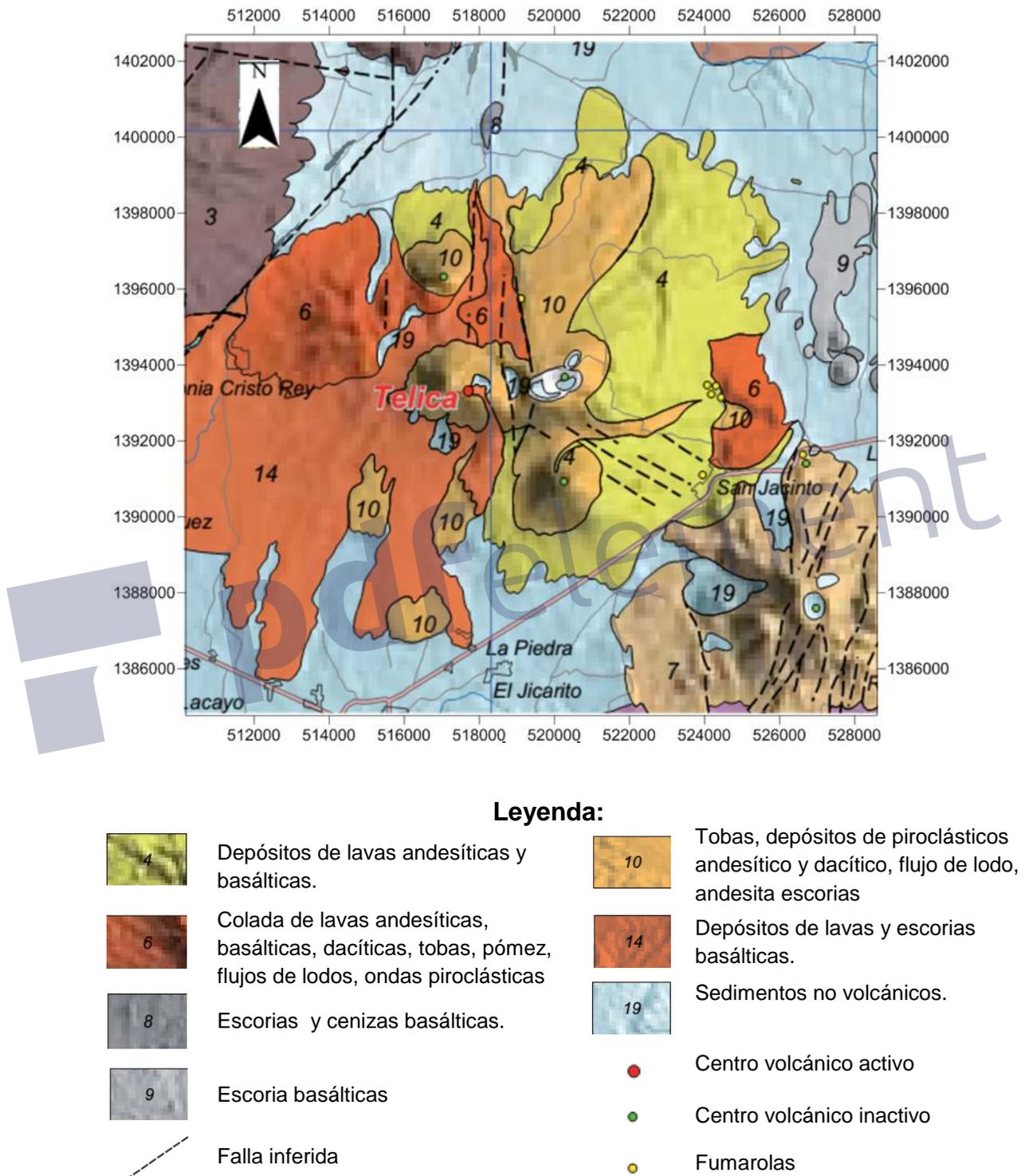


Figura B.1: Mapa Geológico del complejo volcánico Telica. (Fuente Hadrecký et al, 2000).

C.Composición química de las lavas en el complejo volcánico Telica Rota.

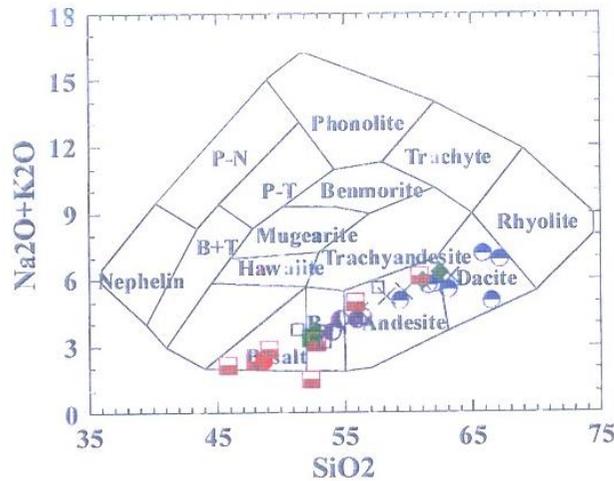


Figura C.1: Distribución de los tipos de lavas según los porcentajes de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ en función del contenido de SiO_2 . (Hradecký et al, 2000).

- lavas de Telica
- Telica, volcanes satélites
- Caldera Pre-Telica
- × Cerro Rota, Amapola
- Cerro Negro
- ◆ lavas El Hoyo
- zona El Recreo
- pómez, flujos piroclásticos Malpaisillo, La Paz, El Hoyo

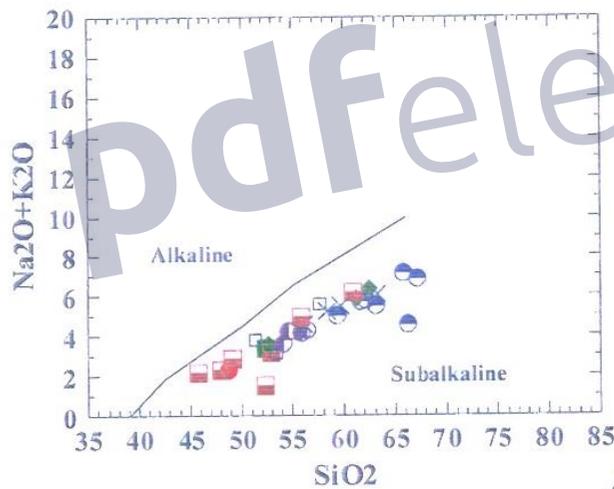
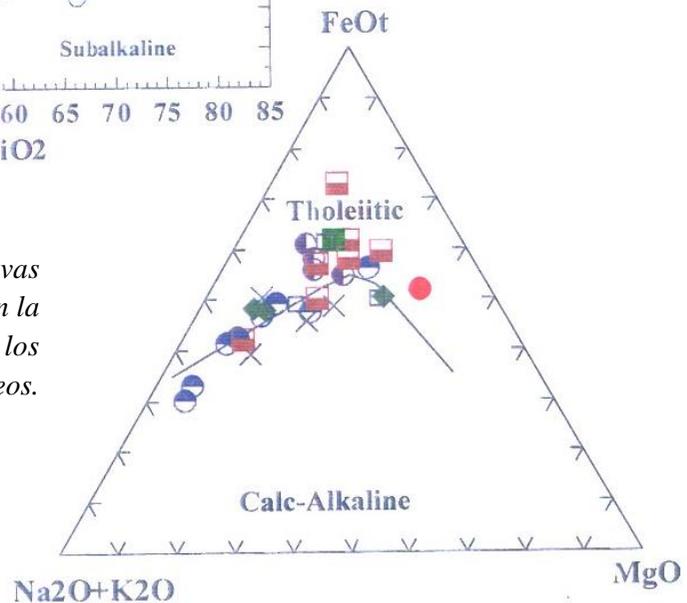


Figura C.2: Distribución de los compuestos alcalinos según los porcentajes de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ en función del contenido de SiO_2 . (Hradecký et al, 2000).

Figura C.3: Distribución de las lavas del complejo volcánico Telica según la clasificación modal en función de los contenidos alcalinos y férricos. (Hradecký et al, 2000).



D. Estimación de la profundidad de la fuente en magnetometría.

➤ Reglas de Smith para la máxima profundidad:

La profundidad de una estructura anómala es una cantidad muy importante a determinar en prospección magnética. Algunas reglas para determinarlas se hacen usando observaciones magnéticas sobre una sección y asumimos con certeza que existe un cuerpo próximo a la superficie. En general para la determinación de reglas para la profundidad no existen. Sin embargo Smith ha encontrado una relación para la máxima profundidad z en donde se encuentra el cuerpo más superficial que causa la anomalía magnética, esta puede determinarse sin hacer alguna consideración acerca de la forma del cuerpo.

Dado el máximo valor absoluto del primer y segundo gradiente horizontal (T/m y T/m^2) de la densidad de flujo vertical de la anomalía a lo largo del perfil medido. La magnetización puede variar en magnitud pero asumimos que donde sea es paralelo en todo el cuerpo, pero no necesariamente en el mismo sentido. El máximo valor absoluto de la magnetización lo denotamos por $|M|_{max}$ (A/m). Smith demostró, las siguientes relaciones (originalmente estaban en un sistema irracionalizado), ya en un sistema racionalizado:

$$z \leq 3^{\frac{1}{2}} \pi \left(\frac{\mu_0}{4\pi} \right) \frac{|M|_{Max}}{\left| \frac{\partial Z}{\partial x} \right|_{Max}} \quad D.1$$

$$z^2 \leq 2^{\frac{1}{2}} 6\pi \left(\frac{\mu_0}{4\pi} \right) \frac{|M|_{Max}}{\left| \frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} \right|_{Max}} \quad D.2$$

➤ Regla empírica de profundidad (Método de Peters):

Un sin número de reglas se han creado para la estimación de la profundidad de la experiencia en la interpretación magnética. Esto se basa en la forma del

perfil, Peters (1949) fue probablemente el primero en relacionar la profundidad a una extensión horizontal de porciones de pendientes en los flancos, y la técnica de variación de pendiente son las más populares de los métodos. El gradiente vertical es también usado en tales reglas (Barongo, 1985). El método de las pendientes suele usarse, especialmente en interpretaciones aeromagnéticas. Técnicas graficas usa los flancos inclinados (pendientes) para la estimación de la profundidad (Nettleton, 1971; Spector, 1979). En la figura S es la extensión horizontal, de una porción de la curva que representa un segmento lo más linealmente posible (máxima pendiente). Se trazan dos líneas tangentes al perfil y con la mitad de la máxima pendiente, la distancia entre estos puntos de tangencia es P. La profundidad de la fuente viene dado por estas porciones de curvas dado por:

$$h = k_1 d \quad 1,67 \leq k_1 \leq 2,0$$

D.3

$$h = k_2 P \quad k_2 \sim 0,68$$

D.4

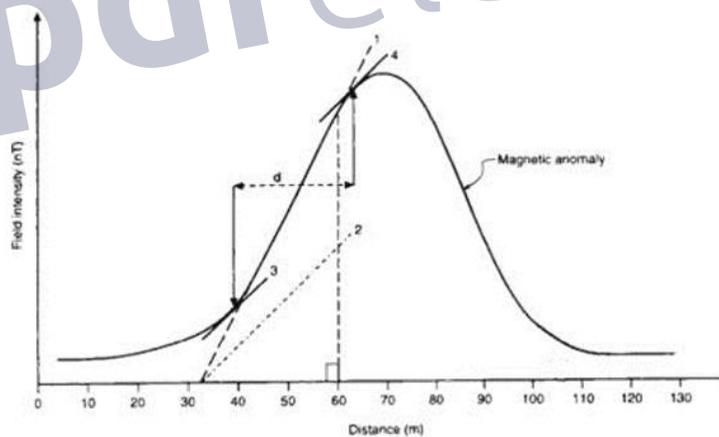


Figura D.1: Método de Peters. Estimación empírica de la Profundidad.