



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

MAGNETOMETRÍA DE LA ISLA SOCORRO,
ARCHIPIÉLAGO DE LAS REVILLAGIGEDO.

T E S I S

Que para obtener el título de:

INGENIERO GEOFÍSICO

Presenta:

MARISOL ESCORZA REYES

Director:

Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi



Ciudad Universitaria, México DF, 2010.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Jaime Urrutia y su esposa por todo el apoyo, disponibilidad y confianza; por su calidad humana y por el gran ejemplo que representan para las personas que los rodean.

A los miembros del jurado: Dr. Osvaldo Sánchez, M. C. David Escobedo, M.C. Esteban Hernández e Ing. Jorge Nieto. Agradezco profundamente el tiempo dedicado a la revisión de este trabajo, todas y cada una de sus sugerencias fueron muy importantes para el enriquecimiento de mi tesis y mi aprendizaje.

A mis padres por toda la motivación, comprensión y el cariño que me han brindado, pero sobre todo por el gran sacrificio que han realizado en sus vidas para darnos a mis hermanos y a mí la formación que tenemos. Muchas gracias por todo mamá y papá, porque sin ustedes yo no estaría escribiendo el día de hoy estas líneas.

A mis hermanos Norma y Dany, por sus bromas, su cariño y por siempre escucharme, porque no sólo son mis hermanos, también son mis amigos.

A Julio Alberto por toda su paciencia, ayuda, el amor que me brinda, por su buen humor, por el apoyo, por la comprensión, por los buenos consejos, por los cuidados, por toda la confianza; en resumidas cuentas, gracias por formar parte de mi vida.

A mis amigos, porque de cada uno he aprendido muchas cosas, no sólo de geofísica, también de la vida. Gracias por las pláticas hasta el amanecer, por las fiestas con brindis interminables, por los abrazos, los consejos y por siempre estar cuando los necesito.

A la UNAM por la beca otorgada durante mi formación de licenciatura.

Al Instituto de Geofísica por la beca otorgada para la realización de la tesis.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	1
I. INTRODUCCIÓN	2
1. OBJETIVOS	3
II. ÁREA DE ESTUDIO: ISLA SOCORRO	4
1. LOCALIZACIÓN	4
2. GEOLOGÍA.....	5
2.1. HISTORIA ERUPTIVA DE ISLA SOCORRO.....	5
2.2. EL VULCANISMO EN LA ISLA	11
2.3. MORFOLOGÍA DE LOS FLUJOS DE LAVA Y CONOS CINERÍTICOS.....	13
3. TECTÓNICA DE PLACAS	15
III. ANTECEDENTES TEÓRICOS	18
1. INTRODUCCIÓN	18
2. EL CAMPO GEOMAGNÉTICO.....	18
3. MAGNETÓMETRO DE PRECESIÓN DE PROTONES.....	24
4. CORRECCIONES	25
5. FILTRADO DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS	27
6. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS	29
7. MAGNETIZACIÓN EN ROCAS VOLCÁNICAS	31
8. UNIDADES DE MEDICIÓN.....	32
IV. MÉTODOS	33
1. LOGÍSTICA DE CAMPO	33
1.1. ACCESO A LA ISLA	33
1.2. INSTRUMENTACIÓN.....	33
1.3. LEVANTAMIENTO MAGNETOMÉTRICO	34
2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS.	36
2.2. FILTRADO DE LA ANOMALÍA.....	39
3. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS MUESTRAS DE ROCA	40
V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	43
1. ANOMALÍAS MAGNÉTICAS	43
2. MODELADO DIRECTO 2D	50
VI. CONCLUSIONES	67
BIBLIOGRAFÍA	69

ÍNDICE DE FIGURAS

FIG. 1. UBICACIÓN DEL ARCHIPIÉLAGO DE REVILLAGIGEDO E ISLA SOCORRO.	4
FIG. 2. ISLA SOCORRO. SITIOS DE REFERENCIA.	5
FIG. 3. MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DE ISLA SOCORRO. FASES PRECALDERA Y POSTCALDERA (MODIFICADA DE BOHRSON ET AL, 1996).	6
FIG. 4. MAPA GEOLÓGICO DEL SECTOR SURESTE DE ISLA SOCORRO (MODIFICADA DE BOHRSON ET AL., 1996). SE OBSERVA LA DISTRIBUCIÓN DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS, ADEMÁS DE LA RELACIÓN ESTRATIGRÁFICA ENTRE ELLAS Y ALGUNOS RASGOS ESTRUCTURALES DE INTERÉS.	8
FIG. 5. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA CONSTRUIDA CON LAS EDADES DE ROCAS ENCONTRADAS EN ISLA SOCORRO, PERTENECIENTES A FLUJOS DE CENIZA. ESTA COLUMNA PRESENTA ZONAS DE SOLDADURA, LAS CUALES SON EVIDENCIA DE LA ACTIVIDAD PIROCLÁSTICA EN LA ISLA (MODIFICADA DE BOHRSON ET AL, 1996).	10
FIG. 6. MAPA DE LA MORFOLOGÍA DE ISLA SOCORRO (TOMADA DE ORTEGA Y SÁNCHEZ, 1985).	13
FIG. 7. LOCALIZACIÓN DE LAS FRACTURAS PRINCIPALES DEL PACÍFICO ESTE: SE SEÑALA CON UN RECTÁNGULO LA ISLA SOCORRO.	15
FIG. 8. TECTÓNICA DEL PACÍFICO ESTE.	16
FIG. 9. LÍNEAS DE CAMPO GEOMAGNÉTICO.	19
FIG. 10. REPRESENTACIÓN DEL VECTOR DE CAMPO MAGNÉTICO. LA INTENSIDAD DE CAMPO (F) Y SUS PROYECCIONES HORIZONTAL (H) Y VERTICAL (Z) ESTÁN RELACIONADAS A TRAVÉS DE LOS ÁNGULOS DE INCLINACIÓN (I) Y DECLINACIÓN (D).	23
FIG. 11. MAGNETÓMETRO DE PRECESIÓN DE PROTONES GEOMETRICS, MODELO G-856. A) CONSOLA DEL MAGNETÓMETRO Y B) SENSOR DEL MAGNETÓMETRO ADAPTADO A UNA VARILLA DE ALUMINIO.	25
FIG. 12. TIPOS DE COMPORTAMIENTO MAGNÉTICO. A) PARAMAGNETISMO, B) FERROMAGNETISMO, C) ANTIFERROMAGNETISMO Y D) FERRIMAGNETISMO.	30
FIG. 13. PERFILES MAGNETOMÉTRICOS PROSPECTADOS SOBRE ISLA SOCORRO. EN NARANJA SE MUESTRAN LAS ESTACIONES PERTENECIENTES AL PERFIL 1 Y EN VERDE LAS ESTACIONES DEL PERFIL 2.	34
FIG. 14. LOCALIZACIÓN DE LAS ESTACIONES CON MUESTRAS DE ROCA DE LA ISLA SOCORRO.	40
FIG. 15. MAPA DE ANOMALÍA MAGNÉTICA DEL SECTOR SURESTE DE ISLA SOCORRO.	43
FIG. 16. (A) ANOMALÍA MAGNÉTICA DEL SECTOR SURESTE DE LA ISLA. (B) REDUCCIÓN AL POLO DE LA ANOMALÍA; EL CAMPO GEOMAGNÉTICO SE TRANSFORMA EN VERTICAL $I=90^\circ$, LO QUE PERMITE UNA MEJOR DEFINICIÓN DE LAS ANOMALÍAS Y SU UBICACIÓN.	44
FIG. 17. (A) ANOMALÍA REGIONAL DE SEGUNDO GRADO. (B) ANOMALÍA RESIDUAL.	45
FIG. 18. (A) ANOMALÍA REGIONAL DE TERCER GRADO. (B) ANOMALÍA RESIDUAL.	46
FIG. 19. (A) ANOMALÍA REGIONAL DE CUARTO GRADO. (B) ANOMALÍA RESIDUAL.	46
FIG. 20. (A) CONTINUACIÓN ASCENDENTE A 500 M. (B) CONTINUACIÓN ASCENDENTE A 1000 M. LAS CONTINUACIONES ASCENDENTES PERMITEN OBSERVAR LA ANOMALÍA QUE SERÍA MEDIDA EN UN NIVEL SUPERIOR AL QUE SE REALIZARON LAS MEDICIONES. ÉSTE PROCESO ES UN CRITERIO IMPORTANTE PARA LA ELECCIÓN DEL POLINOMIO A AJUSTAR EN LA SEPARACIÓN DEL REGIONAL-RESIDUAL.	47

FIG. 21. CONTINUACIÓN ASCENDENTE A 1500 M.	48
FIG. 22. (A) CONTINUACIÓN DESCENDENTE A 100 M. (B) CONTINUACIÓN DESCENDENTE A 200 M.	49
FIG. 23. CONTINUACIÓN DESCENDENTE A 400 M.	49
FIG. 24. PERFIL "A" UTILIZADO PARA LA CONSTRUCCIÓN DE LOS MODELOS TEÓRICOS. ESTE PERFIL CRUZA LA TOTALIDAD DE LA ISLA EN DIRECCIÓN ~NW-SE.	50
FIG. 25. MODELO TEÓRICO DE DOS FALLAS CON (A) SUSCEPTIBILIDAD DECRECIENTE Y (B) SUSCEPTIBILIDAD CRECIENTE A PROFUNDIDAD.	52
FIG. 26. MODELO ESTRUCTURAL DEL SUBSUELO DE ISLA SOCORRO CON SUSCEPTIBILIDAD DECRECIENTE A PROFUNDIDAD Y COLAPSO DE LA PARTE CENTRAL.	53
FIG. 27. MODELO ESTRUCTURAL DEL SUBSUELO DE ISLA SOCORRO CON SUSCEPTIBILIDAD CRECIENTE A PROFUNDIDAD Y COLAPSO DE LA PARTE CENTRAL.	54
FIG. 28. MODELO TEÓRICO DE FALLAS LÍSTRICAS CON (A) SUSCEPTIBILIDAD DECRECIENTE Y (B) SUSCEPTIBILIDAD CRECIENTE A PROFUNDIDAD.	55
FIG. 29. MODELO TEÓRICO CON UNA FALLA, COLAPSO DE LA ZONA CENTRAL Y SUSCEPTIBILIDAD DECRECIENTE A PROFUNDIDAD.	56
FIG. 30. MODELO TEÓRICO CON UNA FALLA, COLAPSO DE LA ZONA CENTRAL Y SUSCEPTIBILIDAD CRECIENTE A PROFUNDIDAD. ...	57
FIG. 31. MODELO TEÓRICO DE SÍNTESIS CON SUSCEPTIBILIDAD DECRECIENTE A PROFUNDIDAD.	58
FIG. 32. MODELO TEÓRICO DE SÍNTESIS CON SUSCEPTIBILIDAD CRECIENTE A PROFUNDIDAD.	59
FIG. 33. MAPA DE ANOMALÍA RESIDUAL DE TERCER GRADO CON LA LOCALIZACIÓN DE LOS PERFILES UTILIZADOS PARA EL MODELADO 2D.	60
FIG. 34. MODELO BIDIMENSIONAL DE LA ANOMALÍA OBSERVADA PARA EL PERFIL 2. LA SUSCEPTIBILIDAD DE LAS CAPAS SE INCREMENTA A PROFUNDIDAD.	61
FIG. 35. MODELO BIDIMENSIONAL DE LA ANOMALÍA OBSERVADA PARA EL PERFIL 1 CON SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA CRECIENTE A PROFUNDIDAD.	62
FIG. 36. MODELO BIDIMENSIONAL DE LA ANOMALÍA OBSERVADA PARA EL PERFIL 2 CON SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA CRECIENTE A PROFUNDIDAD.	63
FIG. 37. MODELO BIDIMENSIONAL DE LA ANOMALÍA OBSERVADA PARA EL PERFIL 1 CON SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA CRECIENTE A PROFUNDIDAD.	63
FIG. 38. MODELO BIDIMENSIONAL DE LA ANOMALÍA OBSERVADA PARA EL PERFIL 2 CON SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DECRECIENTE A PROFUNDIDAD.	64
FIG. 39. MODELO BIDIMENSIONAL DE LA ANOMALÍA OBSERVADA PARA EL PERFIL 1 CON SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DECRECIENTE A PROFUNDIDAD.	65
FIG. 40. MODELO BIDIMENSIONAL DE LA ANOMALÍA OBSERVADA PARA EL PERFIL 2 CON SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DECRECIENTE A PROFUNDIDAD.	66
FIG. 41. MODELO BIDIMENSIONAL DE LA ANOMALÍA OBSERVADA PARA EL PERFIL 1 CON SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DECRECIENTE A PROFUNDIDAD.	66

ÍNDICE DE GRÁFICAS

GRÁFICA 1. CAMPO MAGNÉTICO TOTAL DEL PERFIL 1.....	35
GRÁFICA 2. CAMPO MAGNÉTICO TOTAL DEL PERFIL 2	36
GRÁFICA 3. VARIACIÓN DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO DEL DÍA 5 DE MAYO DE 2008.	37
GRÁFICA 4. VARIACIÓN DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO DEL DÍA 6 DE MAYO DE 2008.	37
GRÁFICA 5. ANOMALÍA MAGNÉTICA DEL PERFIL 1	38
GRÁFICA 6. ANOMALÍA MAGNÉTICA DEL PERFIL 2	39
GRÁFICA 7. SUSCEPTIBILIDAD A ALTA Y BAJA FRECUENCIA DE LAS MUESTRAS DE ROCA DE ISLA SOCORRO.	41
GRÁFICA 8. DIAGRAMA DE DISPERSIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD DE LAS MUESTRAS DE ROCA DE ISLA SOCORRO. EN EL EJE DE LAS ABSCISAS SE PRESENTA LA SUSCEPTIBILIDAD A BAJA FRECUENCIA; EL EJE DE LAS ORDENADAS PRESENTA EL % DE DEPENDENCIA DE LA FRECUENCIA. LAS MUESTRAS DE ROCA POR DEBAJO DE LA LÍNEA ROJA PRESENTAN UNA COMPOSICIÓN ESENCIALMENTE BÁSICA.....	42

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE ALGUNAS ROCAS ÍGNEAS.....	31
TABLA 2. UNIDADES UTILIZADAS EN MAGNETOMETRÍA (MODIFICADA DE ARGOTE-ESPINO, 2008)	32
TABLA 3. SUSCEPTIBILIDAD DE LAS MUESTRAS DE ROCA DEL SECTOR SURESTE DE ISLA SOCORRO.	41

RESUMEN

Isla Socorro pertenece al archipiélago de Revillagigedo, ubicado en el extremo norte de los Montes Matemáticos, cerca de su intersección con la fractura de Clarión. Los Montes Matemáticos representan el extremo de una dorsal abandonada cuya actividad migró hacia la Cordillera del Pacífico Este hace aproximadamente 3.5 millones de años. Socorro es la isla más grande del archipiélago y representa la parte emergente de un edificio volcánico activo. Su origen y evolución ha sido tema de numerosos estudios, así como la composición peralcalina de su historia eruptiva reciente.

En mayo del 2008 se realizó un estudio magnetométrico de carácter regional en la porción sureste de Isla Socorro, como parte del Proyecto Revillagigedo de Geofísica Marina. El estudio consistió en la realización de dos perfiles en dirección NW-SE y NE-SW, con longitud aproximada de 5 y 6 km respectivamente, para describir las estructuras principales del subsuelo a través de sus anomalías magnéticas. En conjunto a la prospección se realizó la recolección de muestras de roca para su análisis en laboratorio. Los resultados de la prospección se presentan en este trabajo de Tesis.

Los datos magnetométricos fueron corregidos y posteriormente filtrados con continuaciones ascendentes y descendentes a distintos niveles, además de realizar la separación de las anomalías residual y regional. Los resultados de este proceso se utilizaron para el modelado bidimensional de los perfiles, en conjunto con la información aportada por las mediciones de laboratorio de las muestras de roca y la realización de un grupo de modelos teóricos de la parte emergida de la isla. Los modelos teóricos se plantearon a través de un perfil NW-SE y se basaron en distintos escenarios descritos en estudios geológicos previos, donde los eventos más sobresalientes son: una cámara magmática somera, la formación y evolución de la caldera producto de un colapso, y la migración de la actividad volcánica hacia el exterior de la isla.

Los mapas magnéticos reflejan una anomalía negativa correspondiente a la Formación Evermann y anomalías positivas debidas al campo volcánico de Lomas Coloradas. El modelo bidimensional que satisface a las anomalías observadas, es en el cual la susceptibilidad magnética aumenta a profundidad en un rango de 0.01 a 35×10^{-3} emu. Los modelos teóricos que concuerdan con este rango de susceptibilidad plantean una caldera que pudo ser originada por fallamiento del bloque central o colapso del mismo debido al repliegue del magma a profundidad.

I. INTRODUCCIÓN

Isla Socorro es la isla más grande del Archipiélago de Revillagigedo y está localizada en las coordenadas geográficas 18°41'57" N y a los 110°56'33" O, a 460 km al sureste de Cabo San Lucas y 650 km al oeste de Manzanillo, en la costa del Pacífico.

La isla Socorro representa el pico emergente de un edificio volcánico de grandes dimensiones que asciende desde el piso marino. La superficie de la isla está dominada por conos de escoria y ceniza, flujos de lava y domos de composición predominantemente peralcalina. El punto más alto de la isla (~1050 m) es una estructura volcánica correspondiente a la cima del volcán de escudo Evermann, la cual está caracterizada por una estructura de caldera donde ocurre actividad fumarólica en la actualidad.

El desarrollo del vulcanismo en Isla Socorro ha sido ampliamente analizado (Bohrson et al, 1996), siendo puntos de interés la evolución y características de la caldera, cuya pared sólo se encuentra expuesta parcialmente. Para explicar la razón de la ausencia de la porción restante, se han planteado dos hipótesis principales: la primera la ubica en un contexto de fallas que ocasionaron su hundimiento, mientras que la segunda propone un colapso debido a la migración lateral del magma.

La composición peralcalina de los eventos eruptivos recientes ha llegado a suponer que la cámara magmática es somera y está siendo realimentada por un magma basáltico, o el magma se encuentra estratificado.

La magnetometría es una técnica geofísica utilizada en la actualidad en distintos ámbitos desde la exploración minera hasta en aplicaciones ambientales, debido a las facilidades que ésta ofrece en campo y a su capacidad para proveer información detallada de contrastes en propiedades magnéticas en estructuras del subsuelo. En un principio la prospección magnetométrica se restringía a la exploración minera, aunque ahora se ha convertido en una herramienta clave para la exploración de hidrocarburos, agua subterránea y fuentes geotérmicas, así como en la exploración regional, donde las mediciones magnéticas han aportado valiosa información para el entendimiento del contexto tectónico a través de las anomalías del piso marino (Nabighian et al., 2005).

Los resultados estudios magnetométricos del piso oceánico han sido de gran utilidad para describir el comportamiento del campo magnético terrestre a través del tiempo: el movimiento del polo magnético y las reversiones de polaridad del mismo, los cuales se ven reflejados en las anomalías magnéticas del piso marino (Klitgord y Mammerickx, 1982).

Con el propósito de realizar una exploración regional, se efectuó un levantamiento magnetométrico a través de dos perfiles sobre la porción sureste de Isla Socorro, cuyos resultados de anomalías magnéticas, filtrado y modelado bidimensional se presentan en este trabajo, para así poder describir las estructuras principales que componen el subsuelo de la zona.

1. OBJETIVOS

El estudio magnetométrico realizado en el sector sureste de Isla Socorro plantea cubrir los siguientes objetivos:

- Caracterizar la anomalía magnética en el sector sureste de la isla.
- Proponer un modelo magnetométrico de la estratigrafía volcánica.
- Encontrar a través de la caracterización de la anomalía, indicios de rasgos estructurales que apoyen o refuten las hipótesis de Bryan (1959) y Bohrson et al (1996), respecto a la evolución de la caldera en la isla.
- Estimar la anomalía magnética de un perfil que atraviesa la superficie de la isla.

II. ÁREA DE ESTUDIO: ISLA SOCORRO

1. LOCALIZACIÓN

El sector norte de la Cordillera de los Montes Matemáticos define la ubicación del centro de expansión de una dorsal en el Océano Pacífico abandonada hace aproximadamente 3.5 millones de años, cuando la actividad migró a la Cordillera del Pacífico Este (Mammerickx et al., 1988). En el extremo norte de la dorsal, en la intersección con la Zona de Fractura Clarión se tienen 4 islas volcánicas que componen el Archipiélago de Revillagigedo: Socorro, Clarión, San Benedicto y Roca Partida (ver Fig.1), las cuales son miembros emergentes de un grupo de numerosos montes submarinos.

Isla Socorro pertenece al Archipiélago de Revillagigedo, está localizada a los $18^{\circ}41'57''$ de latitud norte y a los $110^{\circ}56'33''$ de longitud oeste, y pertenece políticamente al estado de Colima. Está situada a 716 km al oeste de puerto de Manzanillo, Colima y a 480 km de la Península de Baja California.

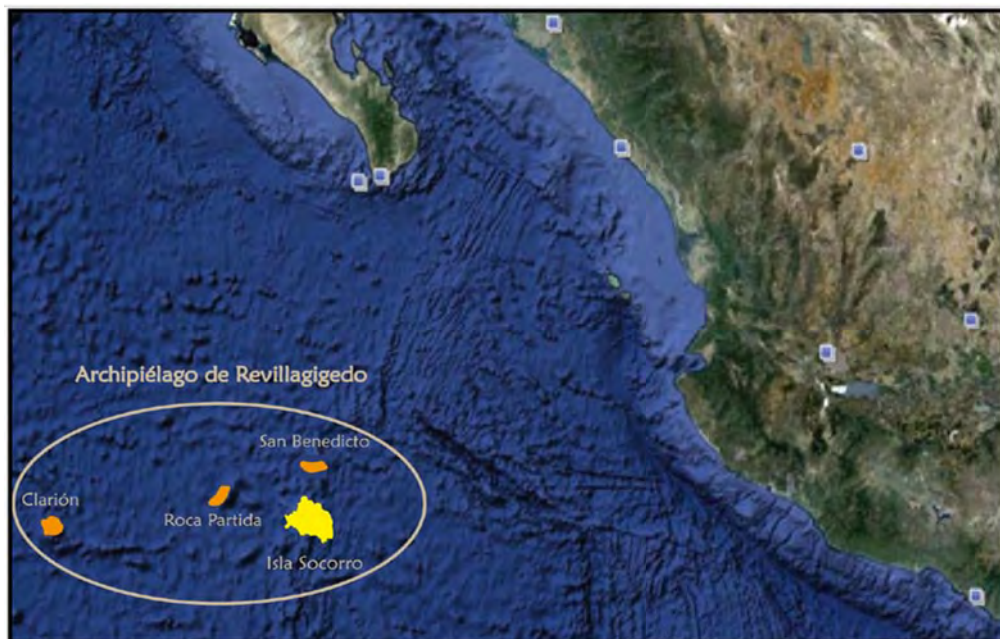


Fig. 1. Ubicación del Archipiélago de Revillagigedo e Isla Socorro.

A continuación se mencionan algunos puntos de referencia sobre la isla (Ver Fig. 2.), que serán de utilidad para ubicarnos espacialmente en los próximos capítulos:

1. En la zona sureste, el sector militar.
2. En la región este, el Cabo Pearce y la pista de aterrizaje.
3. En el extremo norte se encuentra el Cabo Middleton, con dos ensenadas: Bahía Fonton en la porción oeste y Bahía Academia en la zona este.
4. En la zona más occidental de la isla, se encuentra Cabo Henslow y al sur de éste, Punta Tosca.



Fig. 2. Isla Socorro. Sitios de referencia.

2. GEOLOGÍA

2.1. HISTORIA ERUPTIVA DE ISLA SOCORRO

La historia eruptiva de Isla Socorro está dividida en dos principales eventos (Bohrson y Reid, 1995; Bryan, 1996): precaldera y postcaldera, aunque estudios realizados posteriormente, señalan la presencia de un tercer evento de importancia denominado sincaldera (Bohrson et al, 1996).

El primer evento denominado precaldera, fue predominantemente explosivo y construyó la base del volcán sobre el piso marino, culminando con la formación de la caldera entre los 370 ka y 540 ka (Bohrson et al., 1996). Remanentes de esta caldera se encuentran en la actualidad representados por una depresión topográfica prominente, cerca de la cima del Cerro Evermann.

Seguido de un periodo de tranquilidad, comenzó el segundo evento llamado postcaldera, con erupciones riolíticas muy explosivas, cuyo centro de derrame se encontró localizado en la caldera, en conjunto con extrusiones menos explosivas y más volumétricas de lava basáltica proveniente de los conductos al sur de la isla.

Estos conductos basálticos están restringidos en áreas debajo de los 600 m de elevación sobre el nivel del mar (snm) y 3 de los 5 eventos basálticos conocidos están por debajo de los 100 m snm.

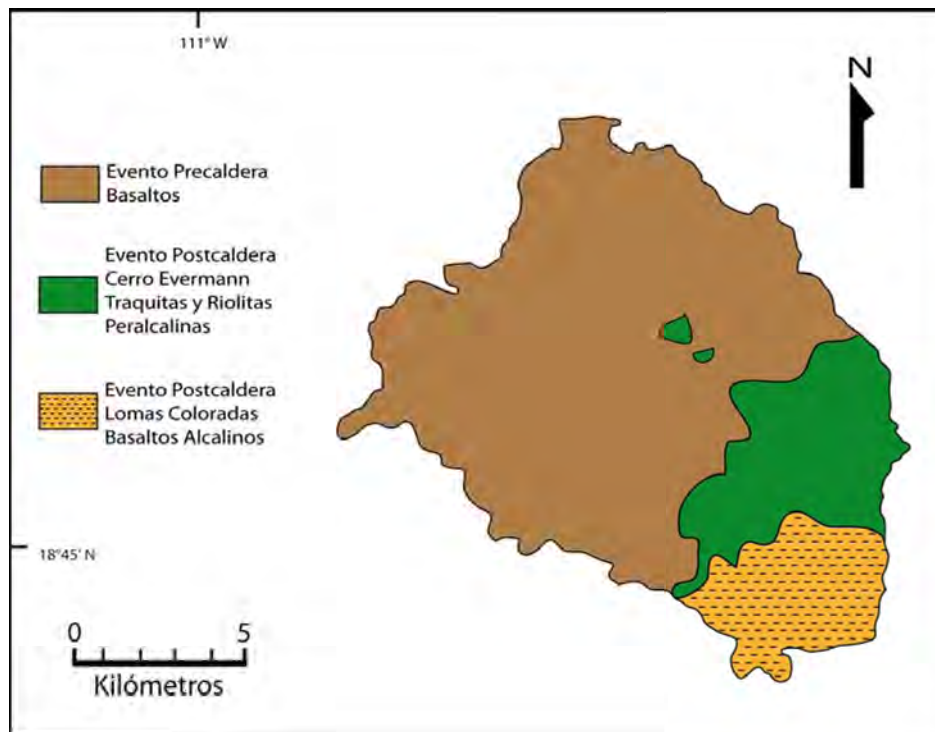


Fig. 3. Mapa Geológico simplificado de Isla Socorro. Fases Precaldera y Postcaldera (Modificada de Bohrson et al, 1996).

En la figura 3 se observa la distribución a grandes rasgos de las fases eruptivos de la isla. A continuación se describen ambas fases de forma más detallada, así como también, la fase sincaldera, mencionada anteriormente.

Fase Precaldera

Las rocas pertenecientes al evento precaldera están caracterizadas por ser productos de erupciones explosivas, las más antiguas de gran volumen y composición basáltica, mientras que las más jóvenes y escasas están compuestas de riolita peralcalina (Bohrson y Reid, 1995).

La exposición de la fase precaldera se limita al lado este de la isla, en la base del acantilado sur de Cabo Pearce (Fig. 2), donde los basaltos postcaldera se encuentran cubiertos por depósitos de sílice peralcalina.

Muchos de los depósitos peralcalinos precaldera sobre la isla son tobas de flujos de ceniza. Los depósitos al noreste de Bahía Braithwaite, consisten en pómez con fragmentos de roca y carencia de partículas finas, en cuya base se puede reconocer una capa de suelo o una brecha.

La Caldera (Fase Sincaldera)

Aproximadamente a 600 m de elevación en el lado sureste de la cima de la Isla, un acantilado arqueado y bien definido conforma la frontera de una depresión. Esta característica prominente es probablemente la pared de los restos de una caldera anterior (Bryan, 1959, citado por Bohrson et al., 1996). Sólo el 30% de la pared del lado este se encuentra expuesta. Usando la trayectoria de ésta exposición y la línea de contorno de ~600 m como guía, es posible reconstruir una caldera cuyas dimensiones son ~ 4.5 × 3.8 km y se prolonga en dirección NW-SE (Bohrson et al., 1996); tal tamaño es consistente con las dimensiones típicas de una caldera de volcán peralcalino. La exposición de la mitad de la pared rodea un área triangular definida por dos flujos de lava postcaldera.

Bryan (1966, citado por Bohrson et al., 1996) sugiere que la caldera pudo haber sufrido una falla que hizo descender la mitad oeste de la pared para ser posteriormente sepultada, sin embargo, no existen evidencias estructurales en superficie. Por otra parte, en base a las edades del piso y pared de la caldera, que oscilan entre ~ 182 y 370 ka, Bohrson (1996) plantea que si la caldera se formó en ~370 ka, el colapso pudo haber ocurrido en una erupción explosiva del sector sureste, pero si la formación de la caldera ocurrió después de dicha erupción, entonces el colapso pudo haber sido causado por la migración lateral de magma o por el repliegue del magma hacia una zona de mayor profundidad, lo que en ambos casos provocaría el desprendimiento del soporte del techo.

Fase Postcaldera

Después de los eventos de la actividad precaldera siguió un periodo de inactividad de 200 ka. El volcanismo predominantemente silícico peralcalino postcaldera inició hace ~ 180 ka y continuó por lo menos hasta hace 15 ka (Bohrson et al., 1996).

A la fase postcaldera se le ha dividido, según su composición mineralógica y localización geográfica, en dos formaciones geológicas: Formación Cerro Evermann y Formación Lomas Coloradas, cuya distribución en el sector sureste de la isla, se muestra en la figura 4.

Formación Cerro Evermann. Esta formación cubre el 70% de la isla, está conformada de traquitas y riolitas peralcalinas que hicieron erupción en los flancos de la caldera norte, sur y oeste. Está dominada por domos, conos y flujos de lava. Se pueden encontrar algunas evidencias de actividad explosiva menor que se ve reflejada en delgadas capas de pómez de sílice que se han preservado en suelos y sedimentos (Bohrson et al. 1996).

En la zona sureste de la pared de la caldera se encuentra un flujo de lava de riolita peralcalina vesicular y vítrea. Además, se puede reconocer un domo de riolita peralcalina dentro de la caldera, que fue confinado por la pared este de la misma estructura (Bohrson et al., 1996).

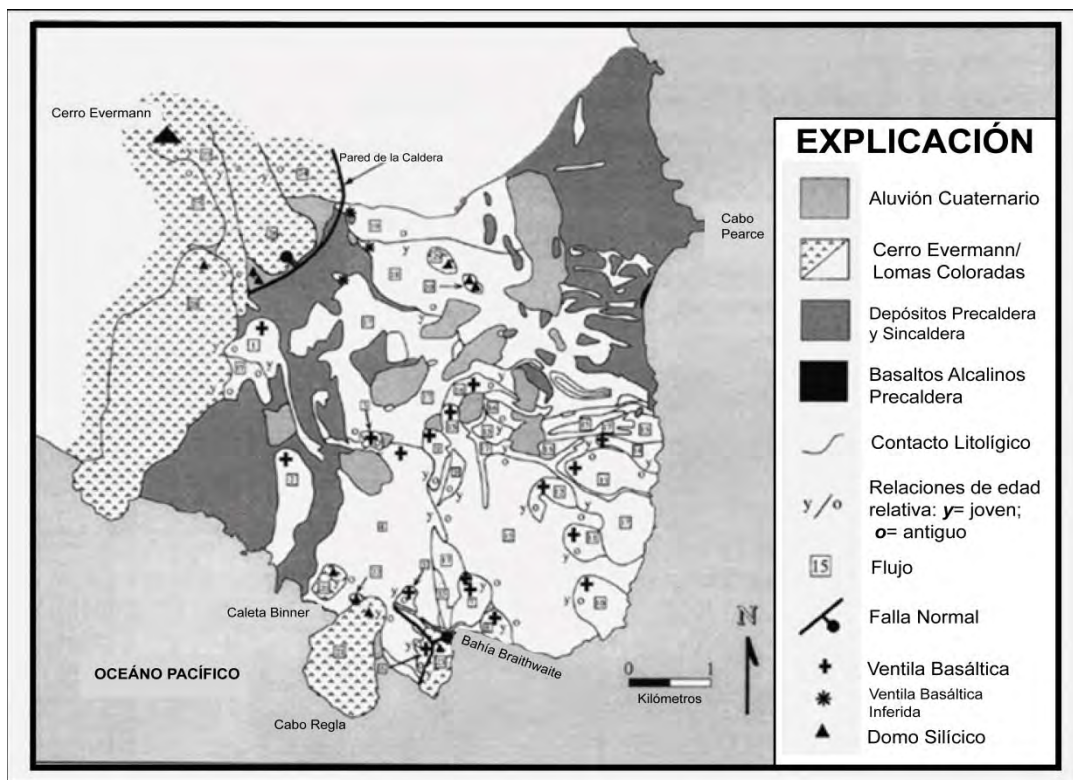


Fig. 4. Mapa Geológico del Sector Sureste de Isla Socorro (Modificada de Bohrson et al., 1996). Se observa la distribución de las unidades volcánicas, además de la relación estratigráfica entre ellas y algunos rasgos estructurales de interés.

Formación Lomas Coloradas. Ésta formación cubre aproximadamente el 20% de la isla y está conformada por conos y flujos de lava de basaltos alcalinos, restringidos al cuadrante sureste de la isla. Se han identificado 17 conos de ceniza esparcida de basalto.

La morfología de los flujos de lava es principalmente pahoehoe, con sistemas de drenaje locales bien desarrollados, además es posible encontrar aunque en menor cantidad, flujos de lava tipo aa (Bohrson et al., 1996).

Las formaciones pertenecientes a la fase eruptiva postcaldera son contemporáneas y se encuentran restringidas al cuadrante sureste de la isla (Bohrson y Reid, 1995). El magmatismo silícico y basáltico durante la fase postcaldera puede ser explicado si se supone una cámara magmática estratificada, compuesta de soda-riolita, yaciendo encima de una columna de magma basáltico (Siebe et al. 1996).

Descripción de Litofacies

Los periodos precaldera y sincaldera están compuestas comúnmente por depósitos de lava holocristalinos, sin fragmentar y sin vesículas, que carecen de inclusiones líticas (Bohrson et al., 1996).

Existen horizontes caracterizados por estructuras lenticulares y fragmentos líticos, bien preservados, además de presentar una foliación en bandas, textura vitroclástica y estructuras lenticulares entre 5% a 20% en una matriz soldada. Las estructuras lenticulares están usualmente aplanadas y estrechas en dirección del eje de elongación, es decir, cuesta abajo. La zona de soldadura expuesta en los canales de corriente es paralela a las paredes del paleovalle, así como también, las estructuras lenticulares.

En las rocas de Isla Socorro, abundan ~ 10% de fragmentos líticos que incluyen obsidiana, pórfido de basalto vesicular, y riolita o traquita peralcalina.

Al norte de Cabo Pearce existen zonas densamente soldadas, cada una de aproximadamente 15 m de espesor, que carecen de líticos y estructuras lenticulares. La zona que tiene la menor densidad de soldadura, la cual su base no se encuentra expuesta, subyace a una brecha de fragmentos subangulares de traquita y riolita peralcalinas.

Existen zonas parcialmente soldadas, en donde existe pómez moderadamente aplanada y fragmentos líticos angulares que yacen encima de la brecha. La zona mayormente soldada, que se localiza en la cercanía de la cima de la columna estratigráfica, está cubierta por una zona parcialmente soldada.

Aproximadamente a 1.5 km al norte de Cabo Pearce, se distingue una zona basal, densa y compleja, dominada por fragmentos líticos y pómez. La proporción de los fragmentos líticos y pómez varía, y sus concentraciones locales exceden el 40% de fragmentos líticos y el 70% de pómez (ver Fig. 5).

El depósito se encuentra clasto-soportado, con menos de 10% de matriz de ceniza. En general, los fragmentos están pobremente clasificados y son masivos, aunque se observa una vaga estratificación definida por los líticos que están clasificados por tamaño. Además, pueden encontrarse algunas estructuras lenticulares expuestas. Los fragmentos líticos de riolita y traquita vesicular peralcalina, y pómez tienen dimensiones dentro del rango de 0.5 a 50 cm, y menores a 1 cm y raramente mayores a 10 cm, respectivamente.

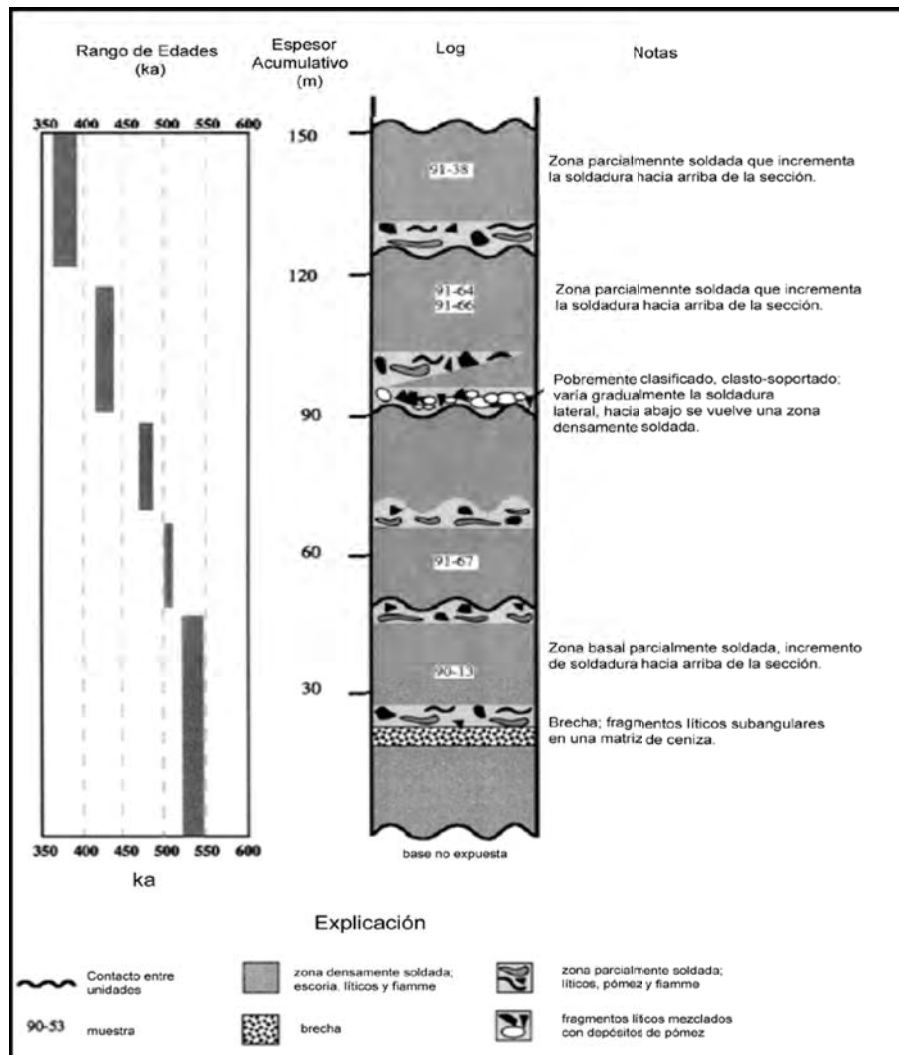


Fig. 5. Columna estratigráfica construida con las edades de rocas encontradas en Isla Socorro, pertenecientes a flujos de ceniza. Esta columna presenta zonas de soldadura, las cuales son evidencia de la actividad piroclástica en la isla (Modificada de Bohrson et al, 1996).

Existen horizontes ricos en pómez lítica que se encuentran subyaciendo una unidad densamente soldada que se convierte lateralmente a una unidad parcialmente soldada (ver Fig. 5).

Muchos cráteres fueron abiertos por emisión de lava desde la cima; se ven coloraciones de rojo a negro, consecuencia de la abundancia de escoria de composición basáltica que se ha ido oxidando de forma irregular.

Los materiales piroclásticos están formados por lapilli y bombas, éstas últimas son especialmente abundantes en casi todos los conos observados llegando a formar hasta el 100% del material piroclástico; su tamaño varía desde unos pocos centímetros hasta más de un metro de longitud, con formas muy diversas.

2.2. EL VULCANISMO EN LA ISLA

Socorro es una de las pocas islas en el Pacífico dominadas por erupciones superficiales de composición silícica peralcalina. Bohrsen y Reid (1987) plantean una hipótesis con tres principales puntos que explicarían el origen de los magmas peralcalinos:

1. Tasas moderadas de extensión.
2. Cámaras magmáticas someras.
3. Un magma de composición basáltica y suavemente alcalino.

Sistema de Flujo del Magma

Para mantener una historia de actividad silícica peralcalina, es probable que una recarga máfica mantuviera la viabilidad térmica del reservorio de magma, el cual podría encontrarse a ~ 4 km de profundidad. Evidencia de diferenciación a bajas presiones para las rocas basálticas postcaldera (Bohrson y Reid, 1995), en conjunto con la contemporaneidad de las erupciones silícicas y basálticas postcaldera, apoyan la idea de que el magma silícico y basáltico coexistió en niveles someros.

La transición de una fase eruptiva explosiva a efusiva seguido de la formación de la caldera sobre la isla, sugiere un cambio en el sistema de flujo de lava.

Los factores que controlan la explosividad (cambios en la viscosidad del magma, profundidad de formación de vesículas, etc.) o los parámetros de ascenso del magma, fueron fuertemente influenciados por abundancia de volátiles y por la historia de la desgasificación del magma, más que por cambios en la profundidad de la cámara magmática o la composición del magma, de la fase precaldera-sincaldera hacia la fase postcaldera.

La tasa de erupción en Isla Socorro es de mayor magnitud, comparada con las tasas de los edificios volcánicos que no están localizados en las dorsales o en puntos calientes, por lo que el magmatismo asociado a la isla, probablemente, no sólo es producto del material residual del manto asociado con el abandono de la dorsal (Bohrson et al., 1996). Aunque las tasas de erupción en cadenas de islas volcánicas, como las Islas Canarias, son mayores que en Socorro, se piensa que las islas que están aisladas deben estar asociadas a plumas del manto (hot spot).

La Cámara Magmática: Migración de la Actividad Volcánica

Las erupciones ocurridas en la historia de Isla Socorro han tendido a migrar hacia fuera y hacia abajo, desde los conductos localizados en los niveles más altos y en el centro de la isla. La migración de la actividad hacia abajo y hacia fuera de la isla es evidente en el sector sur, donde las erupciones basálticas de Lomas Coloradas por encima de los 300 m de elevación fueron seguidas por erupciones de traqui-basalto y traquita en conductos cerca del nivel del mar, en las Bahías Braithwaite y Vargas Lozano. La misma tendencia es evidente en conductos localizados en el lado oeste del Cerro Evermann (Siebe et al., 1996).

La migración de la actividad volcánica hacia abajo y hacia fuera de la isla está relacionada probablemente con el taponamiento del conducto principal (Siebe et al., 1996)

Aparentemente, la cámara magmática silícica reside dentro del edificio volcánico o en la parte más superficial de la corteza oceánica, formando una cubierta impenetrable que impide el ascenso del magma basáltico y lo obliga a transportarse por los conductos laterales, provocando así las erupciones en los flancos del volcán (Bohrson 1993, citado por Siebe et al., 1996).

Estas teorías se realizaron de acuerdo a observaciones en otros escudos de riolitas peralcalinas, los cuales muestran evidencia de un volcanismo basáltico de gran extensión y volumen, que provocó la construcción del escudo. El desarrollo del escudo puede ser considerado el escenario más maduro de un volcanismo relacionado a una dorsal, ocurrido después de que un basalto derivado del manto es lo suficientemente vasto en un área local para producir un volumen grande de magma residual que impide el ascenso de los fluidos basálticos (Siebe et al., 1996).

Los basaltos afloran sólo en las partes bajas de los conductos debido a que los reservorios de magma silíceo interceptan cualquier magma máfico, impidiendo que asciendan y produciendo “zonas de sombra” en las cuales los basaltos no afloran (Mahood, 1984, citado por Siebe et al., 1996).

De lo anterior se concluye que las erupciones explosivas de composición silícica se localizan en zonas altas, mientras que en las zonas de baja elevación predominan las erupciones efusivas de composición basáltica.

2.3. MORFOLOGÍA DE LOS FLUJOS DE LAVA Y CONOS CINERÍTICOS

La disposición de las corrientes de lava muestra que no fue únicamente el Evermann el emisor de las rocas traquíticas, sino que existieron varios focos volcánicos de tanto o mayor antigüedad que él, aunque ninguno de ellos alcanzó tanta altura y completó un ciclo eruptivo semejante.

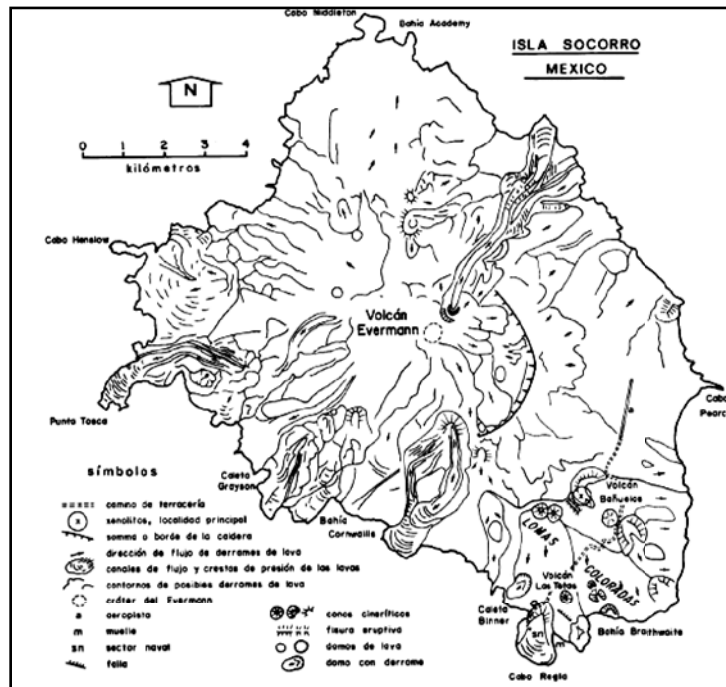


Fig. 6. Mapa de la morfología de Isla Socorro (Tomada de Ortega y Sánchez, 1985).

Las rocas traquíticas quedaron sepultadas por rocas de tipo basáltico provenientes del Evermann y sus adventicios; formaron primero una gran plataforma submarina, y después, una serie de corrientes dispuestas en terrazas escalonadas. Las estructuras correspondientes a estas rocas constan de corrientes con depósitos de lapilli-pómez y ceniza, con espesores individuales de 6 a 20 m, dispuestas con inclinaciones radiales a partir de varios centros.

Ésta topografía quedó sepultada y sobre sus elementos se encuentran con visible discordancia las rocas del edificio basáltico, agrupadas también a partir de varios focos volcánicos más numerosos.

Ortega y Sánchez (1985) mencionan que la parte meridional de la isla, consta de pequeños conos cineríticos poco erosionados, como se muestra en la figura 6, y extensos derrames basálticos que surgieron, por lo general, de los flancos o las cimas de los conos.

La disposición de los conos basálticos sugiere emergencia de magmas a favor de la dirección NNW. Dichas estructuras basálticas son totalmente terrestres, es decir, se formaron arriba del nivel del mar; están constituidas por vidrios del tipo de la obsidiana, o cuando menos muestran textura celular vítrea, lo que indica que sus lavas se enfriaron rápidamente.

Existen también varios conos de roca félsica con paredes abruptas en las que se observan hasta tres o cuatro derrames sobrepuestos. Los conos cineríticos tienen perfiles simétricos con pendientes suaves a moderadas (15° a 30°).

Los cráteres de los conos son circulares y de escasa profundidad; en un sólo caso, el fondo del cráter se encuentra ocupado por una laguna intermitente con un diámetro aproximado de 400 m (Ortega y Sánchez, 1985).

Los campos de lava son del tipo "aa" y sólo localmente se observó la estructura "pahoehoe". Los basaltos son de color negro y su superficie extremadamente escoriácea y vesicular, cruzada por un sistema poligonal de fracturas debidas al enfriamiento. El espesor de los derrames es variable, desde 2 ó 3 m los de composición basáltica, hasta unos 40 m los de composición traquítica.

Las lavas del Evermann forman una gran terraza anular constituida por peñascos de aristas angulares y disposición caótica. Las proyecciones de arenas y cenizas basálticas son considerables y se encuentran intercaladas con las corrientes de lava, formando a su vez terrazas de superficies planas o de corta pendiente, y constituyen principalmente los conos secundarios al Evermann.

La ausencia de fracturamiento tectónico en el sureste y parte meridional de Isla Socorro es un rasgo geológico notable, dado la posición de la isla en la terminación oriental de la fractura de transformación de Clarión (Menard, 1955, citado por Ortega y Sánchez, 1985).

La mayoría de los derrames de lava alcanzaron la orilla del mar y avanzó hacia el fondo marino. La ausencia aparente de estructuras almohadilladas en las lavas expuestas o en sedimentos marinos intercalados en ellas, indica la estabilidad tectónica durante el Neógeno (Ortega y Sánchez, 1985).

3. TECTÓNICA DE PLACAS.

El Archipiélago de Revillagigedo se encuentra dentro de la brecha entre el final oeste de la Zona de la Fractura de Rivera y el final este de la Zona principal de la Fractura de Clarión, en el lado oeste de la Cordillera del Pacífico Este (CPE) y al extremo norte de los Montes Matemáticos (ver Fig. 7).

La CPE es un abultamiento ancho con tendencia norte sobre el sureste del Océano Pacífico y se encuentra atravesada por numerosas fracturas o fallas transformantes con tendencia este. La CPE corresponde al punto más joven en la historia evolutiva del océano Pacífico.

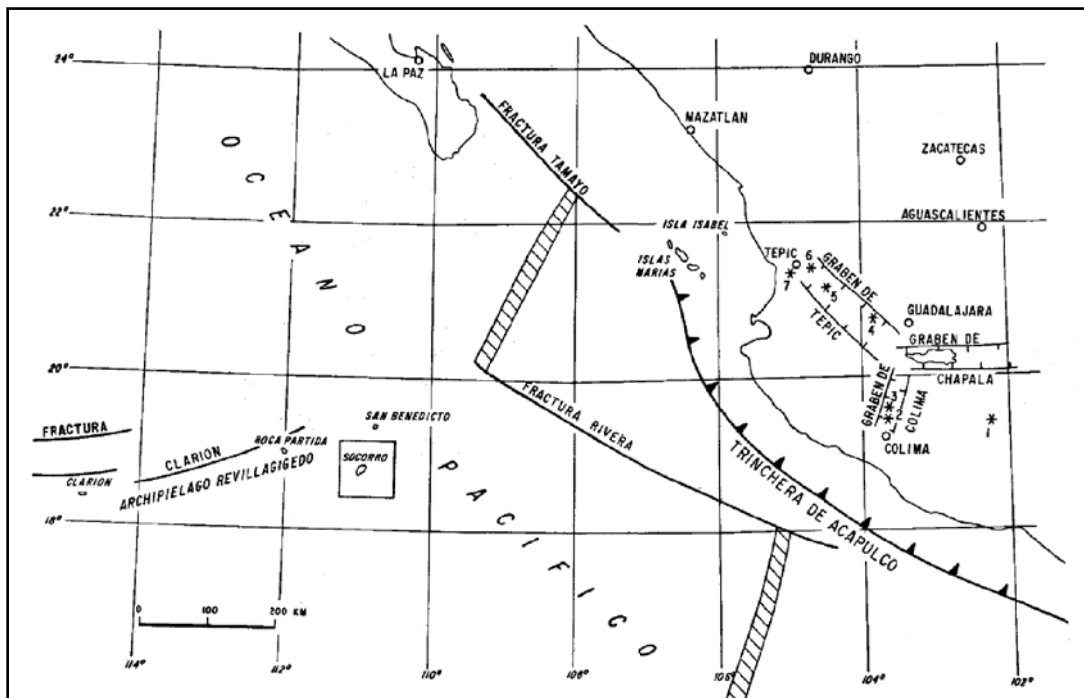


Fig. 7. Localización de las fracturas principales del Pacífico Este: se señala con un rectángulo la Isla Socorro.

Existen dos zonas de fracturas importantes en el área del Pacífico Este: la Zona de la Fractura Tamayo, en la boca del golfo de Baja California y la Zona de la Fractura Rivera, 400 km al sur, en una latitud 19°N (Moore, 1970).

La Zona de la Fractura Rivera parece ser la extensión este de la Fractura de Clarión, la cual comienza a más de 3000 km al oeste del Archipiélago de Revillagigedo.

La Zona de la Fractura de Rivera se separa de la CPE por alrededor de 400 km en sentido lateral derecho (ver Fig. 8). Algunos epicentros de terremotos se localizan a lo largo de la Fractura Rivera; Chase y Menard (1970, citados por Moore, 1970) consideran que es un segmento actualmente activo del sistema de fallas de transformación de Clarión.

Las cuatro placas involucradas en la historia post-oligoceno de la CPE entre las fracturas son: Pacífica, Guadalupe, Rivera y Cocos; la placa Guadalupe ha evolucionado dentro de las placas Rivera y Cocos. La reorganización del movimiento de estas placas alteró la tendencia del centro de crecimiento y modificó las fronteras de las placas (Moore, 1970). El movimiento de las placas es trazado por las zonas de fracturas, indicando una dirección hacia fuera del centro de crecimiento.

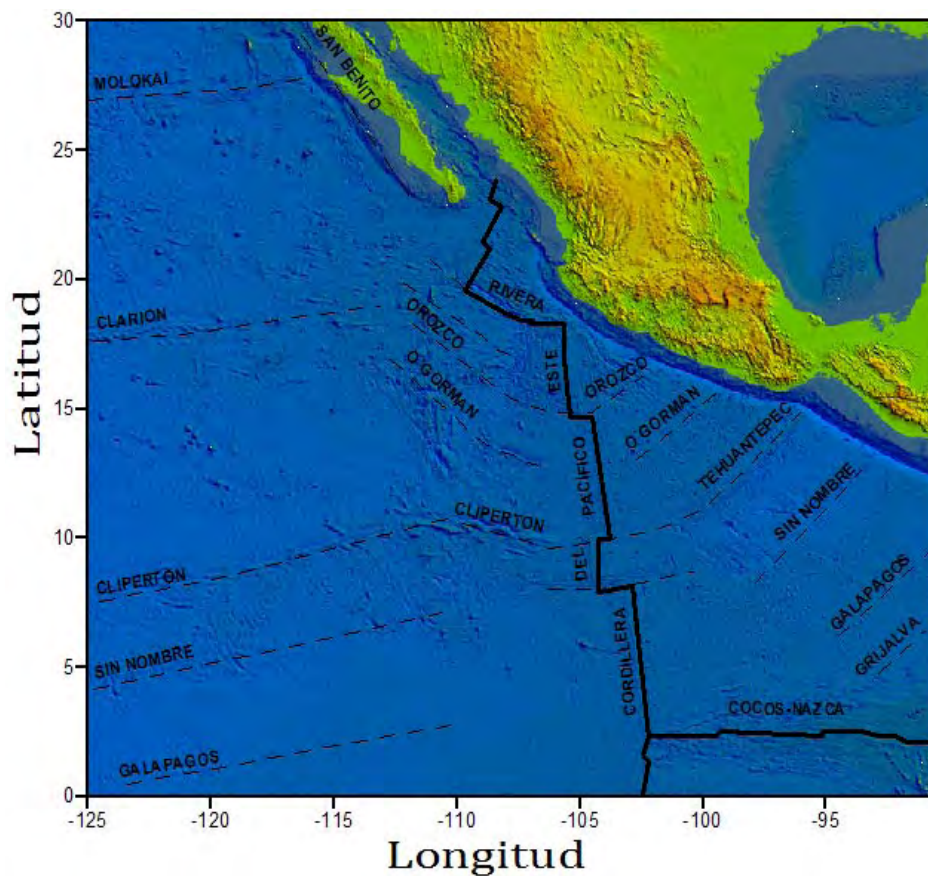


Fig. 8. Tectónica del Pacífico Este.

La historia del movimiento de las placas y de sus fronteras está grabada en la tectónica de la región, que es posible observar a través de la estructura batimétrica y los patrones de las anomalías magnéticas.

Analizando la topografía regional y el paleomagnetismo del piso marino de la zona de estudio, es posible sugerir que la dorsal de los Montes Matemáticos es un centro de crecimiento fallado que estuvo activo desde 6.5 Ma hasta 3.15 Ma, y que fue abandonado durante la reorganización de las placas, provocando que se moviera el sitio de expansión hasta su posición actual en la CPE (Mammerickx et al., 1988).

Las islas del archipiélago y los montes submarinos representan el magmatismo alcalino posterior al abandono y que sigue presente a lo largo de un centro de expansión fallado, en medio de una dorsal oceánica.

III. ANTECEDENTES TEÓRICOS

1. INTRODUCCIÓN

El Método Magnetométrico es una técnica de exploración geofísica que consiste en medir las variaciones del campo magnético terrestre y en base a ellas, inferir la geología del subsuelo. Los levantamientos magnetométricos consisten en realizar mediciones del campo magnético sobre la superficie terrestre, con instrumentos denominados magnetómetros, en intervalos de distancia aproximadamente constante a lo largo de una línea denominada perfil. Es necesario que las mediciones sean lejos de fuentes que puedan generar un campo magnético de gran magnitud (cables de alta tensión, tuberías de metal cuando éstas no son el objetivo, entre otros).

Si bien, un porcentaje considerable del campo geomagnético es proveniente del núcleo (>90%), la distribución de los materiales en la corteza y el manto superior también producen campos importantes que pueden ser medibles en superficie. No obstante, para que ésta última contribución pueda ser percibida en las mediciones, es necesario eliminar la contribución del núcleo, así como las aportaciones externas (interacción Tierra-Sol, fuentes antropogénicas, entre otras).

En el próximo apartado se presenta la descripción teórica del campo magnético terrestre (o geomagnético) los elementos que lo constituyen, los factores que producen variaciones temporales, así como las correcciones necesarias para obtener la anomalía magnética.

2. EL CAMPO GEOMAGNÉTICO

El campo magnético terrestre se asemeja al campo generado por una barra de gran tamaño alineada con el eje de la Tierra o aquel que sería producido por una esfera de magnetización uniforme.

Precisamente, como la Tierra se comporta como un gigantesco imán, exhibe líneas de campo o líneas de flujo, que entran por el polo norte magnético y convergen en el polo sur magnético, como se muestra en la figura 9.

La dirección de las líneas de fuerza del campo magnético es vertical en los polos magnéticos, y horizontal en el ecuador magnético, y su intensidad está en función de la densidad de las líneas de flujo.

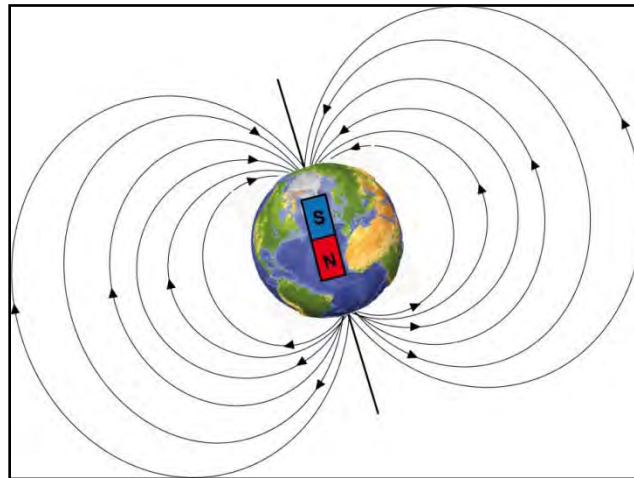


Fig. 9. Líneas de campo geomagnético.

El origen del campo magnético, aún no es entendido por completo, pero la hipótesis más aceptada es la cual lo asocia al movimiento de corrientes eléctricas producidas por el acoplamiento del efecto convectivo y la rotación del núcleo exterior líquido, formado por hierro y níquel.

CONCEPTOS BÁSICOS DEL MAGNETISMO

La expresión para la fuerza magnética proviene de la ley de Coulomb:

$$F = \frac{m_1 \cdot m_2}{\mu r^2} \cdot r_1 \dots (1)$$

Donde F es la fuerza del polo magnético m_1 sobre el polo m_2 , r es la distancia que los separa, r_1 es el vector unitario de m_1 a m_2 y μ es la permeabilidad magnética.

La fuerza magnética puede verse mejor reflejada a través de la fuerza de campo magnético que existe en un punto del espacio, como resultado de un polo de fuerza de campo m localizado a una distancia r de tal punto. Esta fuerza de campo magnético se define como la fuerza sobre un polo unitario:

$$H = \frac{F}{m'} = \frac{m}{\mu r^2} r_1 \dots (2)$$

Donde m' es un polo ficticio en el punto del espacio, y representa el instrumento de medición.

Por otra parte, necesitamos definir el concepto de magnetización. La magnetización M es la influencia que ejerce un campo magnético sobre un material. Se dice que la magnetización es inducida, si los electrones libremente orientados en un material, se alinean en una dirección preferencial en presencia de un campo magnético externo, y se cumple que $M = 0$, si $H = 0$ y $M \neq 0$, si $H \neq 0$. Se denomina magnetización remanente si aún, en ausencia de campo inductor, la magnetización es distinta de cero: $M \neq 0$, si $H = 0$ (Argote, 2008).

La intensidad de magnetización es proporcional a la fuerza del campo y se define como la magnetización M por unidad de volumen v :

$$I = \frac{M}{v} \dots (3)$$

Para campos magnéticos de baja magnitud (como el de la Tierra) M es proporcional a H y se relacionan a través de la susceptibilidad magnética k , que se define como el grado con que se magnetiza un cuerpo.

$$M = kH \dots (4)$$

Ahora, si un cuerpo magnético se sitúa en un campo externo H ocurrirá una magnetización, la cual producirá un campo H' que incrementa el campo total en el interior de dicho cuerpo. Entonces, se define a la inducción magnética como el campo total en el interior del cuerpo:

$$B = H + H' \dots (5)$$

ó

$$B = \mu H \dots (6)$$

DEFINICIÓN DEL CAMPO PRINCIPAL

El campo magnético medido en la superficie terrestre es la suma de distintos campos: campo interno del núcleo, el campo residual de dipolos más pequeños y superficiales, campo cortical y el campo externo. La suma del campo interno y el residual se denomina campo principal y es el que se describirá a continuación.

En 1838, Gauss utilizó la teoría del potencial escalar para describir el campo principal de la Tierra. Postuló que el potencial escalar en cualquier punto está dado por una suma de funciones armónicas esféricas y que el campo de la Tierra se debe en su gran mayoría a la contribución del núcleo.

Conforme a las ecuaciones de Maxwell, el rotacional del campo magnético en la superficie terrestre es cero ($\nabla \times B = 0$), por lo que el campo magnético de la Tierra según el teorema de Helmholtz ($F = -\nabla V + \nabla \times A$; $-\nabla V$ es una función escalar y $\nabla \times A$ es vectorial), queda únicamente descrito como:

$$B = -\nabla V \dots (7)$$

Aplicando la ley de Gauss de la inducción magnética ($\nabla B = 0$) a la ecuación anterior, se obtiene la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 V = 0 \dots (8)$$

La ecuación de Laplace sólo es válida en una Tierra esférica donde no hay corrientes que fluyan. Si se expresa a la ecuación de Laplace en coordenadas esféricas:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) - \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \dots (9)$$

r, θ y ϕ son coordenadas geográficas cuyo origen está referido al centro de la Tierra y corresponden al radio, colatitud y longitud, respectivamente.

De la ecuación (9) se obtiene la forma original de la solución de Gauss (1838):

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{a} \right)^n S_n^e + \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} S_n^i \right] \dots (10)$$

Donde a es el radio de la Tierra y $n \rightarrow \infty$. En esta ecuación, la serie que contiene el término r^n , crece conforme r crece, e indica que la fuente de un campo externo se aproxima en dirección del incremento de r . A estos términos se les denomina de fuente externa y se denotan con el subíndice e .

Ahora, observando el comportamiento de la serie $1/r^n$, conforme r decrece los términos de esta serie crecen, lo que indica que se está aproximando la fuente de un campo interno en dirección del decremento de r . Estos términos se denominan de fuente interna y se denotan con un subíndice i .

Los términos S que dependen de (θ, ϕ) son llamados polinomios de Legendre P_n^m , de grado n y orden m .

Poniendo la solución del potencial en términos de los polinomios de Legendre, considerando únicamente la parte interna, debido a que ésta representa la mayor contribución (Blakely, 1996):

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^{mi} \cos m\phi + h_n^{mi} \sin m\phi) P_n^m(\theta) \dots (11)$$

Los coeficientes g_n^{mi} y h_n^{mi} son denominados coeficientes de Gauss. Si se sustituye ésta expresión en la ecuación del potencial escalar, se obtienen las tres componentes del campo magnético:

$$B_x = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \dots (12)$$

$$B_y = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \phi} \dots (13)$$

$$B_z = -\frac{\partial V}{\partial r} \dots (14)$$

ELEMENTOS DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

En los estudios geomagnéticos los vectores \mathbf{B} , \mathbf{H} y \mathbf{M} deben ser referenciados respecto a los puntos de observación. Una de las formas es describir al vector en términos de tres componentes ortogonales en un sistema coordenado, y usualmente se orienta x en dirección norte, y en dirección este y z sobre la vertical, como se observa en la figura 10 (Telford, 1976).

La intensidad de la componente horizontal es:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \dots (15)^1$$

Otra forma de representar al vector puede ser a través de su intensidad total (ec. 16) y sus ángulos de declinación e inclinación.

$$T = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \dots (16)$$

La inclinación (ec.17) es el ángulo vertical formado entre el vector de intensidad total y el plano horizontal. Entonces, si el plano vertical que contiene el vector es llamado meridiano magnético, la declinación (ec. 18) se define como el azimut del meridiano magnético.

¹ No confundir la componente horizontal de la intensidad de campo H , con la fuerza de campo magnético \mathbf{H} .

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \dots (17)$$

$$D = \arcsen \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \dots (18)$$

Se ha convenido que si el vector de inclinación está por debajo del plano horizontal es positiva, y negativa si se encuentra sobre el plano. Así mismo, la declinación es positiva hacia el este y negativa hacia el oeste (Telford, 1976).

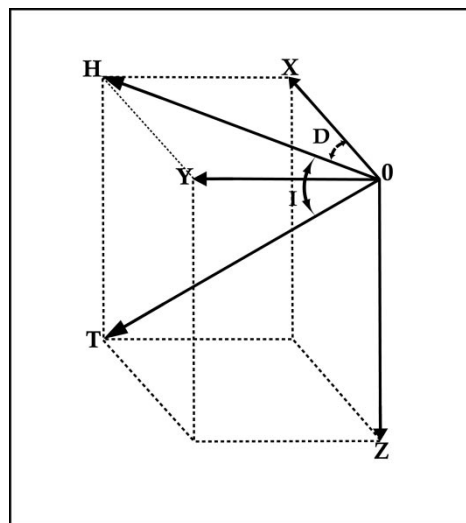


Fig. 10. Representación del vector de campo magnético. La intensidad de campo (F) y sus proyecciones horizontal (H) y vertical (Z) están relacionadas a través de los ángulos de inclinación (I) y declinación (D).²

VARIACIONES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

El campo magnético terrestre sufre variaciones en tiempo y espacio debido a distintos factores internos y externos.

Las fuentes externas que producen variaciones en el campo magnético terrestre son el producto de la interacción del campo magnético global y el campo magnético asociado con el viento solar.

² Modificada de <http://www.abae.gob.ve/images/vector-campo-magnetico.jpg>

A continuación se mencionan los efectos principales que son de especial interés en los levantamientos de magnetometría (Nabighian, 2005):

- La variación diurna, debe su origen a la acción del viento solar sobre las corrientes ionosféricas, además de provocar el achatamiento del campo magnético terrestre en la parte de la Tierra que está expuesta al Sol. Esta variación es de aproximadamente 60 nT , en periodos de 24 horas (Telford, 1976).
- La interacción del viento solar con el campo magnético terrestre causa la formación de un anillo de cargas en el ecuador que produce variaciones de $\sim 10 \text{ nT}$ en latitudes cercanas a él.
- Variaciones del campo magnético terrestre en los polos, con duración de algunas horas, por la interacción de partículas cargadas y las líneas de flujo del campo terrestre que convergen durante las tormentas magnéticas ($\sim 20 \text{ nT}$).

3. MAGNETÓMETRO DE PRECESIÓN DE PROTONES

Los instrumentos utilizados para medir el campo geomagnético se denominan magnetómetros. El magnetómetro de precesión de protones es muy utilizado tanto en levantamientos magnéticos, así como también en observatorios de monitoreo del campo geomagnético (Fig. 11).

El sensor del magnetómetro de precesión de protones consiste en un contenedor relleno de un fluido rico en átomos de hidrógeno, como queroseno o agua, rodeado por una bobina. Los protones del hidrógeno actúan como pequeños dipolos y normalmente se alinean paralelos al campo geomagnético (B_e). Se hace pasar una corriente a través de la bobina para generar un campo magnético B_p , 50 a 100 veces más grande que el campo geomagnético, y en una dirección diferente, causando a los protones alinearse en ésta nueva dirección (Kearey, 2002).

El paso de la corriente en la bobina es cortado, siendo eliminado rápidamente el campo de polarización, lo que produce que los protones regresan a su posición original y se alinean nuevamente con el campo B_e en un movimiento de espiral o precesión en fase alrededor de su dirección.

La precesión de los protones genera una pequeña señal en la bobina para polarizarlos con una frecuencia que es proporcional a la intensidad total del campo magnético y que es independiente de la orientación de la bobina, con un periodo de $\sim 0.5 \text{ ms}$, tomándoles a los protones de 1 a 3 segundos conseguir su orientación original (Reford y Sumner, 1964).

La frecuencia f de ésta precesión está dada por:

$$f = \frac{\gamma_p B_e}{2\pi} \dots (19)$$

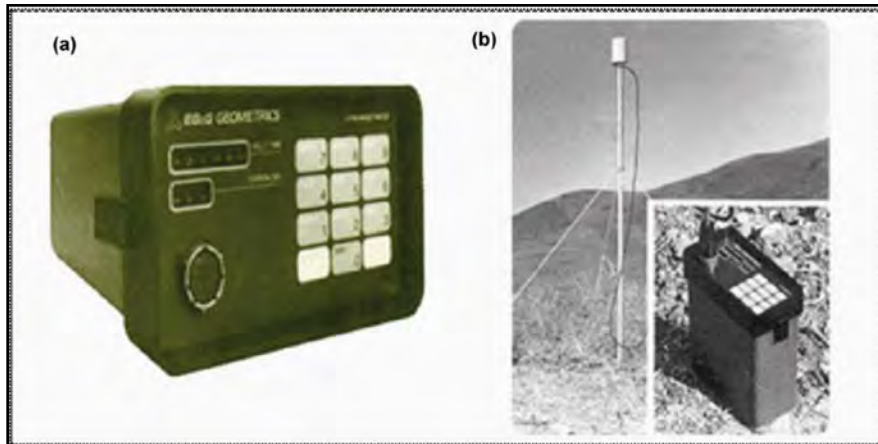


Fig. 11. Magnetómetro de Precesión de Protones Geometrics, modelo G-856. a) Consola del magnetómetro y b) Sensor del magnetómetro adaptado a una varilla de aluminio.

Donde γ_p es el factor giromagnético del protón, una constante cuyo valor es conocido. En consecuencia, las mediciones de f a $\sim 2 \text{ kHz}$ (Kearey, 2002), proporcionan una medida aproximada de la intensidad del campo geomagnético total; f se determina midiendo el voltaje alterno de la misma frecuencia inducido para fluir en la bobina debido a la precesión de los protones.

Los instrumentos de este tipo proporcionan mediciones del campo magnético total con una precisión de $\pm 0.1 \text{ nT}$.

4. CORRECCIONES

En un levantamiento magnético las mediciones del campo total involucran una suma de contribuciones internas y externas a la Tierra.

Para obtener una anomalía magnetométrica que nos proporcione únicamente información de la contribución de la corteza, y más específicamente de la distribución de los minerales magnéticos en ella, es necesario eliminar la aportación del campo magnético del núcleo, así como las fuentes de campo magnético externas.

Existen distintas correcciones que es necesario aplicar a los datos de campo magnético medidos, pero a continuación sólo se mencionan las más significativas para el presente estudio.

CORRECCIÓN POR VARIACIÓN DIURNA

El campo geomagnético tiene variaciones de intensidad en el transcurso del día, las cuales deben ser eliminadas. El método más sencillo para eliminar éstas variaciones, consiste en registrar el campo geomagnético en la misma dirección y en un mismo punto (base) cercano al lugar de estudio (no mayor a 100 km de distancia), durante un periodo mayor o igual a 24 horas en intervalos iguales de tiempo (Breiner, 1973).

Si una curva suave en función del tiempo puede ser ajustada a las lecturas de la base, entonces estos valores pueden ser restados o eliminados de otras lecturas si se tiene la hora en la que se realizaron estas últimas mediciones.

Así entonces, se examinan los valores del campo en la base geomagnética y se elige a uno de ellos como referencia ($V_{referencia}$). Después, teniendo la hora en la que se realizaron las mediciones de las estaciones de cada perfil, se busca el valor que corresponda en la base a dicha hora (V_{base}) y se realiza la siguiente diferencia:

$$V.D. = |V_{referencia} - V_{base}| \dots (20)$$

La ecuación 20 describe la variación diurna, la cual finalmente se suprime al valor medido en campo.

MODELO DEL CAMPO GLOBAL (IGRF)

Debido a que el campo magnético generado por el núcleo es casi siempre más grande que el de la geología de la corteza, y como este tiene un gradiente significativo en muchas partes de la Tierra, es deseable remover un modelo del campo magnético global a los datos, antes de iniciar con el procesamiento.

El modelo más usado hoy en día es el IGRF, siglas en inglés para denominar al Campo de Referencia Geomagnético Internacional. El IGRF es calculado para los coeficientes de Gauss de orden y grado 10, debido a que se considera que estos pocos términos representan en gran parte el campo magnético generado por el núcleo (Nabighian, 2005).

El IGRF es actualizado cada 5 años e incluye los coeficientes para predecir el campo producido por el núcleo para un futuro inmediato, suponiendo que cada coeficiente cambia linealmente en el tiempo.

Al eliminar la contribución del campo magnético del núcleo la información restante nos proporciona de manera aproximada la contribución del campo magnético de la corteza.

Así entonces, el campo que resulta de eliminar los efectos o contribuciones de la variación diurna y la resta del IGRF, es producto de la distribución de los minerales magnéticos en la corteza (20-30 km), y se le denomina anomalía del campo magnético.

5. FILTRADO DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

Las anomalías magnéticas contienen la suma de los efectos de distintas fuentes (cuerpos someros, intermedios, profundos, fuentes de ruido, etc.) y el proceso de filtrado nos permite separar los efectos de ellas. Existen diversos filtros con distintos objetivos, pero su propósito general es realzar las anomalías de interés para obtener información preliminar de la localización de la fuente. A continuación se presenta una breve descripción de distintos procesos de filtrado.

CONTINUACIÓN ASCENDENTE

La continuación ascendente transforma el campo potencial medido en una superficie, al campo que sería medido en otra superficie más lejana a la fuente. Esta transformación atenúa las anomalías respecto a la longitud de onda y degrada los datos medidos con la finalidad de poder acentuar anomalías originadas por cuerpos profundos, suprimiendo el efecto de los cuerpos someros.

El proceso de continuación ascendente es utilizado como herramienta para comparar e incluso unificar levantamientos aeromagnéticos que se han realizado a distintas altitudes.

CONTINUACIÓN DESCENDENTE

Para la continuación ascendente los puntos de observación se realizan a un nivel superior, aunque sería también válido realizar continuaciones en regiones más cercanas a las fuentes, con el objeto de corroborar que no existen fuentes en la región de la continuación.

A este procedimiento se le denomina continuación descendente, y su utilidad radica en que acentúa los detalles de la distribución de las fuentes, especialmente aquellas someras. Cabe destacar que la continuación descendente es poco estable y amplifica en gran medida las longitudes de onda corta.

Si la continuación descendente se lleva a cabo a profundidades mayores que la estructura causante de la anomalía, el campo producto de la continuación tendrá fluctuaciones extremas. El nivel al que estas fluctuaciones comienzan, en algunos casos, dan un indicador directo de la profundidad de la cima de la estructura causante de la anomalía (Sharma, 1997).

La continuación descendente es aplicada a las anomalías globales medidas desde satélites (300-700 km de altura) para observar su comportamiento a niveles cercanos a la superficie de la Tierra.

REDUCCIÓN AL POLO

Las anomalías gravimétricas suelen situarse justo encima del cuerpo causativo, pero en magnetometría no sucede lo mismo. Una distribución uniforme de material magnético producirá una anomalía sesgada si el campo magnético inductor no es vertical (Blakely, 1996).

La reducción al polo es un procedimiento matemático que transforma una anomalía medida bajo cualquier dirección de campo magnético, en aquella que sería medida bajo un campo vertical. Así, las anomalías magnéticas serán reubicadas sobre sus respectivos cuerpos causativos y los cuerpos simétricos producirán anomalías simétricas (Bevan, 2006).

ANOMALÍA REGIONAL Y RESIDUAL

Para la interpretación de las anomalías magnéticas es necesaria la separación de las variaciones regionales de las variaciones locales. La separación de las anomalías se realiza a través de distintos métodos, como el ajuste polinomial a la tendencia regional que es sustraída a la anomalía, dando como resultado la anomalía residual, y otros de mayor complejidad como los filtros pasa-bandas a distintas frecuencias (Nabighian, 2005).

La anomalía residual realza los cuerpos someros que han sido enmascaradas por los efectos regionales, en la anomalía magnética.

6. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS

La susceptibilidad magnética, como se definió en apartados anteriores, es la relación existente entre el campo magnético y la magnetización de la sustancia. Un cuerpo situado en un campo magnético adquiere una magnetización que es proporcional al campo:

$$M = kH$$

Donde k es la susceptibilidad de la sustancia, que suele ser muy pequeña para la mayoría de los materiales, e incluso negativa.

Todos los materiales pueden ser clasificados en tres principales grupos (Telford et al, 1976) de acuerdo a su comportamiento magnético: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos, aunque ésta última categoría incluye otras subdivisiones (Fig. 12).

- a) Diamagnetismo: un material es diamagnético cuando su susceptibilidad magnética es negativa. Esto implica que la intensidad de la magnetización inducida del material, debida a un campo magnético H , es contraria a la dirección de H . Todos los materiales son fundamentalmente diamagnéticos, dado que el movimiento orbital de las cargas negativas de los electrones, en presencia de un campo externo, se opone a la dirección de dicho campo.
- b) Paramagnetismo: Por definición, todos los materiales que no son diamagnéticos, son paramagnéticos. En un material paramagnético cada átomo o molécula tiene un momento magnético neto en un campo externo nulo.
- c) Ferromagnetismo: Son materiales en los que la interacción entre átomos y grupos de átomos es tan fuerte que existe un alineamiento de momentos dentro de una región muy grande del material.
- d) Ferrimagnetismo: Son materiales en los cuales los dominios magnéticos están subdivididos en regiones que se encuentran en oposición uno con otro, sin embargo, su momento magnético es distinto de cero cuando $H = 0$.

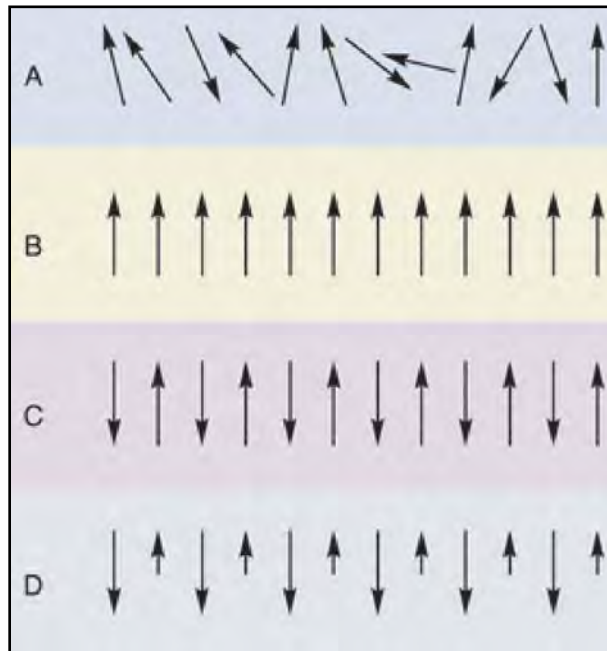


Fig. 12. Tipos de comportamiento magnético. A) Paramagnetismo, B) Ferromagnetismo, C) Antiferromagnetismo y D) Ferrimagnetismo.

- e) Antiferromagnetismo: Son materiales donde los momentos magnéticos de los dominios paralelos y antiparalelos se cancelan unos con otros, por lo que la susceptibilidad magnética resultante es muy pequeña.

Los campos producidos por los materiales diamagnéticos y paramagnéticos son considerados tan pequeños que no afectan a los levantamientos magnetométricos. La mayoría de las anomalías observadas son debidas a materiales ferrimagnéticos y ferromagnéticos.

La susceptibilidad magnética de las rocas es casi completamente controlada por el contenido de minerales ferrimagnéticos: el tamaño de grano, forma de distribución en la roca, entre otros, y es una propiedad extremadamente variable. La magnetita, pirrotita y la magemita son los únicos minerales magnéticos importantes de ocurrencia natural, y la magnetita es por mucho el más común de ellos (Milson, 2003).

Las rocas sedimentarias e ígneas de composición ácida poseen susceptibilidades pequeñas, mientras que los basaltos, doleritas, gabros y serpentinitas son fuertemente magnéticos (Tabla 1). El intemperismo generalmente reduce la susceptibilidad magnética debido a que la magnetita se oxida a hematita.

Tabla 1. Susceptibilidad magnética de algunas rocas ígneas

Susceptibilidad Magnética (SI)				
Roca	J.J. Milson	E. S. Robinson	D.S. Parasnis	W. M. Telford
ROCAS ÍGNEAS				
Basalto	0.001-0.1	0.00002-0.0145	0.0015-0.025	0.00002-0.0145
Riolita	0.00025-0.01	0.00002-0.003		0.00002-0.003
Gabro	0.001-0.1	0.00008-0.0072	0.0038-0.09	0.00008-0.0072
Granito s/m*	0.00001-0.000065	0-0.004		0-0.004
Granito c/m**	0.000025-0.05			
Pórfido		0.00002-0.0167		0.00002-0.0167
Diorita		0.00005-0.01		0.00005-0.01
Andesita		0.0135		0.0135
Sienita				0.0027-0.0036

7. MAGNETIZACIÓN EN ROCAS VOLCÁNICAS

La magnetización de una roca no depende únicamente del campo magnético al cual se encuentra expuesto (magnetización inducida), sino también a la magnetización remanente (MR). La MR en las rocas depende de la composición mineralógica, su evolución y del campo geomagnético a lo largo de su historia geológica (Urrutia, 1977).

Se ha observado que las rocas ígneas extrusivas presentan un MR de mayor magnitud que el resto de las rocas (Urrutia, 1977), y en algunos casos la contribución de este magnetismo puede llegar a ser de mayor magnitud que el inducido. La MR en este tipo de rocas ocurre cuando ésta se encuentra a una temperatura por encima del punto de Curie (en un magma) y desciende a temperatura ambiente bajo la influencia de un campo magnético (enfriamiento de la lava en superficie). A este tipo de magnetización se le denomina magnetismo remanente térmico.

Con el estudio del MR y otros estudios paleomagnéticos, se ha observado que el campo geomagnético ha sufrido cambios en su polaridad a través del tiempo. El mejor ejemplo de estas reversiones se encuentra reflejado en el fondo oceánico, y es posible visualizarlo en los patrones característicos que presentan las anomalías magnéticas marinas (Klitgord y Mammerickx, 1982).

Las reversiones del campo geomagnético tienen periodos del orden de millones de años, e incluso decenas de millones. En lugares donde existen reversiones, las anomalías magnéticas se ven afectadas en magnitud, debido a que el campo magnético medido corresponde a la resultante de la suma vectorial del magnetismo inducido y remanente.

8. UNIDADES DE MEDICIÓN

Las unidades para medir el campo magnético en geofísica pueden manejarse en dos sistemas: el Sistema Internacional (SI) o en el sistema cgs, en donde las unidades son conocidas también como unidades electromagnéticas o emu, por sus siglas en inglés.

En cgs, la inducción magnética **B** se reporta en *gauss (G)*, mientras que en SI se reporta en *weber.metro⁻²*, a la cual se le dio el nombre de *tesla (T)*.

A continuación, se muestra la Tabla 2 con un resumen de las unidades utilizadas en exploración magnética.

Tabla 2. Unidades utilizadas en Magnetometría (Modificada de Argote-Espino, 2008)

Notación	Aplicación	S.I.	cgs (emu)	Conversiones
B	general	tesla	gauss	1 tesla = 10 ⁴ gauss
	geofísica	nanotesla	gammas	1 nT = 1 gamma = 10 ⁻⁹ teslas 1 gamma = 10 ⁻⁵ gauss
H	general	amper/metro	oersted	1 A/m = 4π × 10 ⁻³ oersted
	geofísica		gammas	
M	general	amper/m	oersted	1 A/m = 10 ⁻³ oersted
	geofísica			emu/cm ³ = 10 ³ A/m
χ _M	general	adimensional	adimensional	χ _M (SI) = 4πχ _M (cgs)
	geofísica			

IV. MÉTODOS

1. LOGÍSTICA DE CAMPO

1.1. ACCESO A LA ISLA

El acceso a Isla Socorro se encuentra muy restringido debido a que la isla es una reserva de la biosfera, además de encontrarse vigilada por una base militar. Sólo se puede visitar por medio de embarcaciones que están debidamente autorizadas por la SEMARNAT, las cuales zarpan desde la Península de Baja California, el Puerto de Manzanillo o las costas de Mazatlán, y realizan un recorrido de aproximadamente 24 a 36 horas hasta llegar al Archipiélago.

En este estudio se logró el acceso a la zona a través del buque "El Puma" el cual zarpó desde el puerto de Mazatlán y realizó un recorrido de aproximadamente 36 horas hasta Isla Socorro.

1.2. INSTRUMENTACIÓN

En el levantamiento magnetométrico llevado a cabo en Isla Socorro se utilizó un magnetómetro de precesión de protones de la marca Geometrics, modelo 856, cuya precisión es de 0.1 nanoteslas. El magnetómetro consta de un sensor de forma cilíndrica, el cual tiene adaptado un tubo de metal de aproximadamente 2 metros y una consola en la que se opera el instrumento y se visualizan las lecturas del campo.

La magnetometría sobre Isla Socorro ofrece grandes ventajas debido a que no existen fuentes que originen campos magnéticos que interfieran en las mediciones, además, los operadores del magnetómetro nos aseguramos de estar relativamente libre de fuentes magnéticas para tratar de minimizar el ruido en las lecturas del instrumento.

Para la localización espacial de las estaciones se utilizó un GPS de la marca Garmin Etrex, además, una brújula brunton, una pica y bolsas para muestras.

Las mediciones en laboratorio de la susceptibilidad magnética de las muestras se realizaron con un susceptibilímetro de la marca Bartington, modelo MS2, con una precisión de 0.1×10^{-5} unidades.

1.3. LEVANTAMIENTO MAGNETOMÉTRICO

El estudio magnetométrico consistió en dos perfiles ubicados en la parte sureste de la isla. Para cada medición se colocó el sensor del magnetómetro de forma vertical y a una distancia de la consola mayor a 3.5 m. Se realizaron tres mediciones en cada estación para cerciorarnos de que el valor obtenido no presentara grandes variaciones ($< 10 \text{ nT}$ en estudios regionales³).

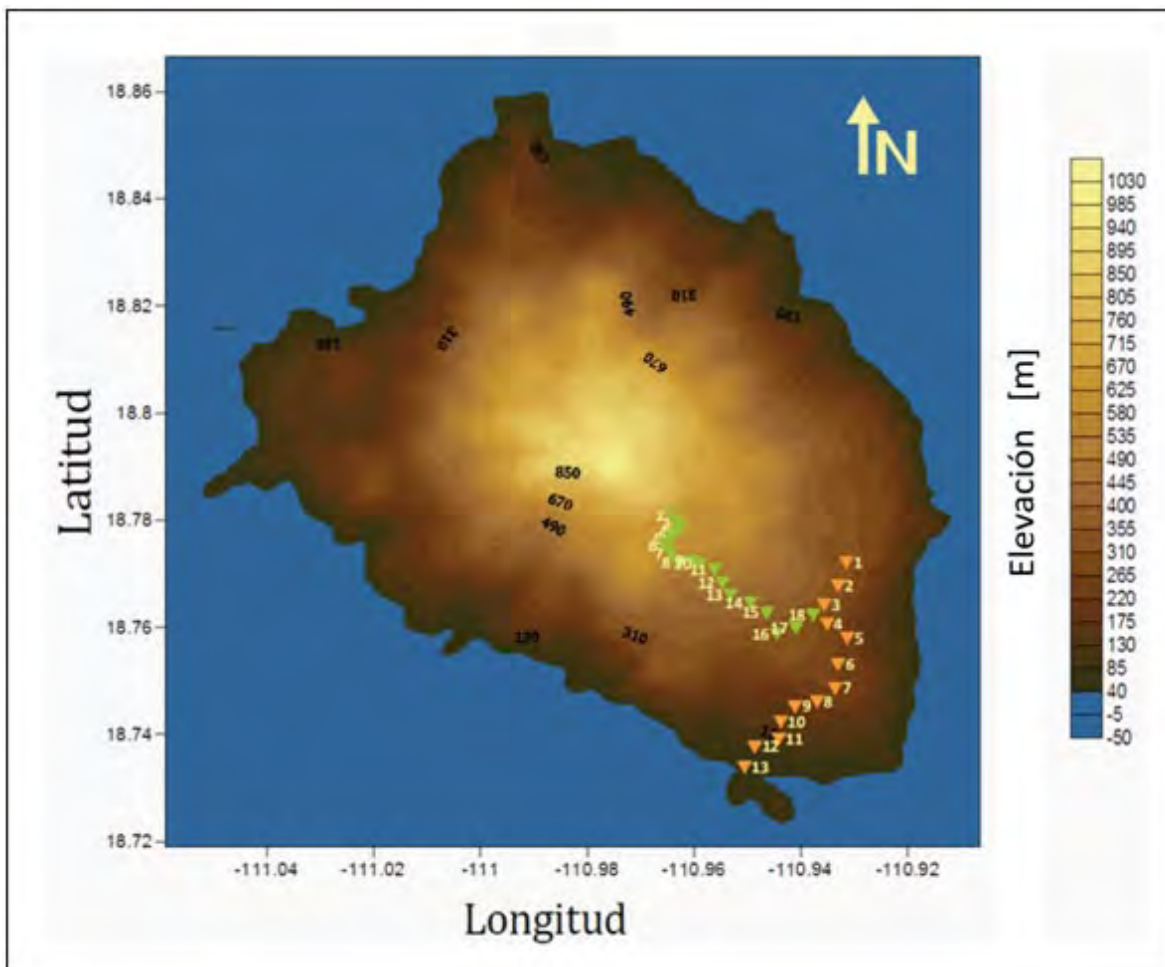


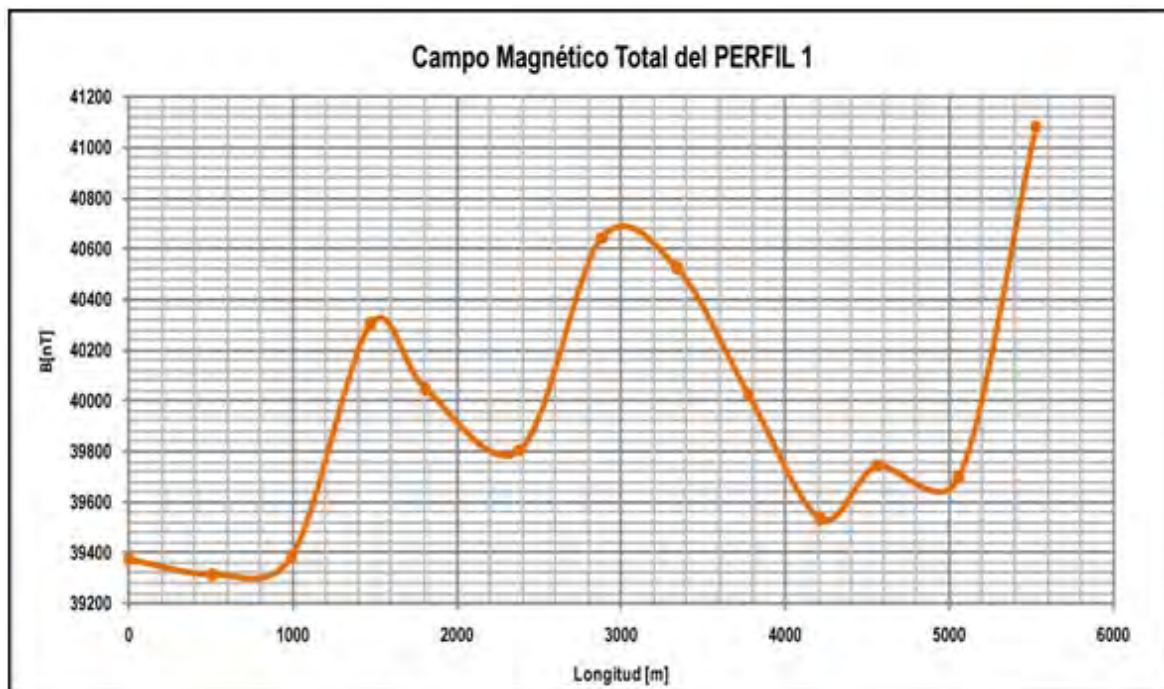
Fig. 13. Perfiles magnetométricos prospectados sobre Isla Socorro. En naranja se muestran las estaciones pertenecientes al PERFIL 1 y en verde las estaciones del PERFIL 2.

³ Sugiere Breiner, 1973, en *Applications Manual for Portable Magnetometers*. Geometrics.

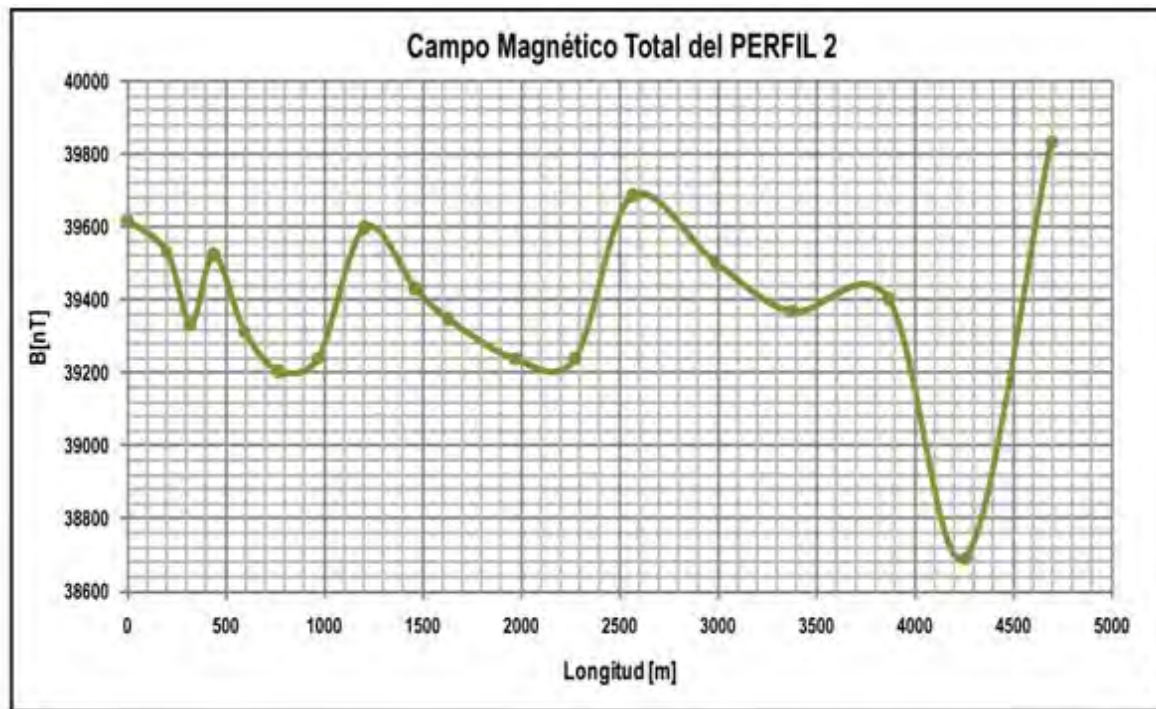
El primer perfil fue realizado en dirección NE-SW, comenzando en la pista de aterrizaje para finalizar en los alrededores de la base militar (véase Fig. 13). Su longitud aproximada es de 6 km y el espaciamento de las estaciones oscila entre 350 y 500 metros. De ahora en adelante a este perfil se le denominará PERFIL 1.

El segundo perfil se prospectó en dirección ~ NW-SE, desde la cercanía de la cima del volcán Evermann hasta los alrededores de la pista de aterrizaje y abarcó una longitud aproximada de 4.5 km, con un espaciamento de 150 a 500 metros. Es de importancia mencionar que la heterogeneidad del espaciamento se debió a la dificultad que presentaba el terreno. Este perfil se denotará como PERFIL 2 (ver Fig. 13).

Los datos adquiridos en el PERFIL 1 y el PERFIL 2 se pueden observar en las gráficas 1 y 2, correspondientemente. De las tres mediciones realizadas para cada estación, se plasma en estas gráficas únicamente aquella que tiene la menor variación con la anterior.



Gráfica 1. Campo Magnético Total del PERFIL 1.



Gráfica 2. Campo magnético Total del PERFIL 2

2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS.

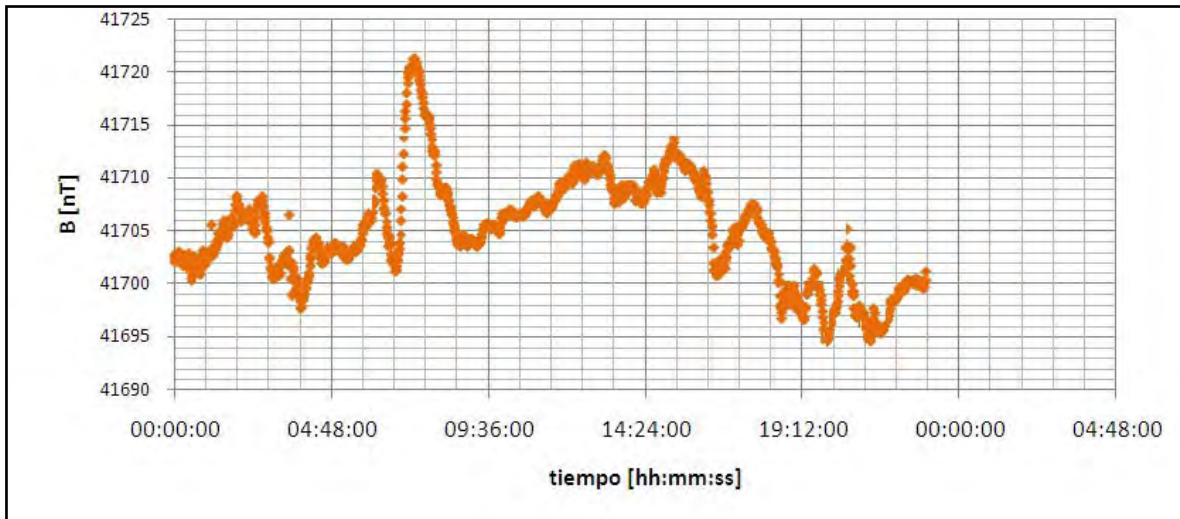
2.1. OBTENCIÓN DE LA ANOMALÍA MAGNÉTICA

Con base en la justificación planteada en los capítulos anteriores, para obtener la anomalía magnética se realizaron las correcciones correspondientes a los datos magnéticos: corrección por variación diurna y sustracción del IGRF.

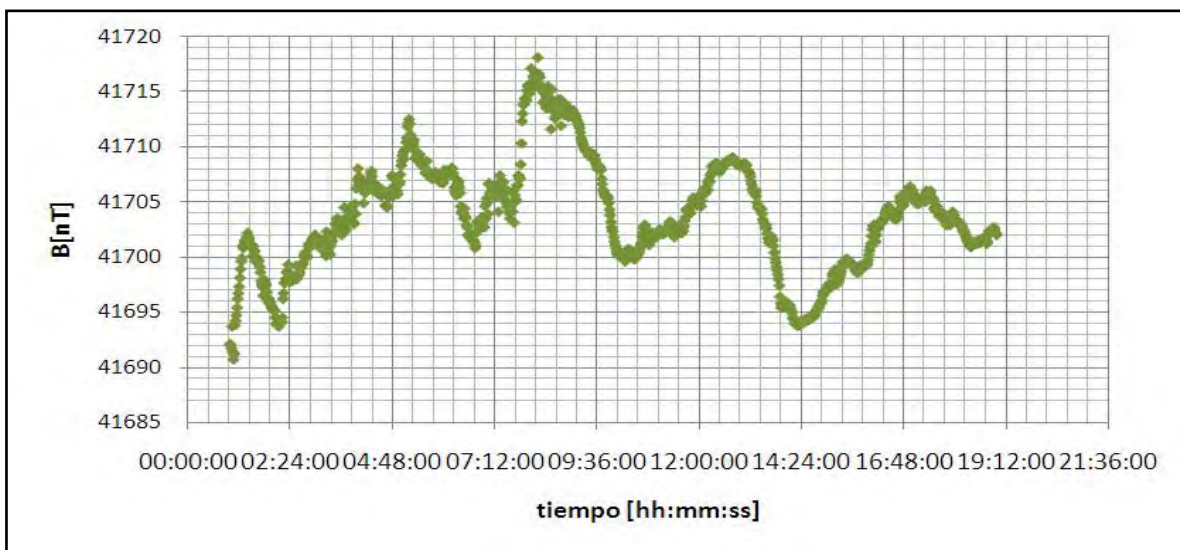
En el levantamiento se contó únicamente con un magnetómetro por lo que el monitoreo de la variación diurna sobre la isla no fue posible. Así entonces, ésta corrección se sustentó con el análisis del campo geomagnético del observatorio más cercano al área.

Para investigar la contribución de la variación diurna a la forma y magnitud de las anomalías magnéticas, se realizó una corrección con los datos del Observatorio Geomagnético de Teoloyucan. Esta base geomagnética reporta las dos componentes horizontales, la componente vertical y la componente total del campo geomagnético, con una resolución de un minuto.

A continuación se presentan las gráficas 3 y 4 con la variación del campo geomagnético para los dos distintos días en los que se realizaron las mediciones.



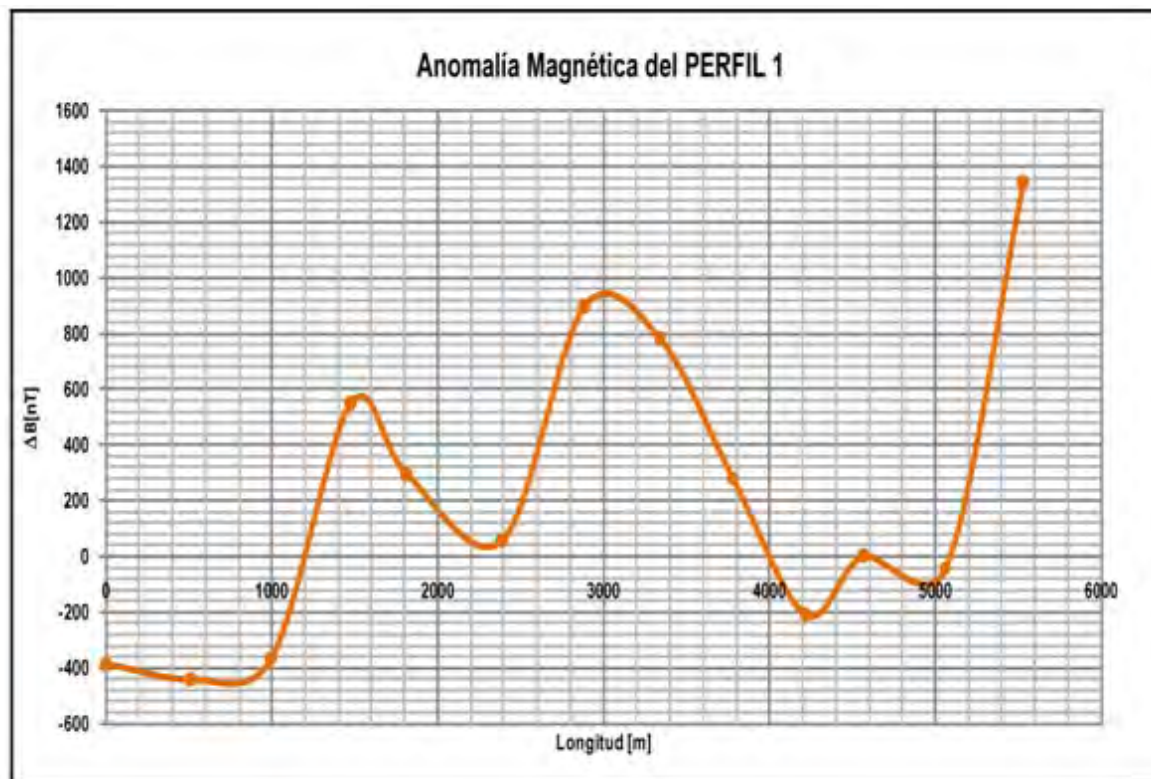
Gráfica 3. Variación del Campo Geomagnético del día 5 de Mayo de 2008.



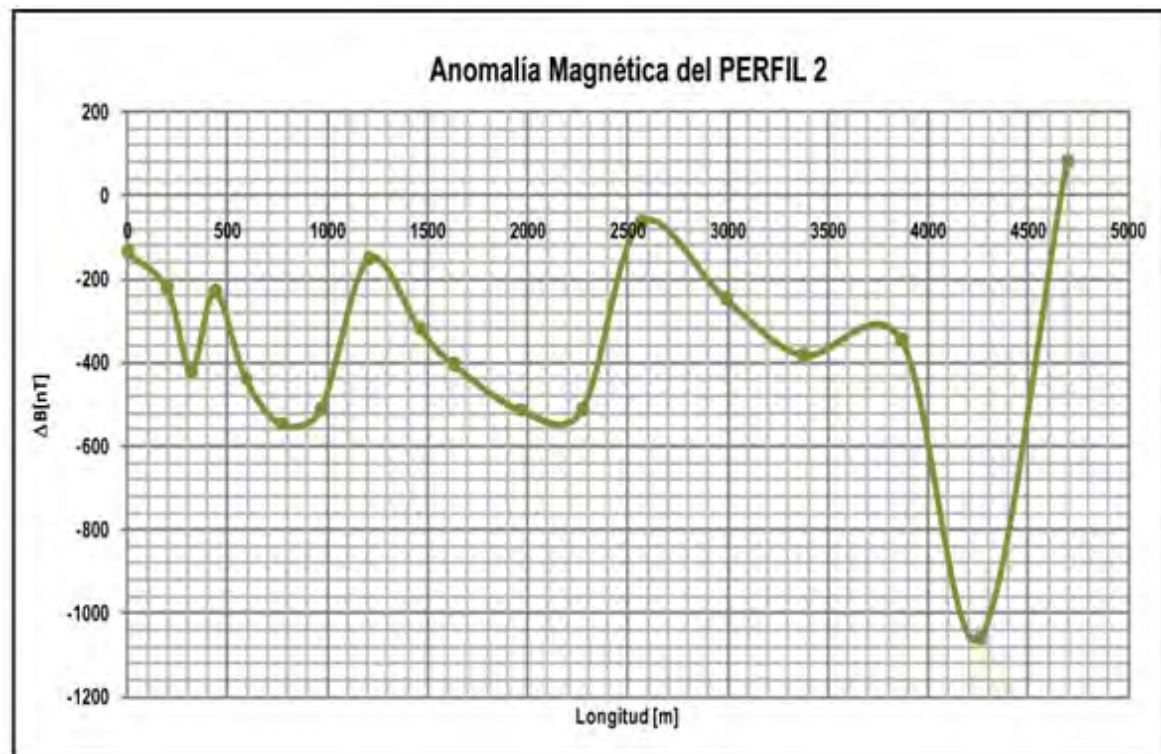
Gráfica 4. Variación del Campo Geomagnético del día 6 de Mayo de 2008.

Se utilizó el procedimiento descrito en el apartado de corrección por variación diurna y se aplicó la ecuación (20), los valores de la variación diurna, los cuales al ser de muy poca magnitud ($< 15 \text{ nT}$), pueden ser despreciados, ya que la forma del campo medido antes y después de la corrección se conserva, porque la amplitud de las anomalías del estudio es del orden de cientos de nanoteslas.

Posteriormente, se realizó la sustracción de la contribución del campo magnético del núcleo a los datos observados. Se calculó el IGRF-10 (2005, en línea) para cada estación y se restó este valor a los datos observados. El valor obtenido al final es la anomalía magnética. En las gráficas 3 y 4 se presentan las anomalías magnéticas del PERFIL 1 y PERFIL 2.



Gráfica 5. Anomalía magnética del PERFIL 1



Gráfica 6. Anomalia magnética del PERFIL 2

2.2. FILTRADO DE LA ANOMALÍA.

Con los datos magnéticos corregidos se realizó la interpolación de los dos perfiles para obtener un mapa de anomalía magnética a través del software Surfer 8.0, y así tener una mejor visualización de la distribución de los máximos y mínimos magnéticos del área prospectada, además de cubrir la necesidad de un mallado para los procesos de filtrado posteriores.

Para el procesamiento de los datos de la anomalía magnética se utilizó el módulo MG Magnetics del programa WinGLink, construyendo mapas de las distintas anomalías magnéticas con ayuda del programa Surfer 8.0.

El primer tratamiento realizado a los datos fue la reducción al polo de la anomalía, para poder tener una mejor referencia de la ubicación de los cuerpos causantes de las anomalías.

Con la anomalía reducida al polo, se realizó la separación de las anomalías residual y regional para poder eliminar los efectos de tendencia.

Esta separación se logró a través del ajuste de un polinomio de tercer grado, el cual fue elegido con ayuda de continuaciones ascendentes a 3 distintos niveles: 500 m, 1000 m y 1500 m.

Además se realizaron continuaciones descendentes a 100, 200 y 400 m de profundidad para observar el comportamiento de la anomalía a profundidad. Todos estos resultados se presentan en el siguiente capítulo.

3. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS MUESTRAS DE ROCA

En conjunto con la prospección del sector sureste de Isla Socorro se realizó la recolección de muestras de roca. Se analizaron en laboratorio un total de 24 muestras de roca que incluyen vidrios y tobas, principalmente (Fig. 14).

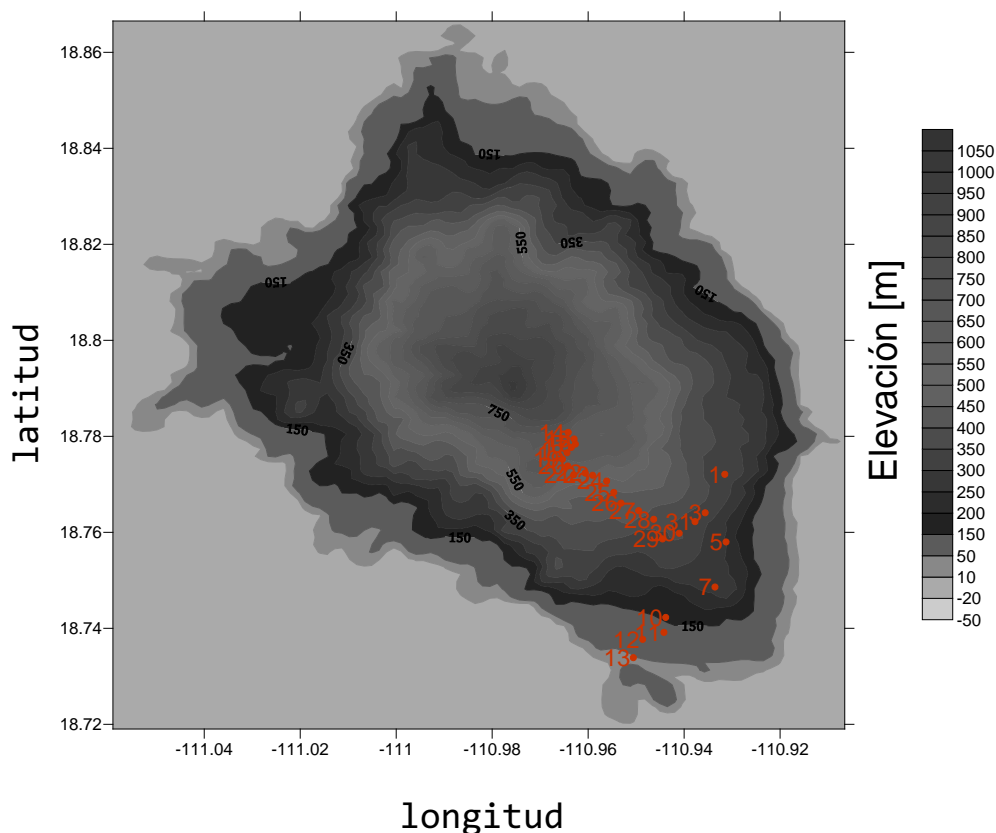
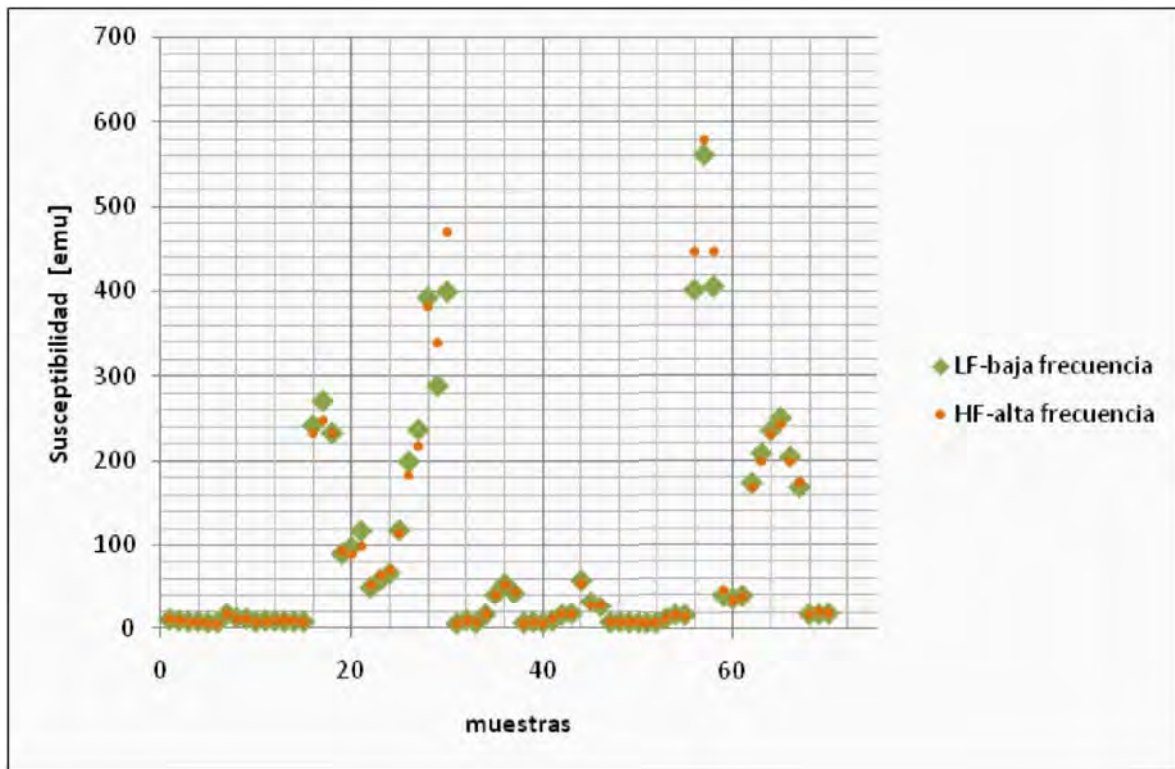


Fig. 14. Localización de las estaciones con muestras de roca de la Isla Socorro.

Cada muestra de roca fue dividida en tres fragmentos y se tomó una porción de cada uno de ellos, se trituró y se introdujo en cubos de plástico de 10 cm^3 de volumen, para medir su susceptibilidad.

La medición de la susceptibilidad magnética se realizó a dos distintas frecuencias 0.46 kHz (LF o baja frecuencia) y 4.6 kHz (HF o alta frecuencia) y se obtuvieron los resultados que se presentan en la gráfica 7.



Gráfica 7. Susceptibilidad a alta y baja frecuencia de las muestras de roca de Isla Socorro.

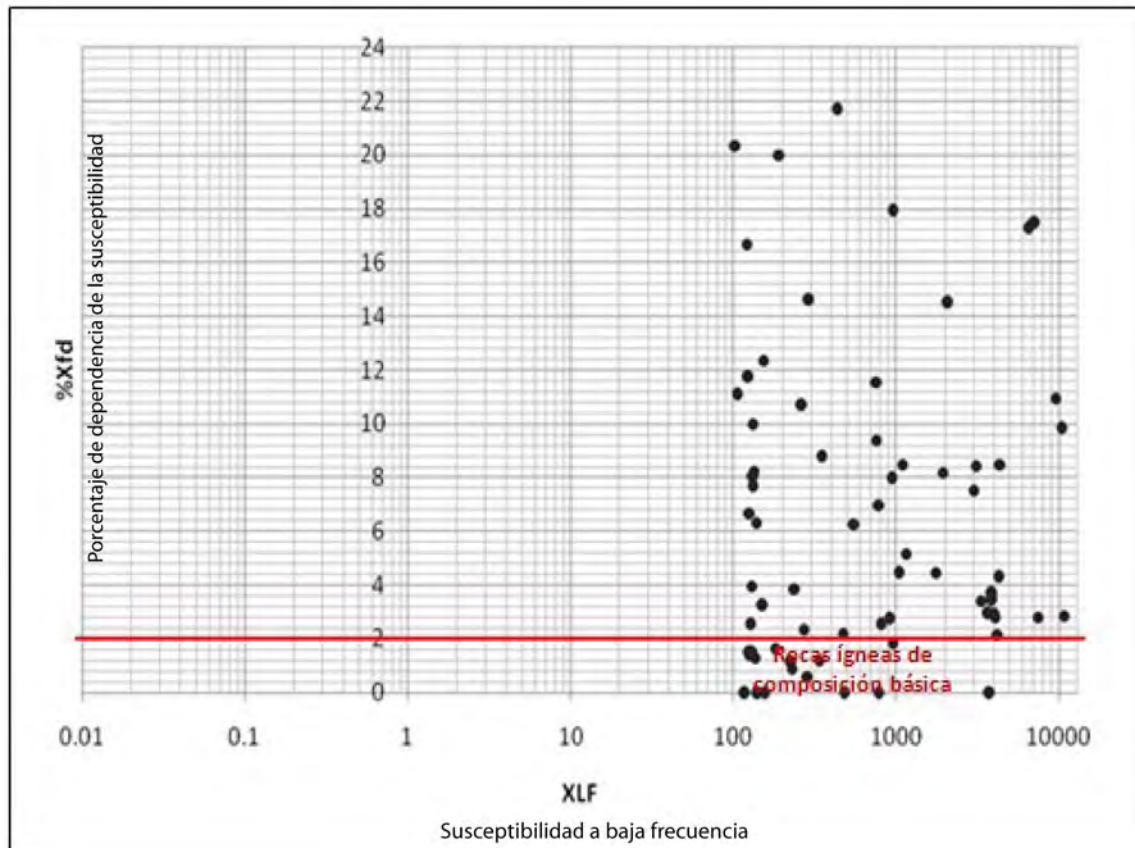
Las muestras fueron divididas en 4 diferentes grupos, según su valor de susceptibilidad y su localización geográfica (Tabla 3).

Tabla 3. Susceptibilidad de las muestras de roca del sector Sureste de Isla Socorro.

Estaciones de muestreo	Susceptibilidad	Muestras
1, 3, 5, 7, 10-18	6-18	1-5, 11,12,14,15,17-19, d2m2
3-6	29-60	8,13,16,d1m2

7-10	100-207	7,9,d1m3,d1m4
11-13	248-404	6,10,d1m1

Se realizó un diagrama de dispersión de la dependencia de susceptibilidad vs susceptibilidad a baja frecuencia (Gráfica 8), para analizar el comportamiento magnético de las muestras de roca recolectadas.



Gráfica 8. Diagrama de Dispersión de la susceptibilidad de las muestras de roca de Isla Socorro. En el eje de las abscisas se presenta la susceptibilidad a baja frecuencia; el eje de las ordenadas presenta el % de dependencia de la frecuencia. Las muestras de roca por debajo de la línea roja presentan una composición esencialmente básica.

V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

1. ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

Los datos obtenidos del levantamiento magnetométrico en los dos perfiles se analizaron, procesaron y fueron graficados en función de la posición a lo largo del perfil (gráficas 5 y 6) y en función de las coordenadas geográficas para obtener distintos mapas de anomalías magnéticas a través de la interpolación de los datos con el método de Kriging (Figs. 15-23). Los mapas describen en las abscisas la longitud oeste, que ha sido representada con números negativos para el mejor manejo en el programa de interpolación; en el eje de las ordenadas se representa la latitud norte. En esta sección, se presentan y analizan los resultados de magnetometría considerando los mapas de contornos en la zona sureste de Isla Socorro.

Analizando la mínima amplitud de la curva de campo magnético observado (gráfica 1 y 2), ésta oscila alrededor de 100 nT y la corrección por variación diurna se encuentra en el orden de ~ 10 nT. Los valores observados de variación diurna no afectan en este estudio en forma ni amplitud a las curvas de campo magnético. Las anomalías de las curvas de campo geomagnético de ambos perfiles se obtuvieron a partir de la sustracción del campo magnético internacional de referencia IGRF.

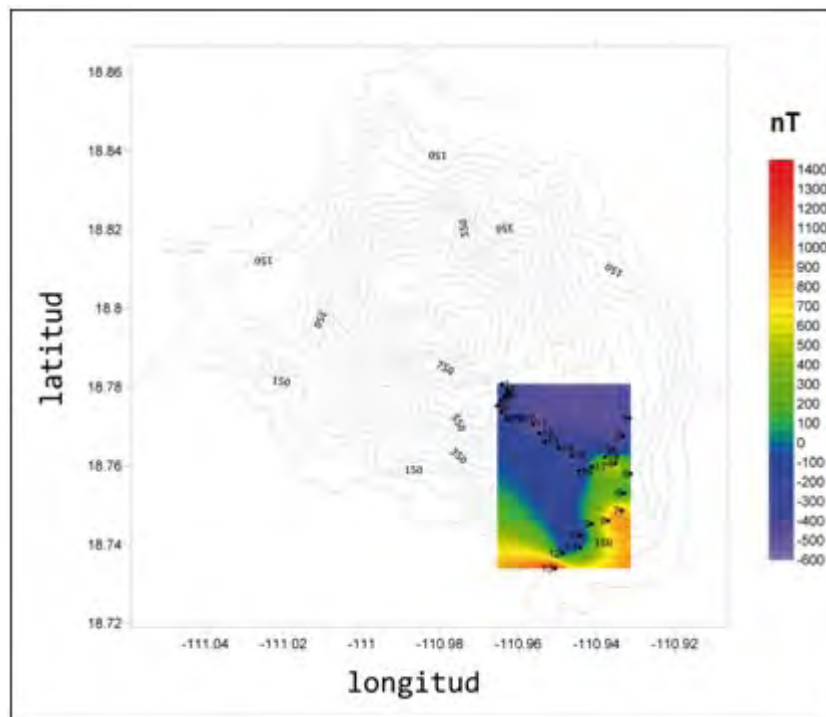


Fig. 15. Mapa de anomalía magnética del sector sureste de Isla Socorro.

En la figura 15 se observa la anomalía magnética obtenida, en la cual se distinguen dos zonas anómalas principales. La primera, en colores azules, muestra una anomalía negativa distribuida en una gran porción del área norte con valores de ~ -500 a -250 nT. Esta anomalía negativa puede asociarse a efectos de actividad volcánica del Evermann.

La segunda zona, en colores rojos y anaranjados, presenta una anomalía positiva con una distribución de menor área en la porción sur, cuyos valores se encuentran entre 500 y 800 nT; esta anomalía es producida por la alta magnetización de los flujos basálticos de la Formación Lomas Coloradas. Además, es posible distinguir una anomalía positiva de poca amplitud (entre 50 y 150 nT), en el centro de las dos anomalías antes descritas.

Para obtener más información que pueda ser utilizable en la investigación de los cuerpos causantes de las anomalías, se realizó la Reducción al Polo (RP). Comparando el mapa de anomalía magnética y el mapa de la RP, que se presentan en la figura 16, es posible ver que el mapa de la RP posee anomalías mejor definidas.

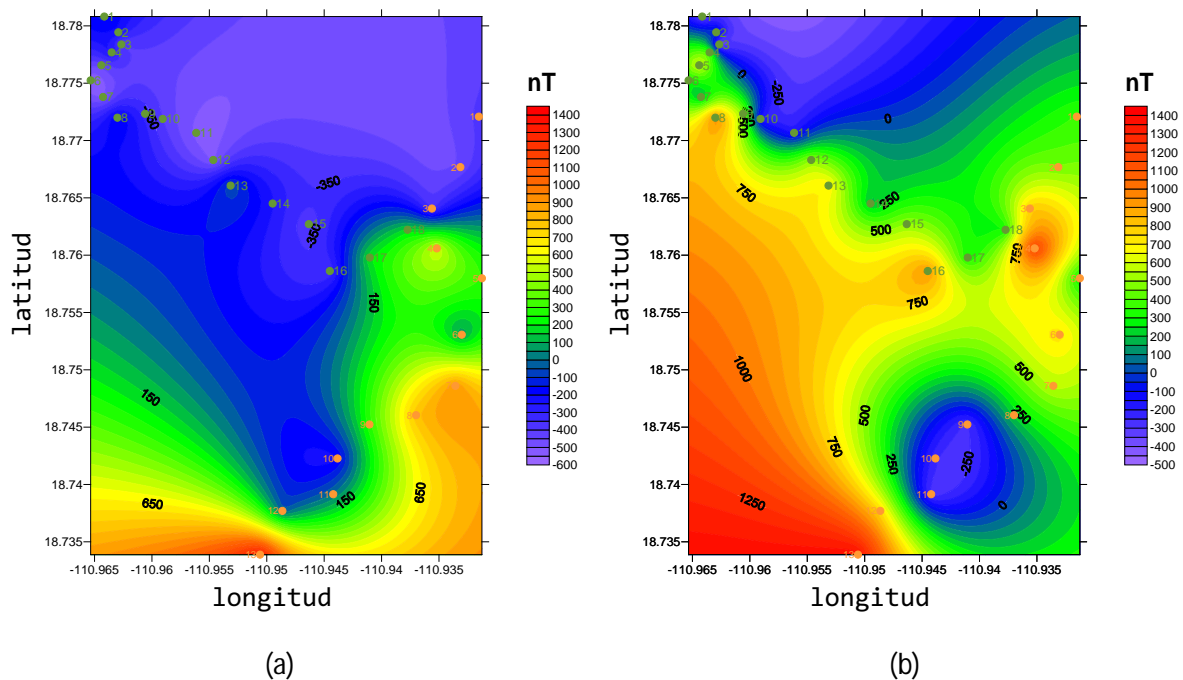


Fig. 16. (a) Anomalía magnética del sector sureste de la isla. (b) Reducción al Polo de la Anomalía; el campo geomagnético se transforma en vertical $I=90^\circ$, lo que permite una mejor definición de las anomalías y su ubicación.

En el mapa de la RP (fig. 16 b), la anomalía negativa de la zona norte se conserva, sin embargo se separa el área en la que se encuentra distribuida y su amplitud oscila entre -100 y 0 nT.

La anomalía positiva que antes se situaba en la mayoría de la porción sur, en la RP es reubicada hacia el oeste-suroeste, y su valor se encuentra entre 800 y 1200 nT.

En el mapa de la RP se distinguen tres zonas de anomalía que en el mapa de anomalía simple no es posible. La primera es una anomalía negativa muy bien definida con valores alrededor de 0 y -250 nT; ésta anomalía se atribuye a la ausencia de magnetización producto de la actividad volcánica de Lomas Coloradas. La segunda es una anomalía positiva que se encuentra en la parte centro-este del mapa, con un rango de valores de 750 a 1000 nT, que se relaciona a la presencia del cono formado por el ahora extinto volcán Bañuelos. Por último, existe una anomalía positiva en la parte central del mapa con menor amplitud que la anterior, con valores de 750 a 900 nT, asociada a los eventos basálticos de Lomas Coloradas.

A través de las anomalías magnéticas obtenidas sobre la isla se pretende describir las estructuras regionales más importantes, sin embargo, con la separación de la anomalía regional y residual se obtiene información que es enmascarada por cuerpos de grandes dimensiones, además de eliminar la tendencia producida por la totalidad del edificio volcánico.

Este proceso se realizó a través del ajuste de un polinomio a la anomalía reducida al polo. En la figura 17 se presentan la anomalía regional y residual, con el ajuste de un polinomio de segundo grado. Comparando el residual de segundo grado con la anomalía RP, el cambio no es significativo en forma y únicamente el rango de las anomalías se ve reducido. Esto mismo sucede con el residual obtenido de ajustar los polinomios de tercer (Fig. 18) y cuarto grado (Fig. 19).

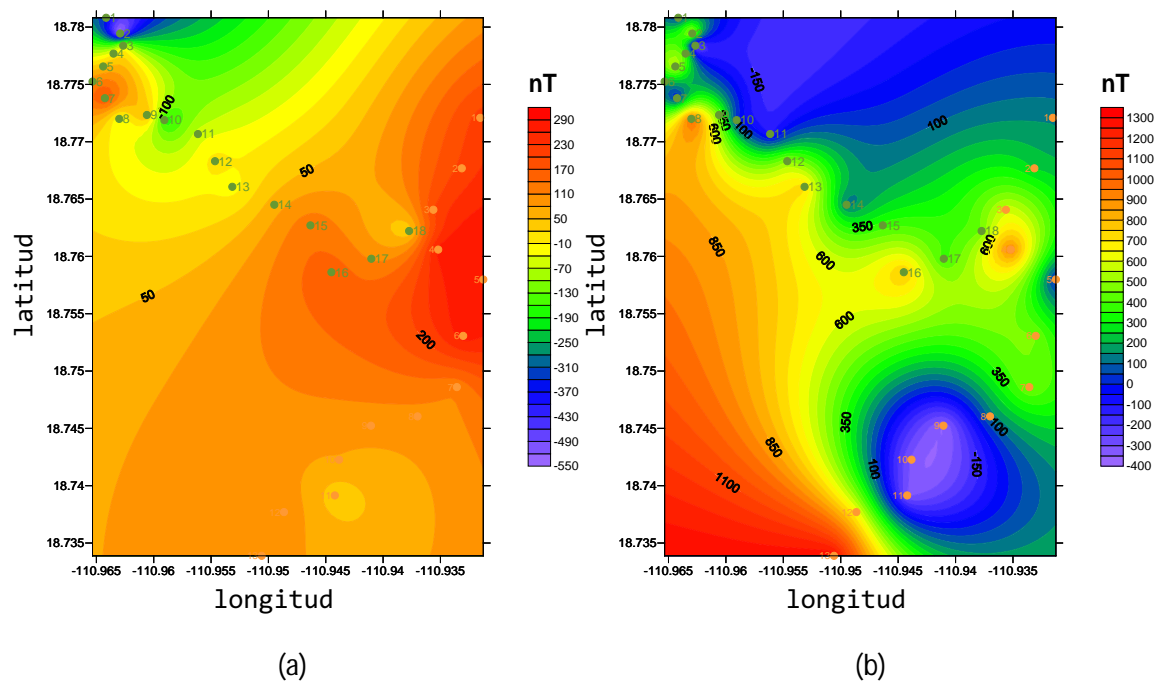


Fig. 17. (a) Anomalía Regional de segundo grado. (b) Anomalía Residual.

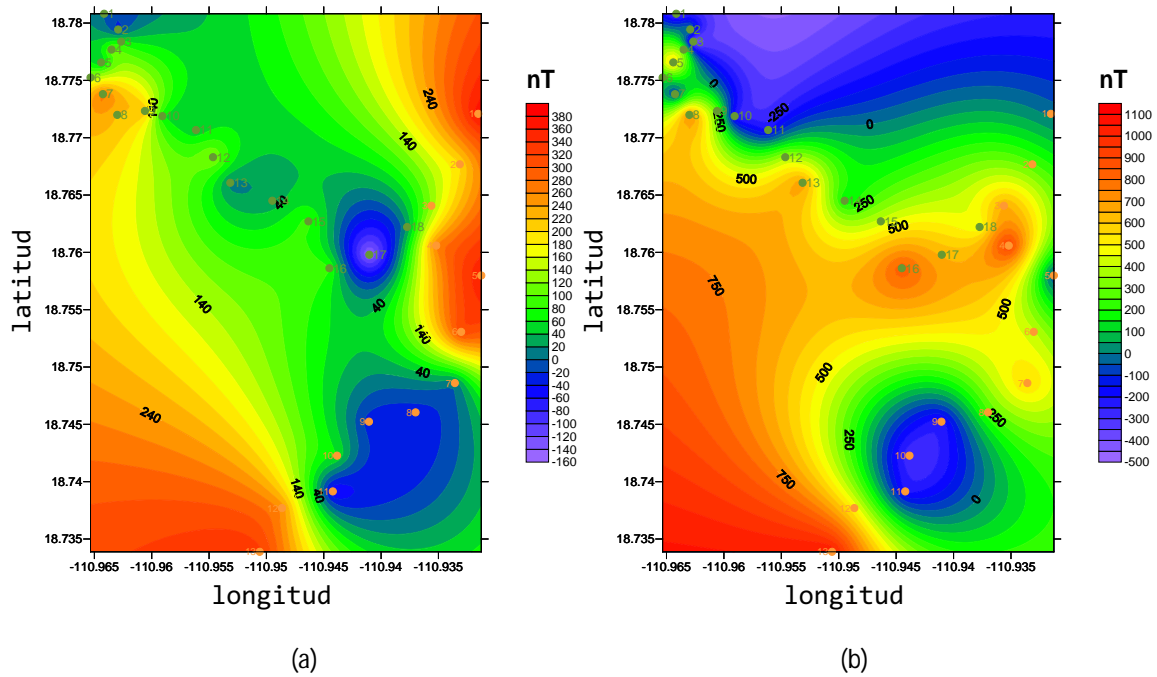


Fig. 18. (a) Anomalia Regional de tercer grado. (b) Anomalia Residual.

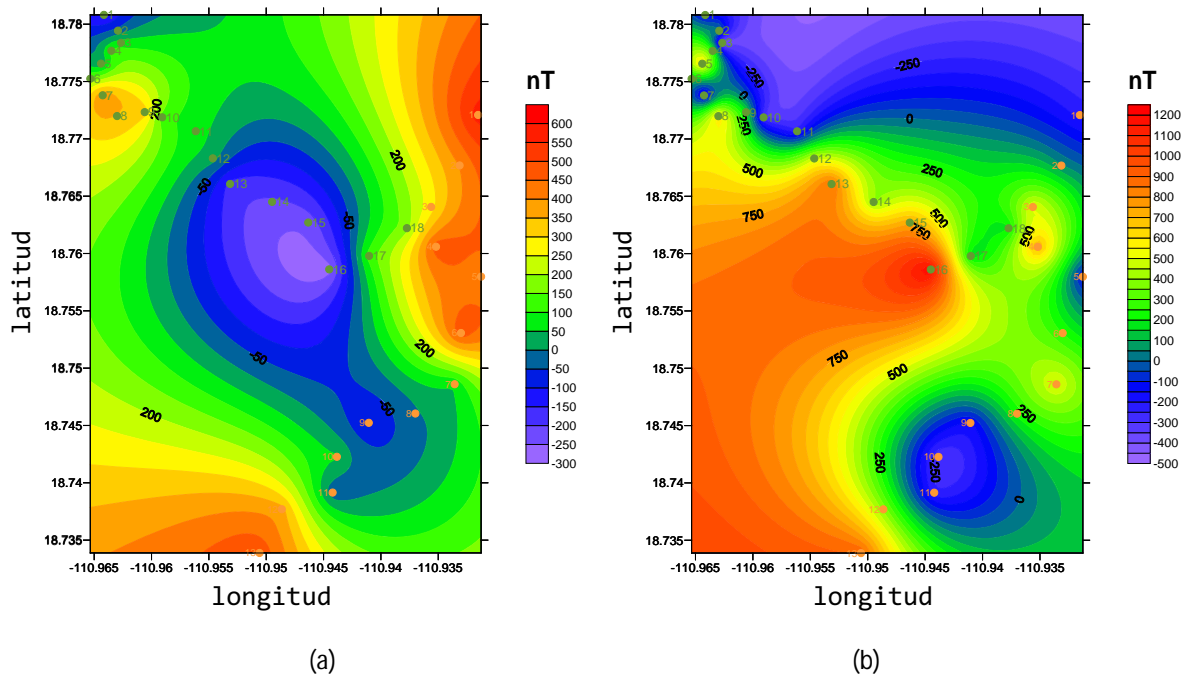


Fig. 19. (a) Anomalia Regional de cuarto grado. (b) Anomalia Residual.

Para la elección del grado del polinomio a ajustar se utilizó como herramienta la continuación ascendente a tres distintos niveles: a 500 m, 1000 m y 1500 m. La continuación ascendente a 1500 m (Fig. 21) no muestra información útil para la elección del polinomio, ya que es un nivel muy alto para la observación de la anomalía y baja la resolución del estudio. Sin embargo, la continuación a 500 m (Fig. 20 a) y la realizada a 1000 m (Fig. 20 b) nos muestran una anomalía muy parecida en magnitud y forma al ajuste regional del polinomio de 3er grado (Fig. 18 a).

El mapa residual de 3er grado contiene similares características que el mapa de la anomalía RP, sin embargo, las formas de las anomalías se ven mejor definidas y delimitadas espacialmente. Por ejemplo, la anomalía negativa de la zona de actividad de Lomas Coloradas se ve reducida espacialmente, lo mismo que la anomalía negativa de la zona del Evermann, dando lugar a que la anomalía positiva de la parte oeste, producto de los basaltos de Lomas Coloradas, se defina mejor conforme se avanza hacia el centro del mapa. Por estas razones, la anomalía residual de tercer grado fue elegida para realizar los procesos de modelado bidimensional.

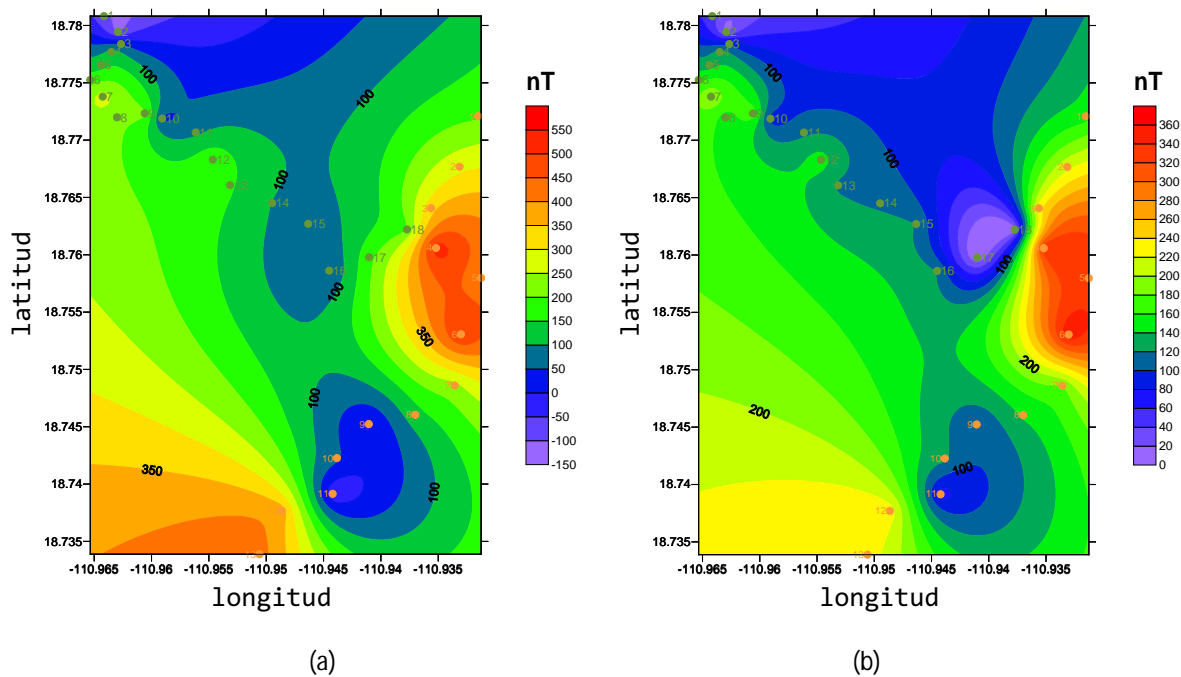


Fig. 20. (a) Continuación ascendente a 500 m. (b) Continuación ascendente a 1000 m. Las continuaciones ascendentes permiten observar la anomalía que sería medida en un nivel superior al que se realizaron las mediciones. Este proceso es un criterio importante para la elección del polinomio a ajustar en la separación del regional-residual.

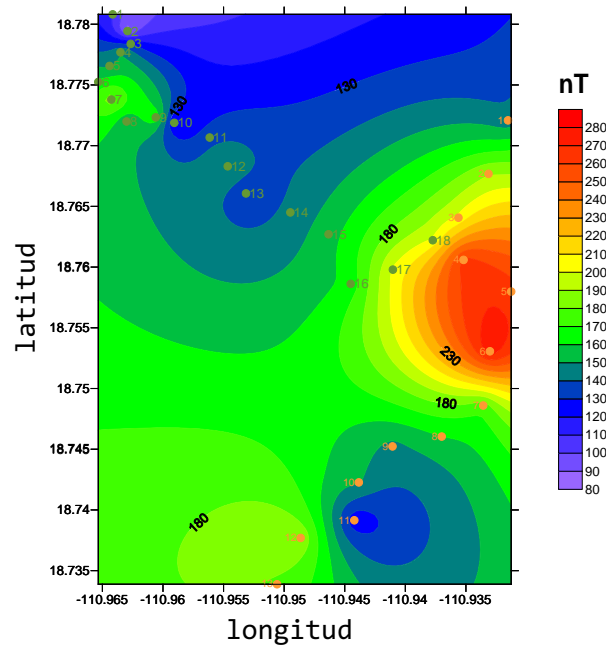


Fig. 21. Continuación ascendente a 1500 m.

Por otra parte, se realizaron mapas de continuación descendente para observar el comportamiento de las anomalías a profundidad. Como se explica con anterioridad (capítulo V), éste proceso no es del todo estable, sin embargo se utilizó en este trabajo para caracterizar de forma muy general, las profundidades de influencia de los cuerpos causantes de las anomalías.

En la figura 22 (a) se presenta la continuación descendente a 100 m, la cual muestra únicamente el desvanecimiento de la anomalía del Evermann en el sector este y la reducción del área de la anomalía producida por el conducto que alimenta a Lomas Coloradas. Los mismos efectos pueden observarse en el mapa de la continuación descendente a 200 m (Fig. 22 b), donde la anomalía negativa del conducto casi es desvanecida en su totalidad, pero se preserva la anomalía del Evermann.

Observando de cuantitativamente el mapa de continuación descendente a 400 m (Fig. 23) es posible observar que las anomalías se ven sumamente amplificadas, rasgo que es característico de este tipo de filtro, sin embargo se utilizará la continuación a este nivel para descripciones cualitativas.

En la figura 23 se observa que la anomalía causada por el volcán Evermann todavía se encuentra presente, aunque débilmente y sólo en una pequeña área del sector noroeste; la anomalía del conducto de Lomas Coloradas ha desaparecido a este nivel.

La anomalía positiva que cubre el sector suroeste y oeste, correspondiente a los eventos basálticos de Lomas Coloradas, se conserva incluso en el mapa de la continuación a 400 m (Fig. 23), lo cual es indicativo de que el espesor y profundidad de la unidad es de gran potencia.

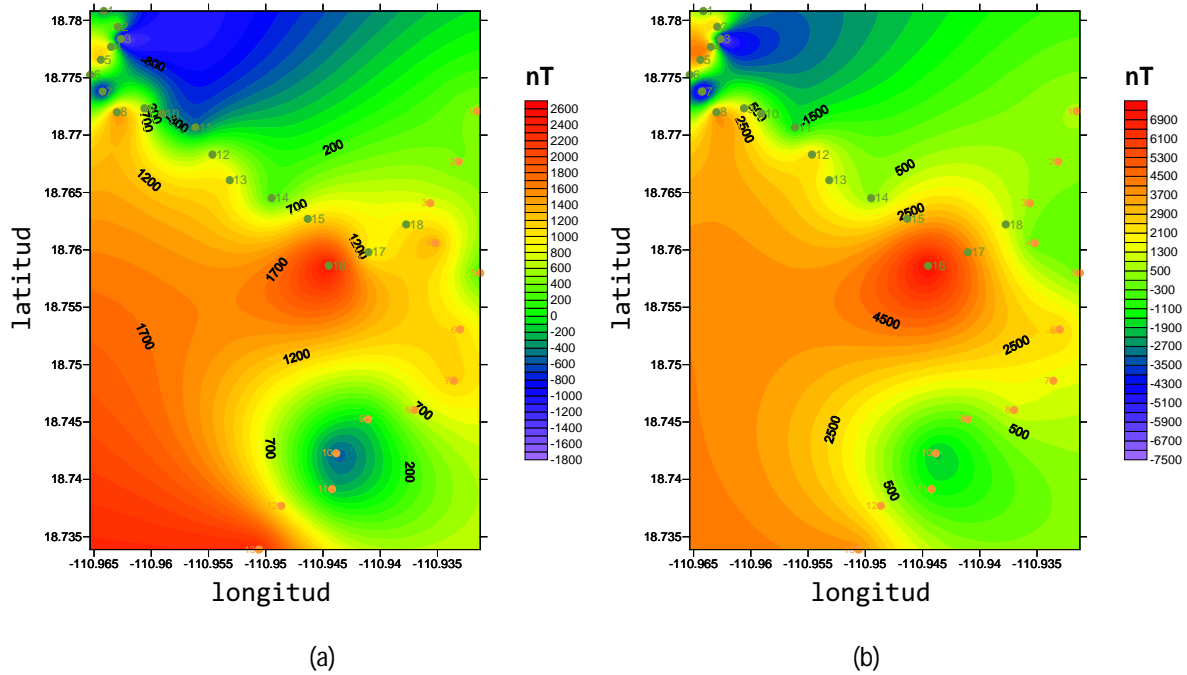


Fig. 22. (a) Continuación descendente a 100 m. (b) Continuación descendente a 200 m.

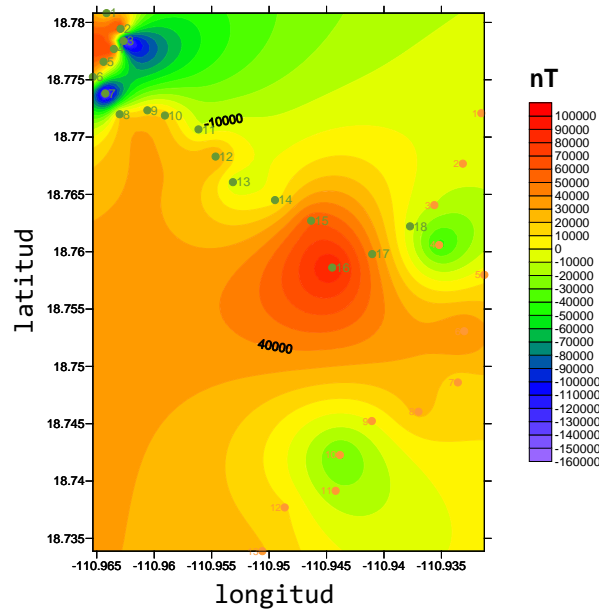


Fig. 23. Continuación descendente a 400 m.

2. MODELADO DIRECTO 2D

MODELOS MAGNETOMÉTRICOS TEÓRICOS DE ISLA SOCORRO

Isla Socorro es difícilmente explorable en su completitud con geofísica terrestre, y los perfiles prospectados sobre la isla representan la anomalía únicamente del sector sureste, por lo que es de vital importancia realizar modelos teóricos que ayuden a la interpretación de las anomalías observadas, principalmente en la cercanía al volcán Evermann (borde de la caldera).

A continuación se presentarán una serie de modelos teóricos de un perfil que cruza la totalidad de la isla en dirección NW-SE (Fig.24), planteando distintos escenarios posibles de las estructuras regionales que conforman la isla y la anomalía resultante.

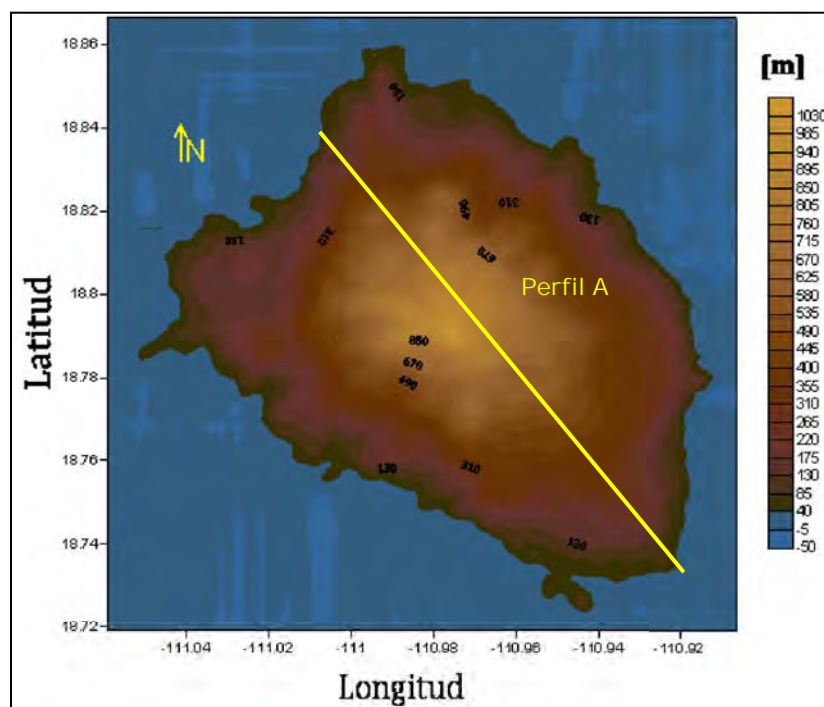


Fig. 24. Perfil "A" utilizado para la construcción de los modelos teóricos. Este perfil cruza la totalidad de la isla en dirección ~NW-SE.

La estructura que se plantea en todos los modelos para la parte superficial de la isla, es un conjunto de capas estratificadas cuya susceptibilidad es variable a profundidad. La geometría de los primeros cuatro modelos teóricos está basada en aquellos propuestos por Pavón (2009).

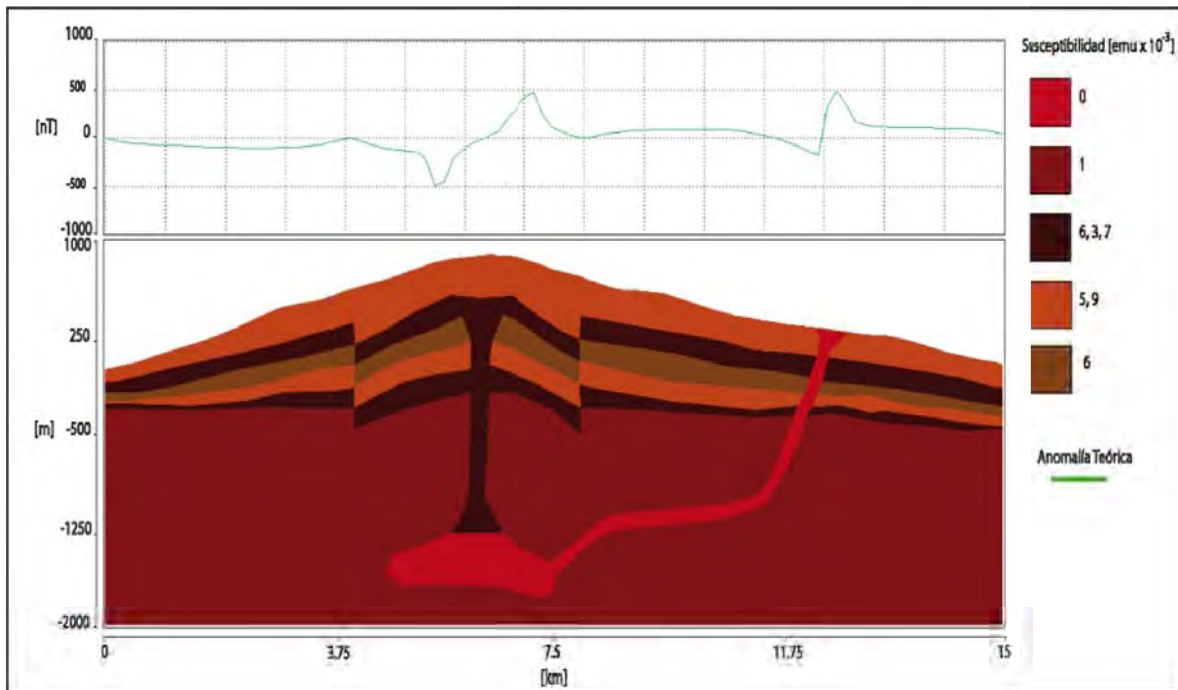
Las anomalías teóricas son planteadas para un campo geomagnético con $B= 39749$ nT, $I= 43.63^\circ$ y $D= 8.97^\circ$, además de que los rangos de susceptibilidades de las rocas presentes en la isla fueron propuestos de tal manera que la anomalía se mantuviera dentro de un rango parecido al obtenido para los datos observados.

Además, se plantea una cámara magmática somera que se encuentra en el edificio volcánico a una profundidad de ~ 1500 m. El conducto del Evermann se encuentra inactivo, mientras que el conducto que alimenta a Lomas Coloradas se encuentra activo.

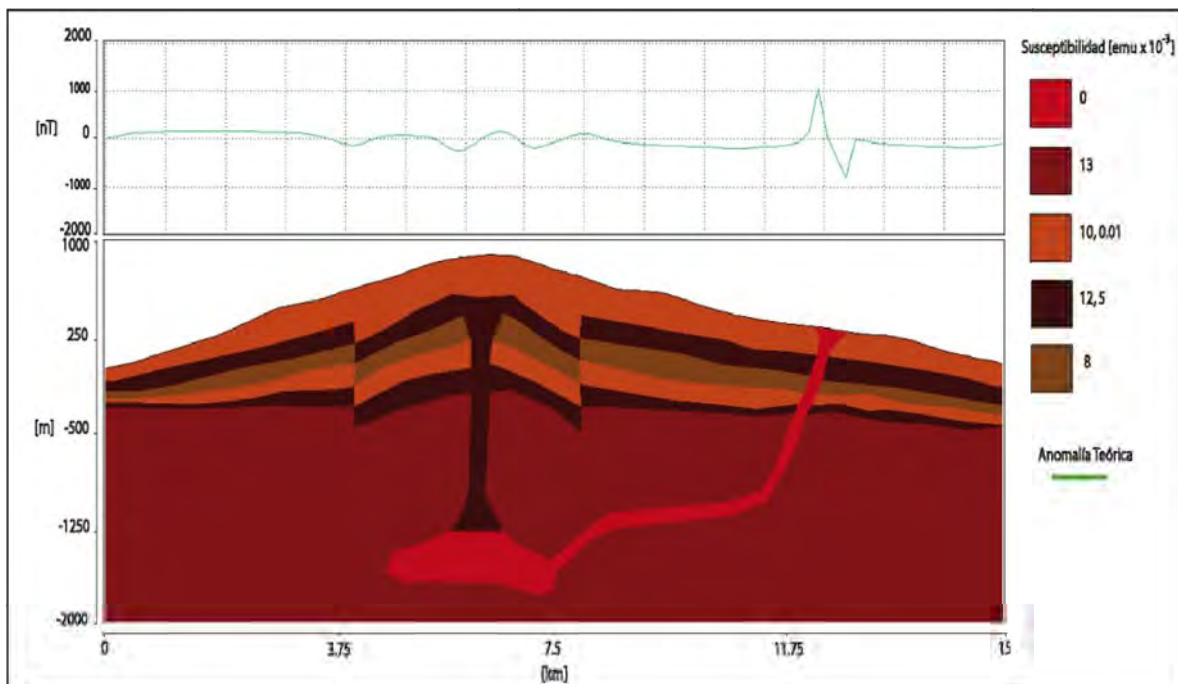
El primer conjunto de modelos (Fig. 25) plantean una estructura que describe el escenario propuesto por Bryan (1959, citado por Bohrson et al., 1996), en donde el colapso de la caldera se debió a un proceso de fallamiento.

En el modelo de la figura 25 (a), la susceptibilidad de las capas decrece a profundidad en un intervalo de 9 a 3×10^{-3} emu. La anomalía más importante está comprendida por un dipolo magnético simétrico (-450 a 450 nT), debido a la cámara magmática y la caída del bloque central que conformó la caldera. Este mismo comportamiento es posible observarlo en el conducto de Lomas Coloradas, sin embargo la amplitud de la anomalía es menor (-200 a 400 nT). Un rasgo muy destacable de este modelo es la anomalía producida por la falla localizada en el km 4 del perfil, la cual no posee gran amplitud, sin embargo es perceptible a nivel regional; la falla localizada en el km 8 no produce una anomalía de gran amplitud, por lo que se ve enmascarada por el efecto del bloque central y la cámara somera.

Por otra parte, si observamos el mismo modelo estructural, pero con una distribución de susceptibilidades que se incrementa a profundidad de 0.01 a 13×10^{-3} emu (Fig. 25. b), la anomalía de la zona central de la isla cambia radicalmente. Se observa que la amplitud de la curva es menor (-200 a 200 nT), sin embargo, las fallas son mejor percibidas. La anomalía producida por el conducto de Lomas Coloradas se incrementa en amplitud (-700 a 700 nT) y cambia la ubicación del máximo y el mínimo.



(a)



(b)

Fig. 25. Modelo Teórico de dos fallas con (a) susceptibilidad decreciente y (b) susceptibilidad creciente a profundidad.

Dos modelos plantean un escenario (Figs. 26 y 27) donde ocurre un colapso de caldera debido al repliegue de la cámara a profundidad (Bohrson et al, 1996), acompañado de la inactividad volcánica del conducto principal debido a la formación de un escudo de roca (Siebe, 1996).

En la figura 26 la susceptibilidad decrece a profundidad (15 a 0.01×10^{-3} emu), mientras que en la figura 27 las capas poseen una susceptibilidad creciente (8 a 35×10^{-3} emu). En ambos casos las anomalías que son fácilmente reconocibles a escala regional son la del conducto principal y la cámara magmática somera, además del conducto de Lomas Coloradas.

Las anomalías de los dos modelos presentan una amplitud muy similar en la parte central de la isla (-1000 a 1000), sin embargo la localización del máximo y mínimo se ve invertido. La amplitud de la anomalía producto del conducto de Lomas Coloradas es diferente en ambos casos, siendo de mayor amplitud en el modelo de susceptibilidad creciente.

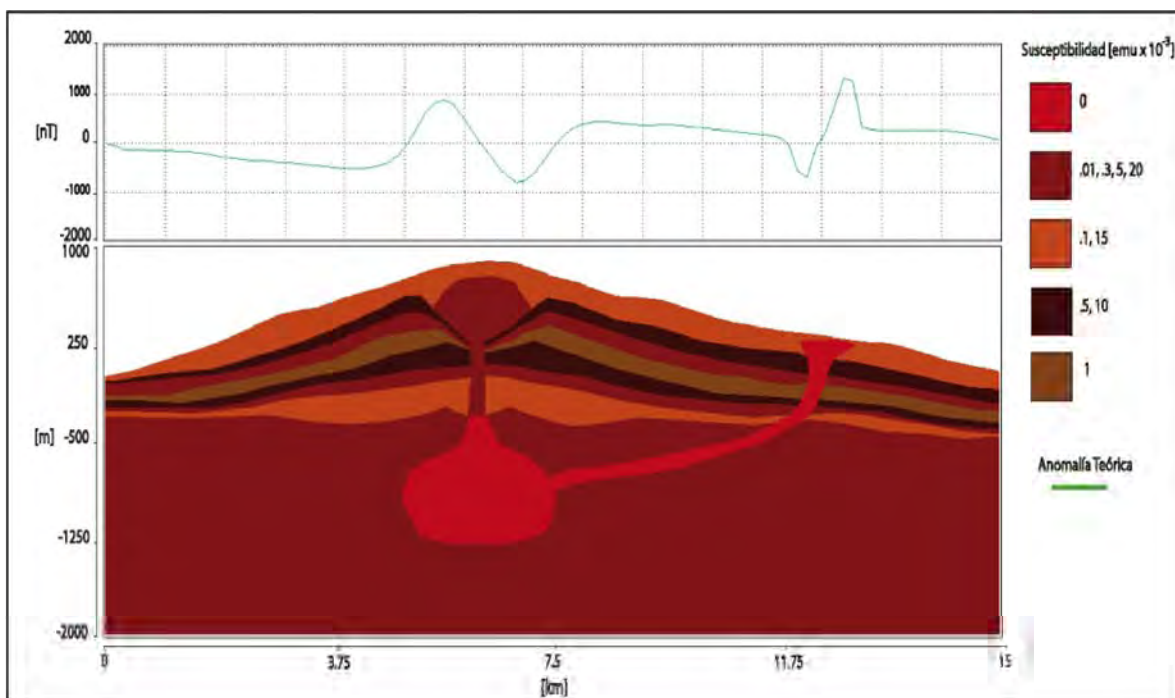


Fig. 26. Modelo estructural del subsuelo de Isla Socorro con susceptibilidad decreciente a profundidad y colapso de la parte central.

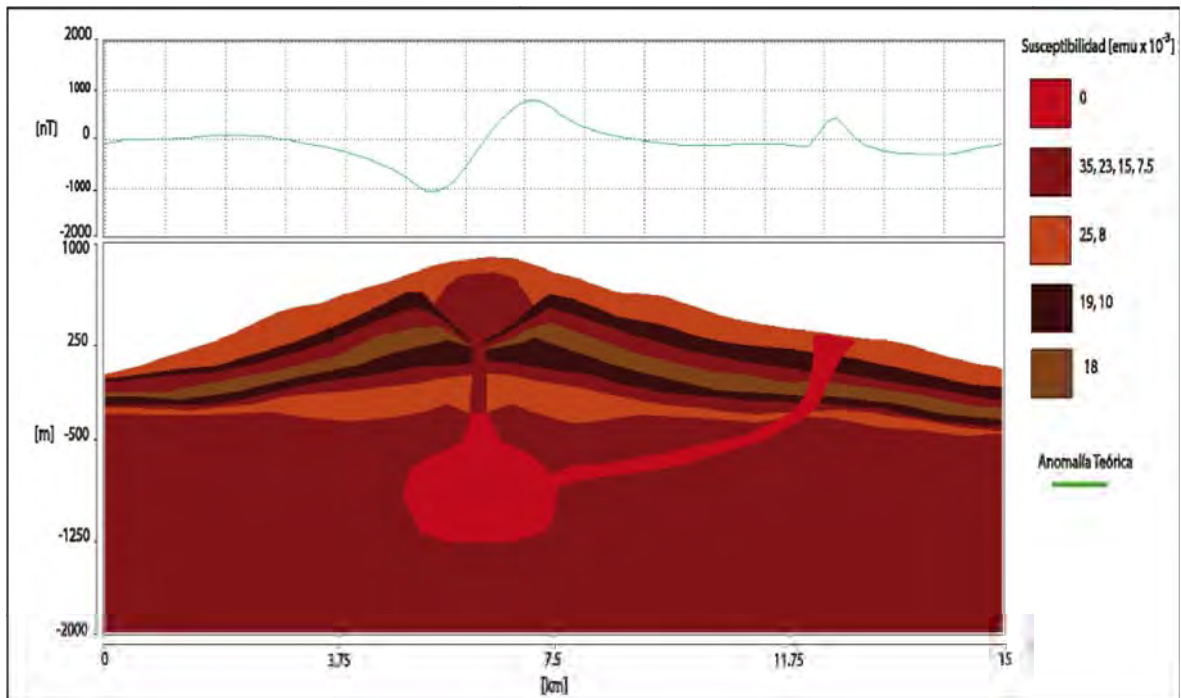
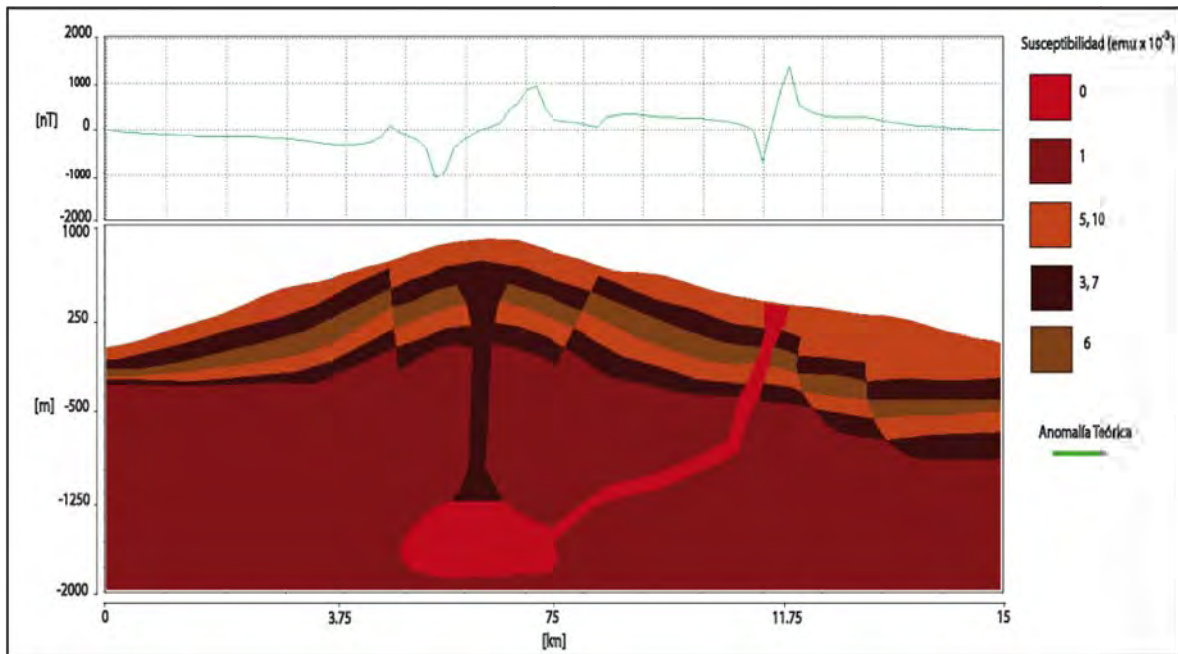


Fig. 27. Modelo estructural del subsuelo de Isla Socorro con susceptibilidad creciente a profundidad y colapso de la parte central.

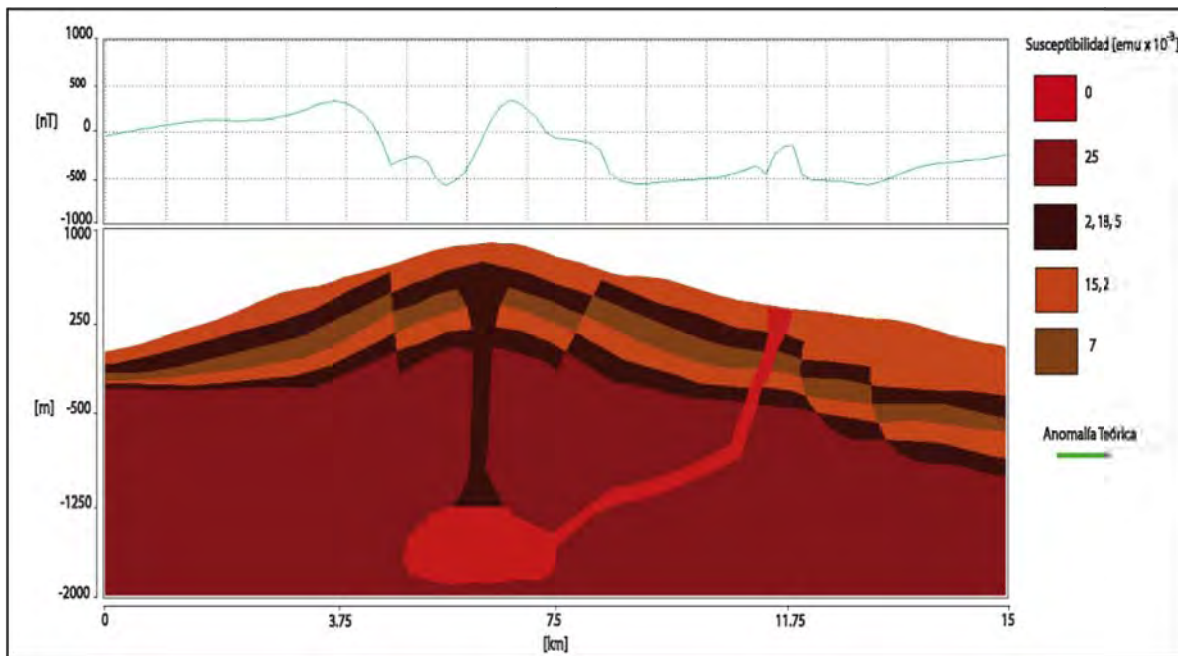
La figura 28 presenta un modelo en el cual la caldera se formó como producto de fallas en la zona central de la isla, pero con mayor inclinación que en los modelos de la figura 25. Además, se presenta un conjunto de fallas lístricas en la zona de Lomas Coloradas, las cuales fueron sepultadas por los eventos eruptivos más recientes.

En la figura 28 (a), donde las capas presentan una susceptibilidad decreciente a profundidad (10 a 1×10^{-3} emu), se observa que la anomalía de la parte central de la isla se ve dominada por la caída del bloque y la cámara magmática, sin embargo la inclinación a un ángulo distinto de la vertical de los planos de falla ocasiona que la anomalía presente mayor amplitud. La anomalía producto del conducto de Lomas Coloradas presenta valores de -700 a 1500 nT, y sólo una pequeña ondulación es percibida en la anomalía producto de las fallas lístricas.

En el modelo de la figura 28 (b), la susceptibilidad es decreciente (25 a 3×10^{-3} emu). Éste modelo presenta una anomalía en la parte central mucho más compleja que los modelos anteriores, aunque no de tan grande amplitud (-600 a 300 nT). Es posible observar que las fallas lístricas en este escenario tienen un aporte significativo a la anomalía, provocando un descenso en el valor de la curva en conjunto con el conducto de Lomas Coloradas.



(a)



(b)

Fig. 28. Modelo Teórico de fallas lístricas con (a) susceptibilidad decreciente y (b) susceptibilidad creciente a profundidad.

En el modelo presentado en la figura 29 y 30, se describe la isla de forma muy similar al modelo de la figura 26 y 27, añadiendo solamente una falla que provoca el descenso del bloque norte.

En la figura 29, donde la susceptibilidad decrece a profundidad (18 a 0.01×10^{-3} emu), presenta una anomalía en la parte central compuesta por un dipolo magnético simétrico (~ -1000 a 1000 nT), que se ve afectada por una anomalía de menor amplitud, producto de la falla que provocó el descenso de la mitad de la pared de la caldera. El conducto de Lomas Coloradas presenta un alto y un bajo magnético de ~ -600 a 1500 nT.

El mismo modelo estructural (Fig. 30), pero con susceptibilidades crecientes a profundidad (8 a 38×10^{-3} emu), presenta una anomalía similar en la parte central al modelo anterior, sólo que la anomalía se ve invertida, y no se ve tan afectada por la falla. La anomalía del conducto de Lomas Coloradas es de menor amplitud que el modelo anterior (0 a 400 nT), y sólo es percibida como un alto magnético.

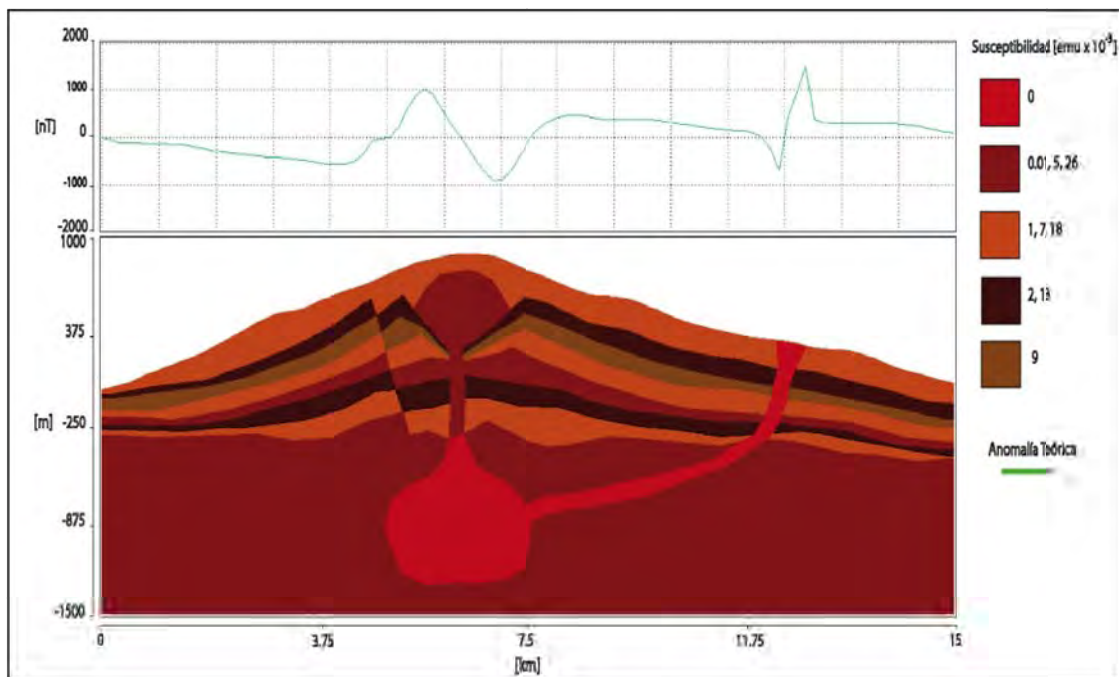


Fig. 29. Modelo Teórico con una falla, colapso de la zona central y susceptibilidad decreciente a profundidad.

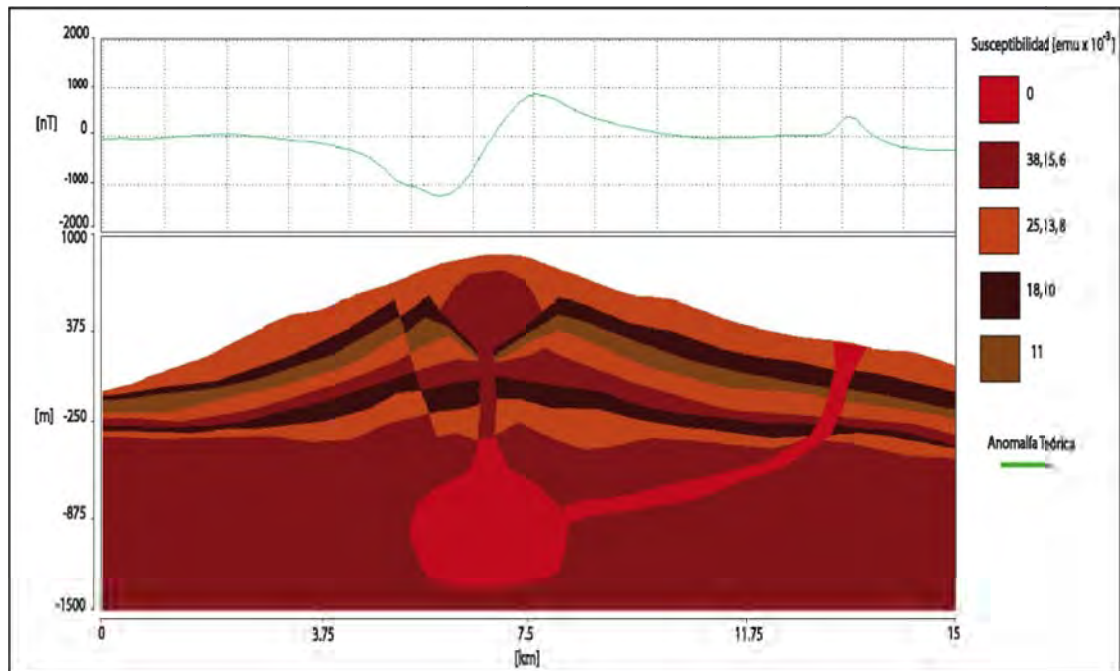


Fig. 30. Modelo Teórico con una falla, colapso de la zona central y susceptibilidad creciente a profundidad.

Por último, se plantea un escenario de mayor complejidad estructural, tratando de integrar la información de los diversos autores respecto a la evolución del volcanismo de la isla (Figs. 31 y 32). En primer lugar se plantea una cámara somera, la cual se está secando en la parte norte, por lo que la actividad ha ido migrando hacia el sur (Lomas Coloradas) y hacia fuera de la isla (erupciones submarinas, Siebe, 1996). Además se propone una actividad parcial en el Evermann, con base en la actividad fumarólica reciente, que ha sido reportada (Siebe, 1996).

Además, se propone que el descenso de la mitad de la pared de la caldera es producto de una falla, la cual no tiene evidencias estructurales en superficie, porque fueron sepultadas por eventos posteriores. De igual forma que en los modelos anteriores, se propone una estratificación de capas que representan los eventos eruptivos de la isla, cuya susceptibilidad varía a profundidad.

En el primer modelo (Fig. 31) la susceptibilidad decrece a profundidad de 20 a 2.5×10^{-3} emu, mientras que en el segundo modelo (Fig. 32), se incrementa de 6.5 a 11.5×10^{-3} emu.

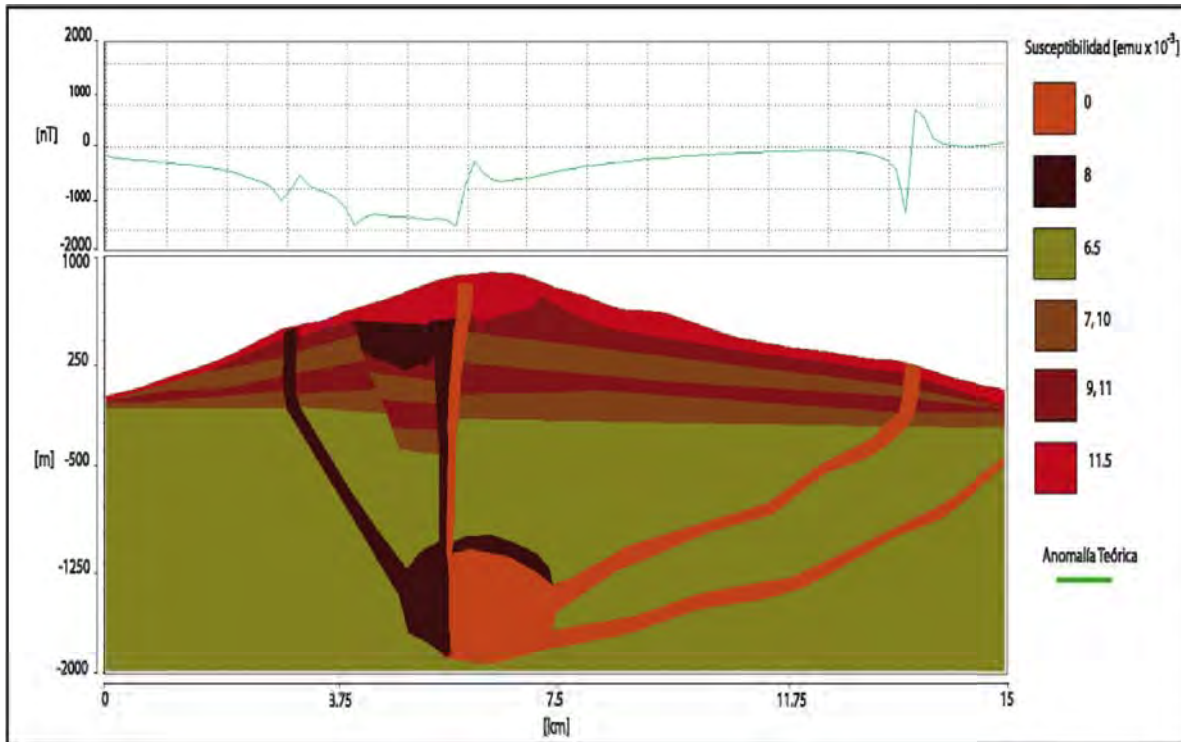


Fig. 31. Modelo Teórico de síntesis con susceptibilidad decreciente a profundidad.

El modelo de la figura 31 presenta una anomalía con un rango de -2000 a 1000 nT. La anomalía de la parte central se ve seriamente afectada por la caída del bloque de la parte norte de la caldera, y se presenta como un bajo magnético; el plano de falla produce un bajo de anomalía perceptible, de igual forma que el conducto semiactivo. El conducto de Lomas Coloradas presenta una anomalía de mayor amplitud que el modelo anterior, y el conducto más externo, no produce anomalía perceptible.

El rango de la anomalía del modelo de la figura 32, es \sim -750 a 1000 nT, presentando la mayor amplitud en la zona central de la isla. El conducto parcialmente activo del Evermann provoca una anomalía peculiar, sin embargo la falla que produce el descenso del bloque no produce anomalía perceptible a nivel regional. El conducto de Lomas Coloradas presenta una anomalía similar que en los modelos anteriores y no se ve afectada en lo absoluto por el conducto que alimenta los eventos submarinos.

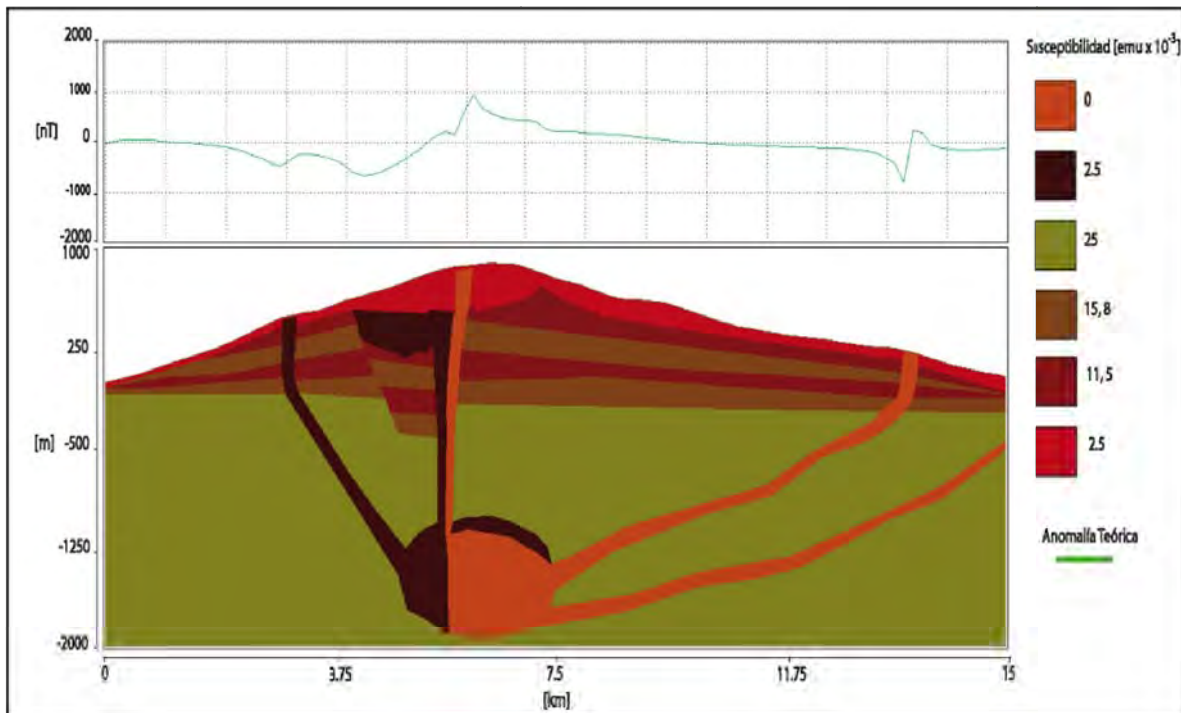


Fig. 32. Modelo Teórico de síntesis con susceptibilidad creciente a profundidad.

MODELOS MAGNETOMÉTRICOS DE LAS ANOMALÍAS OBSERVADAS

En este apartado se presentan los resultados de un conjunto de modelos obtenidos del modelado bidimensional de la anomalía residual de tercer grado, previamente reducida al polo. Debido a que el levantamiento se realizó sobre perfiles muy irregulares, se trazaron un par de perfiles de geometría más uniforme que incluyen los valores medidos en campo los cuales pueden observarse en la figura 33. El perfil 1, incluye las estaciones 1-13 en color naranja y el perfil 2, las estaciones 1-18 en color verde.

Para realizar el modelado bidimensional, se realizó una selección de los modelos teóricos con base a la similitud de tendencia y rango de la anomalía teórica y la observada, para así elegir el rango de la susceptibilidad a emplear.

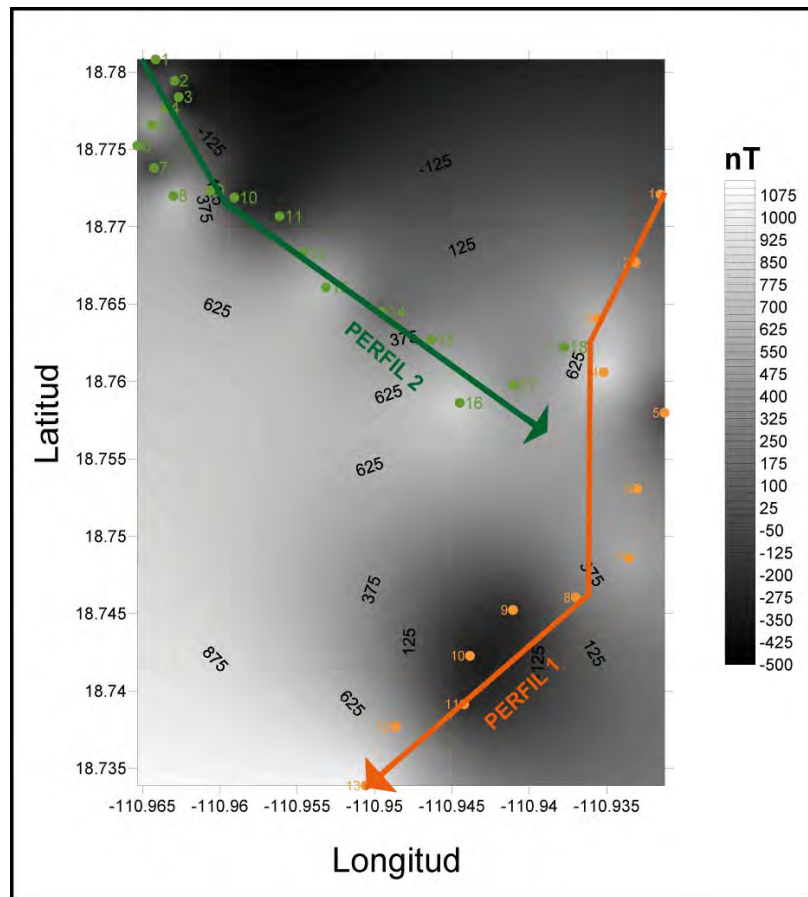


Fig. 33. Mapa de Anomalia Residual de tercer grado con la localización de los perfiles utilizados para el modelado 2D.

Los modelos que más satisfacen éstas dos condiciones son:

- Modelo Teórico de Dos Fallas con susceptibilidad creciente a profundidad
- Modelo Teórico de Fallas Lítricas con susceptibilidad creciente a profundidad
- Modelo Teórico de Falla-Colapso con susceptibilidad decreciente a profundidad
- Modelo Teórico de Síntesis con susceptibilidad decreciente a profundidad.

En base a los rangos de susceptibilidad de estos 4 modelos teóricos, se construyeron los modelos de las anomalías observadas para el perfil 1 y 2.

En el modelado de las anomalías observadas no se incluyeron las fallas que se propusieron en los modelos teóricos, debido a que este tipo de características no permitían el mejor ajuste de la anomalía.

A. Primer caso

En los modelos del perfil 2 (Fig. 34) y perfil 1 (Fig. 35) se plantea una sucesión de capas cuya susceptibilidad se incrementa a profundidad y corresponde a los rangos del Modelo Teórico de Dos Fallas. El material basal representa un basalto precaldera de susceptibilidad $\sim 35 \times 10^{-3}$ emu, sobre el cual se encuentra descansando una capa de riolita peralcalina con susceptibilidad de $\sim 20 \times 10^{-3}$ emu, seguida por un basalto de la Formación Lomas Coloradas con susceptibilidad de $\sim 15 \times 10^{-3}$ emu y finalmente el material de la cima es una riolita peralcalina con susceptibilidad de 8×10^{-3} emu.

Al inicio del modelo del perfil 2, las capas presentan una depresión que se relaciona con la parte sureste de la caldera. En ésta misma zona, la curva de la anomalía presenta dos altos magnéticos y un bajo con una amplitud corta en comparación con el rango de la anomalía, que se atribuye a una estructura de dique y no a una falla como se planteó en el modelo teórico.

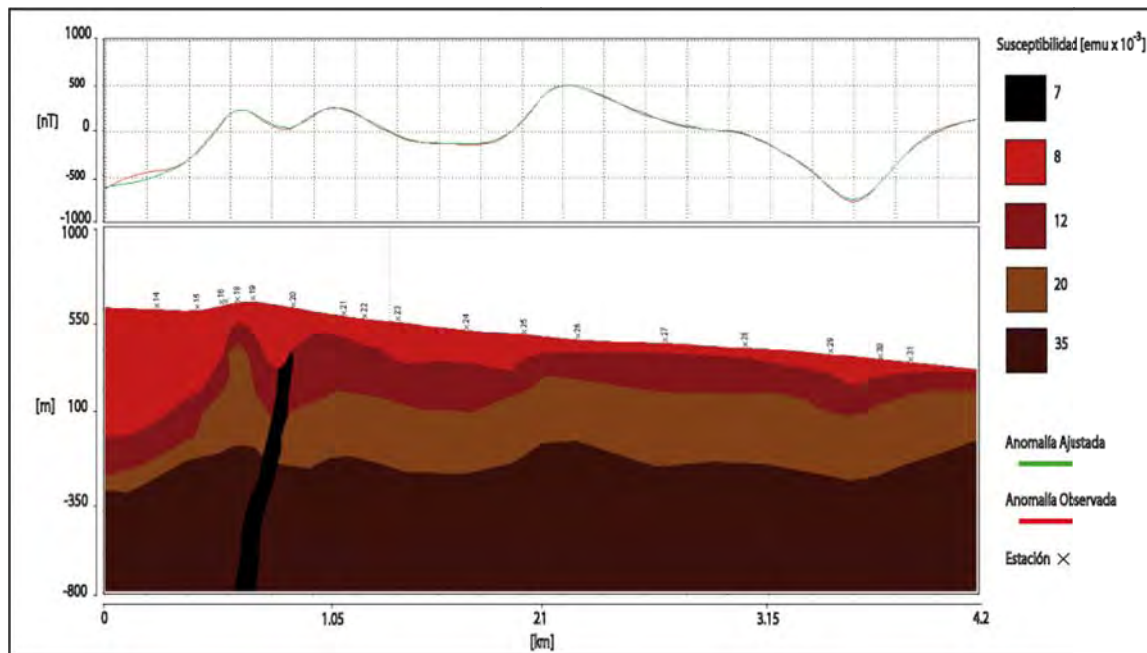


Fig. 34. Modelo bidimensional de la anomalía observada para el perfil 2. La susceptibilidad de las capas se incrementa a profundidad.

En el modelo del perfil 1, se han propuesto capas sumamente onduladas que deben su geometría a la topografía y la alta viscosidad de las lavas de los eventos de Lomas Coloradas.

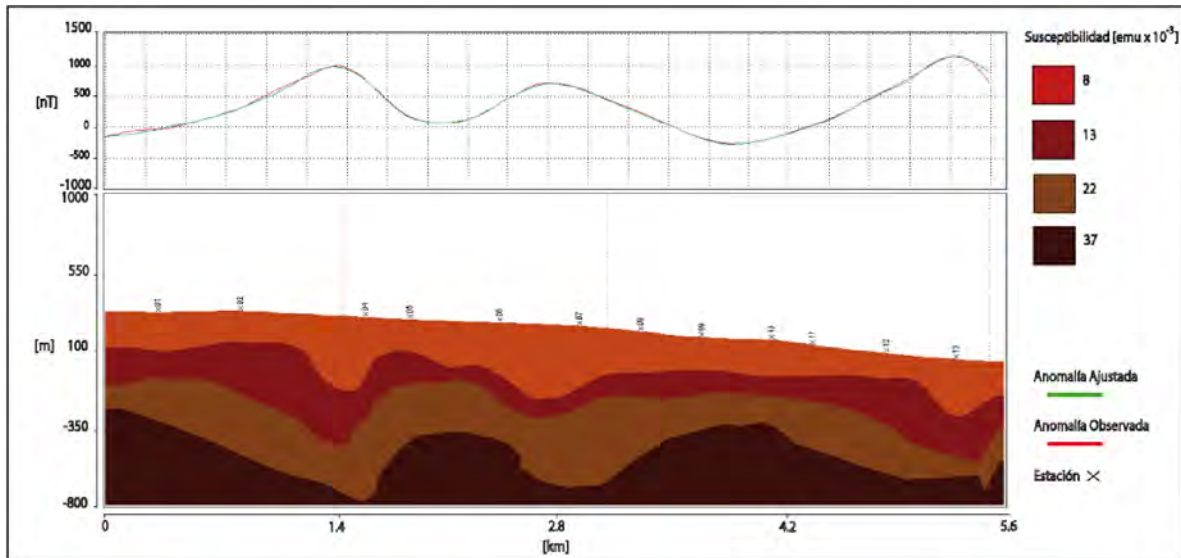


Fig. 35. Modelo bidimensional de la anomalía observada para el perfil 1 con susceptibilidad magnética creciente a profundidad.

B. Segundo Caso

Este par de modelos (Figs. 36 y 37) presentan estructuras similares a los planteados en el caso anterior, sin embargo el rango de susceptibilidades corresponde con el Modelo Teórico de Fallas Lítricas. Describiendo los modelos de base a cima, encontramos un basalto precaldera con susceptibilidad de $\sim 25 \times 10^{-3} \text{emu}$, cubierta por una unidad de riolita peralcalina cuya susceptibilidad es de $\sim 16 \times 10^{-3} \text{emu}$, seguida de una capa de basalto Lomas Coloradas con susceptibilidad de $7 \times 10^{-3} \text{emu}$ y en la cima de la columna geológica, se presenta un evento de composición riolítica peralcalina cuya susceptibilidad es de $3 \times 10^{-3} \text{emu}$.

En el perfil 2 (Fig. 36), las estructuras presentan muchas ondulaciones, y en la zona de las estaciones 29 a 31 se planteó una depresión de los eventos más profundos para lograr el mejor ajuste de las curvas de anomalía.

El ajuste de los modelos a la curva observada es bueno para ambos perfiles, aunque en el perfil 1 (Fig. 37) las estructuras exhiben muchas irregularidades que no pueden ser concebidas geológicamente. Las capas tienen una pendiente positiva y contraria a la topografía, lo cual no puede ocurrir debido a que las coladas de lava y flujos piroclásticos fluyen por acción de la gravedad.

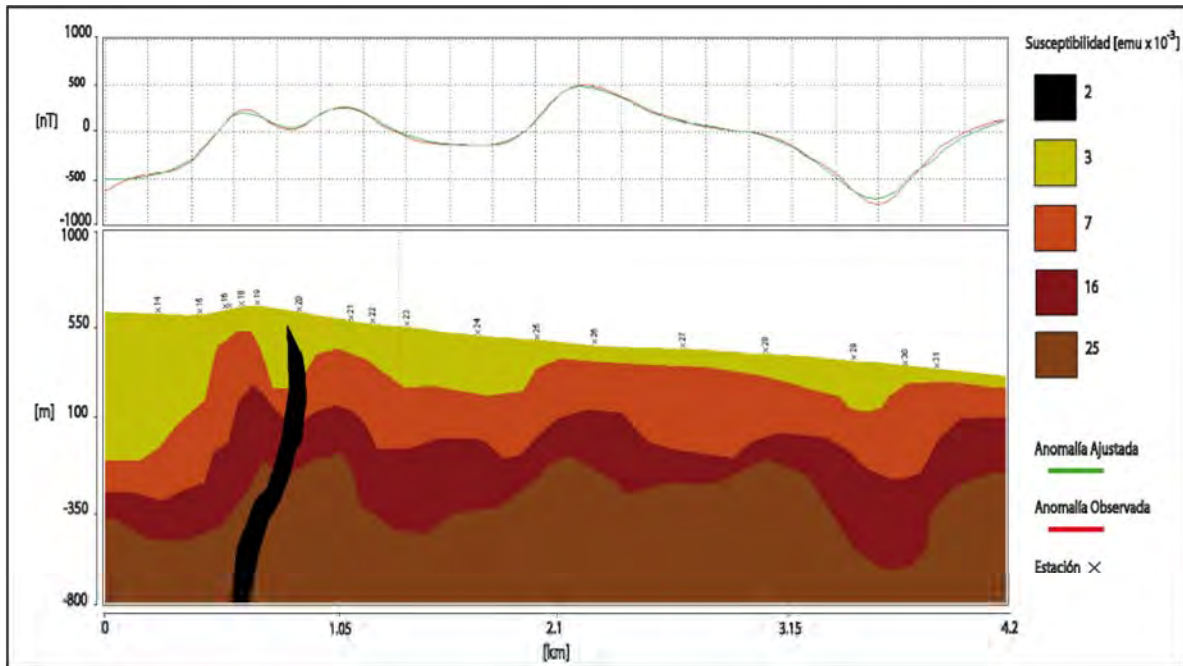


Fig. 36. Modelo bidimensional de la anomalía observada para el perfil 2 con susceptibilidad magnética creciente a profundidad.

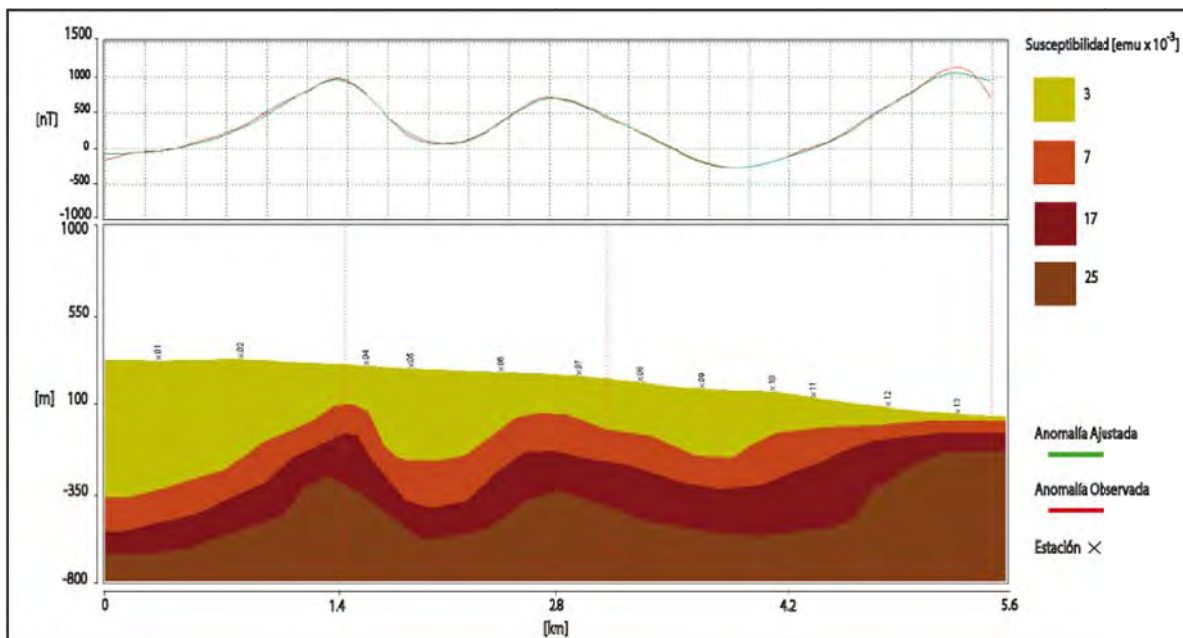


Fig. 37. Modelo bidimensional de la anomalía observada para el perfil 1 con susceptibilidad magnética creciente a profundidad.

C. Tercer Caso

Los modelos descritos en esta sección (Figs. 38 y 39) están basados en el rango de susceptibilidad del Modelo Teórico de Falla-Colapso. De base a cima, las susceptibilidades de los materiales son: 0.01 , 5 , 12 y 18×10^{-3} emu.

Para el modelo del perfil 2 (Fig. 38) se obtiene un buen ajuste en las estaciones 24 a la 31, sin embargo, en aquellas de la parte inicial el ajuste es inexistente, aún cuando se plantea la estructura del borde de la caldera que en los modelos anteriores dio excelentes resultados.

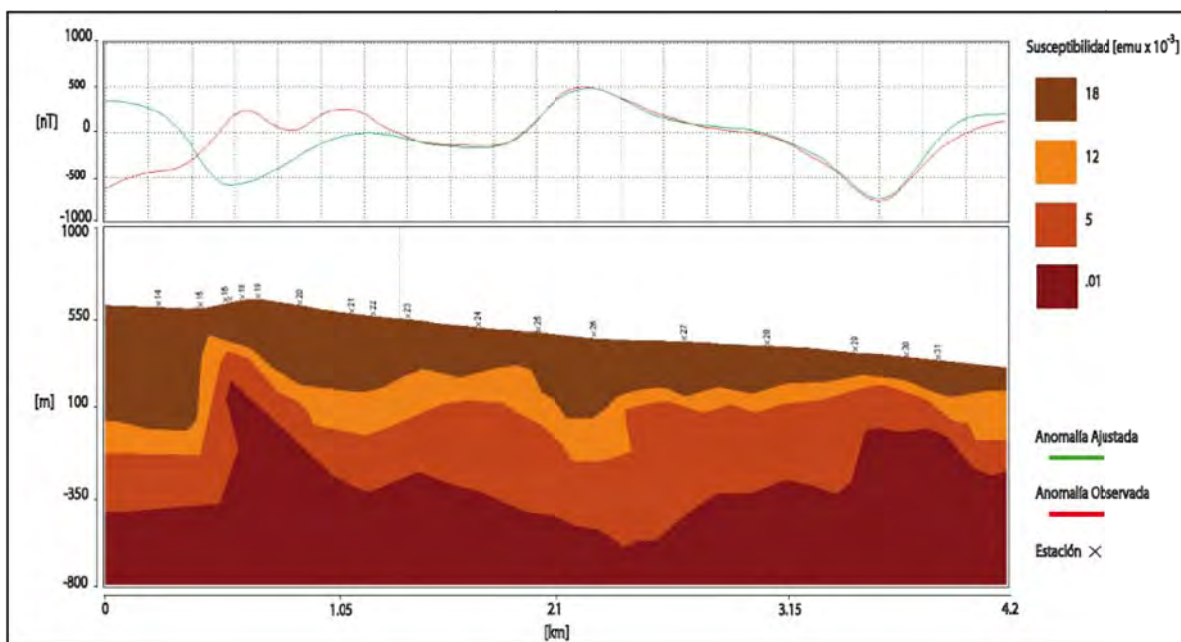


Fig. 38. Modelo bidimensional de la anomalía observada para el perfil 2 con susceptibilidad magnética decreciente a profundidad.

En el modelo del perfil 1 (Fig. 39), el ajuste de la curva modelada con la anomalía observada es muy bueno. La sucesión de capas a pesar de tener muchas irregularidades geométricas, son congruentes con la topografía y pierden espesor conforme se dirigen hacia el final del perfil (hacia fuera de la isla).

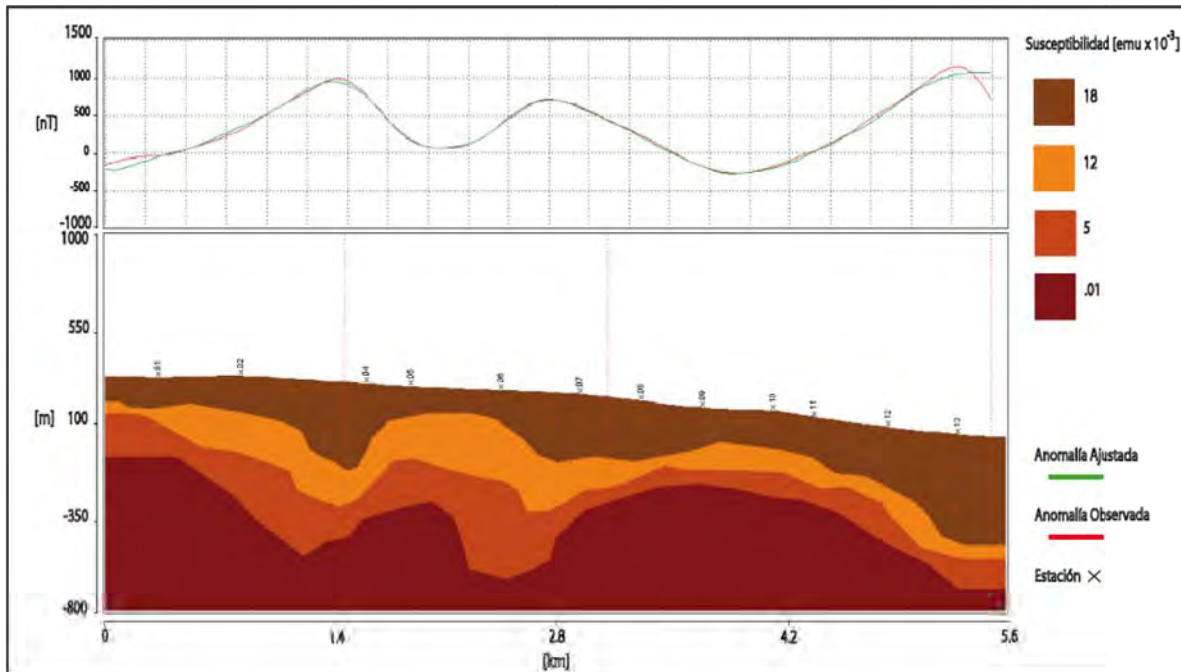


Fig. 39. Modelo bidimensional de la anomalía observada para el perfil 1 con susceptibilidad magnética decreciente a profundidad.

D. Cuarto Caso

Este par de modelos (Figs. 40 y 41) consta de un conjunto de capas cuya susceptibilidad decrece a profundidad de la siguiente manera: 11.5 , 10 , 9 y 6.5×10^{-3} emu; éste rango fue elegido con base en el Modelo Teórico de Falla-Colapso.

Si observamos las figuras 40 y 41, es posible notar que pesar de haberse planteado una serie de capas con geometrías muy onduladas e irregulares, que deberían producir grandes contrastes laterales y consecuentemente grandes anomalías, por el contrario, no producen cambios significativos en la curva a ajustar. Esto ocurre porque el rango de susceptibilidad de los materiales es muy pequeño y poco significativo para la amplitud de la anomalía.

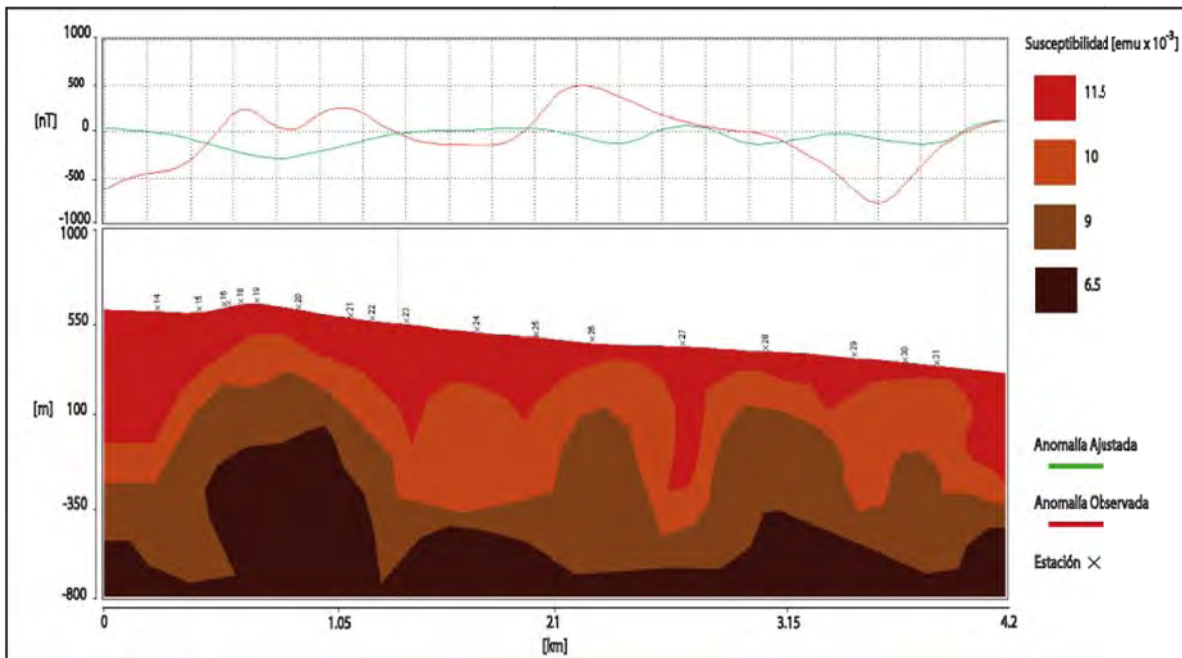


Fig. 40. Modelo bidimensional de la anomalía observada para el perfil 2 con susceptibilidad magnética decreciente a profundidad.

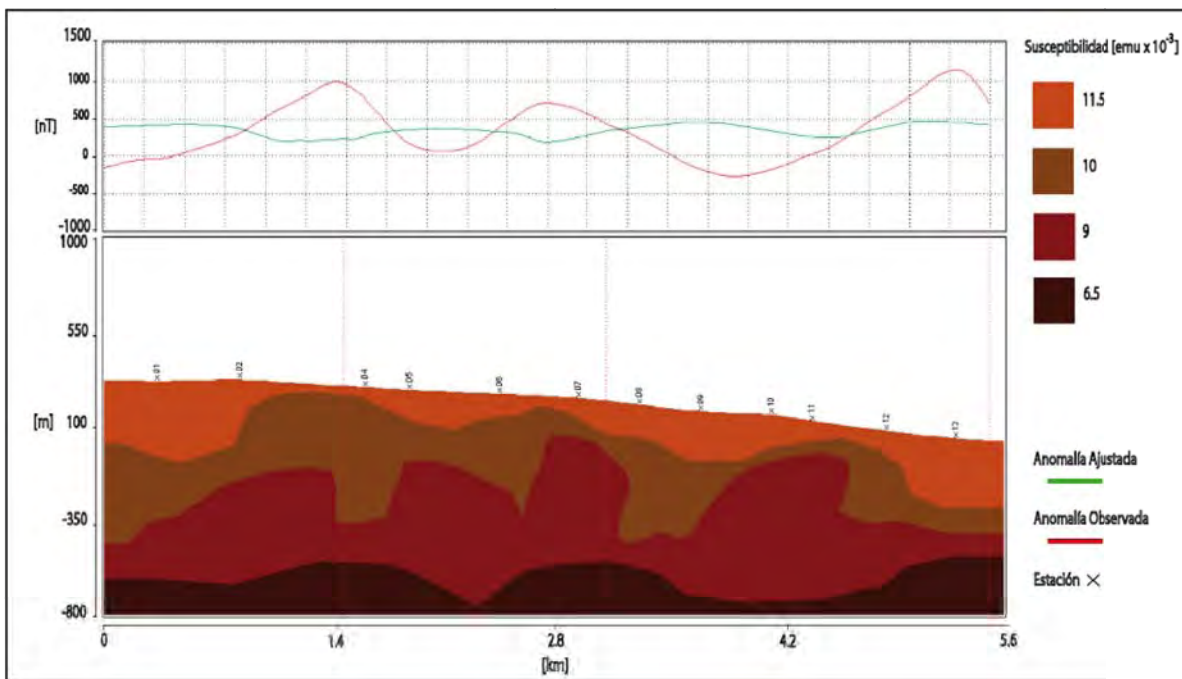


Fig. 41. Modelo bidimensional de la anomalía observada para el perfil 1 con susceptibilidad magnética decreciente a profundidad.

VI. CONCLUSIONES

A través de la integración de la información obtenida de la prospección magnetométrica sobre el sector sureste de Isla Socorro, se presentan las siguientes conclusiones:

- El estudio magnetométrico permitió documentar la ocurrencia de anomalías magnéticas características de las estructuras volcánicas en el sector sur de isla Socorro. La zona de estudio comprende el flanco sureste del volcán Evermann, la zona de la cima del volcán y la parte externa de la caldera, todas ellas reflejadas en los mapas magnéticos como una anomalía negativa, además del campo volcánico de la Formación Lomas Coloradas el cual presenta anomalías positivas excepto en la porción más oriental.
- Los modelos bidimensionales teóricos presentan anomalías similares a las observadas cuando el valor de susceptibilidad magnética aumenta a profundidad, lo que sugiere variaciones a profundidad en la concentración y/o tipos de minerales magnéticos. Estas variaciones pueden estar relacionadas a cambios litológicos de las rocas volcánicas, procesos de alteración hidrotermal e intemperismo y efectos de circulación de fluidos y gradientes de temperatura. Las unidades con mayor susceptibilidad magnética se presentan en la parte basal (lo más antiguo) y las de menor susceptibilidad magnética en la parte superficial (más joven).
- En el caso de la Formación Lomas Coloradas, cuyas lavas recientes son de composición basáltica, y evidentemente más magnéticas como se muestra en los mapas de anomalía, no concuerda con la idea del punto anterior, sin embargo estos eventos se explican a través de la existencia de un conducto que está realimentando la cámara magmática principal con un magma de composición máfica calco-alcalina.
- Los modelos de las anomalías observadas se plantearon en base al comportamiento de las anomalías teóricas. Los que mejor ajustaron fueron aquellos en donde la susceptibilidad magnética decrece a profundidad en un rango de 0.01 a 35×10^{-3} emu y plantean una caldera que pudo ser originada por fallamiento del bloque central o colapso del mismo debido al repliegue del magma a profundidad. En el caso del perfil que cubre la cercanía de la cima del volcán Evermann, el modelado de la pared de la caldera presentó un excelente ajuste en dos modelos.

- La magnetización remanente de las rocas del área de estudio tiene una dirección aproximada al campo geomagnético actual, esto es debido a que las reversiones de polaridad ocurren en periodos largos, con el último cambio de polaridad hace 790,000 años. Las rocas más antiguas del área de estudio datan de menos de un millón de años, por lo que se emplazan dentro del cron Brunhes de polaridad normal. Por lo tanto, la magnetización remanente no afecta significativamente en el modelado 2D de las anomalías observadas.
- En los modelos teóricos que proponen estructuras falladas, éstas se ven muy bien reflejadas a través de quiebres en la curva de la anomalía magnética (e.g. modelos teóricos de dos fallas, de fallas lítricas y de falla-colapso).
- No es posible determinar la existencia de una falla que haya hecho descender el bloque central como señala Bryan (1959), por lo que el colapso de la parte central producto del repliegue podría ser la mejor explicación.
- Si bien, se plantearon fallas en los modelos teóricos, ellas no fueron planteadas en el modelado de las anomalías observadas, porque la resolución del estudio no permite su detección. Es probable que existan fallas en la estructura de Isla Socorro debido a su contexto tectónico, además de que estas son una etapa importante en la evolución de los volcanes. Se recomienda un estudio aeromagnético con mayor resolución que el estudio realizado en este trabajo y que además comprenda la totalidad de la superficie de la isla.

BIBLIOGRAFÍA

- Arango Galván, C. 2001. Análisis Temporal del Campo Magnético y Deformación en el Volcán Popocatepetl. Tesis de Ingeniería Geofísica. Instituto de Geofísica UNAM, México, pp. 13-25.
- Argote E., Denisse L. 2008. Modelación en 3D de Datos Magnéticos para Caracterizar Estructuras Arqueológicas, Tesis de Doctorado en Ciencias, Instituto de Geofísica UNAM, México, pp. 27-54.
- Blakely, R.J., 1996. Potential theory in Gravity and Magnetism Applications. Cambridge University Press. Reino Unido, pp. 154-178.
- Blásquez L. 1960. Hidrología y Edafología. La Isla Socorro. Archipiélago Revillagigedo. UNAM Monografías del Instituto de Geofísica. México, pp. 69-100.
- Bohron, M. y Reid, M. 1995. Petrogenesis of Alkaline Basalts from Socorro Island, Mexico: Trace element Evidence for Contamination of Ocean Island Basalt in the Shallow Ocean Crust. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, no. B12, pp. 24,555- 24,576.
- Bohron, M. et al. 1996. Prolonged history of silicic peralkaline volcanism in the eastern Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, no. B5, pp. 11,457- 11,474.
- Breiner, S. 1973. Applications Manual for Portable Magnetometers. Geometrics. California, pp.2-54.
- Dearing, John. 1994. Environmental Magnetic Susceptibility Using the Bartington MS2 System. Bartington Instruments. Oxford.
- Kearey, P. et al. 2002. An introduction to Geophysical Exploration, Wiley, John & Sons Incorporated.
- Klitgord y Mammerickx. 1982. Northern East Pacific Rise: Magnetic Anomaly and Bathymetric Framework. *Journal of Geophysical Research*, vol. 87, no. B8, pp 6725-6750.
- Mammerickx, J. y Naar, D.F. 1988. The Mathematician Paleoplate. . *Journal of Geophysical Research*, vol. 93, no. B4, pp. 3025- 3040.
- Menke, William y Abbott, Dallas. 1990. Geophysical Theory. Columbia University Press. New York.
- Milson, J.J. 2003. The Geological Field Guide John Wiley & Sons. Inglaterra, pp. 52-53.

- Moore, J. 1970. Submarine Basalt from the Revillagigedo Islands Region, Mexico. *Marine Geology*, vol. 9, pp. 331- 345.
- Nabighian, M.N. Grauch V.J., et al., 2005. 75th Anniversary. The Historical development of the Magnetic Method in Exploration: SEG, *Geophysics*, Vol. 70, no. 6, pp. 33nd-61-nd.
- Ortega, F. y Sánchez, G. 1985. Xenolitos Plutónicos de Isla Socorro, Archipiélago Revillagigedo. *Revista del Instituto de Geología*, vol. 6, no. 1, pp. 37-47.
- Parasnis, D.S. 1986. *Principles of Applied Geophysics*. Chapman & Hall. Gran Bretaña, p. 9.
- Pavón, J.A. 2009. Exploración Gravimétrica en Isla Socorro, Archipiélago de Revillagigedo, México. Tesis de Ingeniería Geofísica. Instituto de Geofísica UNAM, México, pp.1-61.
- Robinson, E.S.1988. *Basic Exploration Geophysics*. John Wiley & Sons. Canadá, p. 408.
- Sharma, P.V. 1997. *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge University Press. UK. pp. 34-35.
- Siebe, C. et al. 1996. Submarine eruption near Socorro Island, México: Geochemistry and scanning electron microscopy studies of floating scoria and reticulate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 68, pp. 239-271.
- Telford, W.M. 1976. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Estados Unidos de América, pp. 120-121.
- Urrutia Fucugauchi, J. 1977. Importancia del Magnetismo Remanente en la Interpretación de Anomalías Magnéticas. *Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración*. Vol. XVIII. México. pp. 83-113.
- W. Bevan, Bruce. 2006. *Understand Magnetic Maps*. Geosight. Virginia, p.74.
- William, Laurie. 1997. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press. UK.

Consulta en internet

- <http://www.abae.gob.ve/images/campo-magnetico.jpg>
- <http://www.abae.gob.ve/images/vector-campo-magnetico.jpg>
- http://www.geomag.bgs.ac.uk/gifs/igrf_form.shtml
- <http://www.intermagnet.org/>