



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN
NICOLÁS DE HIDALGO**



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES

EN CIENCIAS DE LA TIERRA.

**IMPLEMENTACIÓN DE MÉTODOS MAGNÉTICOS Y SÍSMICOS
PARA LA EXPLORACIÓN GEOTÉRMICA EN LA ZONA DE LAS
DERRUMBADAS, PUEBLA.**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

CON ESPECIALIDAD EN:

GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO.

PRESENTA:

ING. JOSÉ JOAQUÍN GÓMEZ CORTES

DIRECTOR DE TESIS:

DR. RICARDO VÁZQUEZ ROSAS

CO-ASESORES:

DR. ANGEL GREGORIO FIGUEROA SOTO

DR. VÍCTOR HUGO GARDUÑO MONROY

Morelia Michoacán, agosto de 2018.

AGRADECIMIENTOS.

Agradezco en primer lugar al Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (INICIT) de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, a sus profesores que contribuyeron a mi formación durante mi estancia en este instituto que me ha brindado la oportunidad de formar parte de él y haber contribuido a mi formación en como profesionista. Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico brindado durante la realización de este trabajo de tesis.

Al proyecto No. 17 del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo) "ESTUDIO DE FRACTURAMIENTO-FALLAMIENTO Y CAMPO DE DEFORMACIÓN ACTUAL, APOYADOS CON SÍSMICA Y TOMOGRAFÍA EN LOS CAMPOS GEOTÉRMICOS DE CUITZEO, MICH., RANCHO NUEVO, GTO., LAS DERRUMBADAS, PUE., Y VOLCÁN TACANÁ, CHIAPAS"; que financió muchas de las salidas a campo para la realización de este y muchos otros trabajos.

A mis asesores, los Dr. Ricardo Vázquez Rosas, Víctor Hugo Garduño Monroy y Angel Figueroa Soto por haber tenido la paciencia de trabajar conmigo durante este tiempo, así como su completa disposición para abordar temas multidisciplinarios dentro de la rama de las Ciencias de la Tierra. A mis compañeros de la Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio y del P-17 del CeMIEGeo por su ayuda en la realización de los trabajos de campo, en especial al Dr. Alberto Mazzoldi y los M.C. Jorge Alejandro Guevara Alday y Sergio Manuel Nájera Blas.

A mis padres, hermanos y mi novia, que, en las buenas y en las malas me han dado todo su apoyo y comprensión durante toda esta etapa.

Y a mi familia en general que me ha apoyado para lograr esta meta muy importante para mí. A todos ellos, ¡muchas gracias!

DEDICATORIA.

A Trinidad, José, Guadalupe y Nicanor.

ÍNDICE.

I.	RESUMEN.....	14
II.	ABSTRACT.....	15
III.	INTRODUCCIÓN.....	16
III.I	Objetivo.....	17
III.II	Objetivos específicos.....	17
III.III	Justificación.....	18
IV.	CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	19
IV.I.	Localización.....	19
V.	MARCO GEOLÓGICO.....	20
V.I.	Geología regional.....	20
V.II.	Geología local.....	25
V.III.	Estratigrafía.....	29
V.III.I.	Cretácico: Formación Orizaba.....	29
V.III.II.	Terciario: Rocas ígneas intrusivas.....	31
V.III.IV.	Cuaternario: Riolita Oyameles.....	31
VI.	MARCO TEÓRICO.....	34
VI.I.	El campo Geomagnético.....	34
VI.II.	Elementos del Campo Geomagnético.....	35
VI.III.	Variaciones del Campo Geomagnético.....	36
VI.IV.	Susceptibilidad magnética de las rocas.....	37
VI.V.	El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF).....	38
VI.VI.	Anomalías magnéticas.....	39
VII.	MAGNETOMETRÍA.....	41
VII.I.	Magnetómetros.....	41
VII.II.	Procesamiento de la información magnética a partir de filtros matemáticos.....	42
VII.III.	Corrección por variación diurna.....	43
VII.IV.	Reducción al Polo.....	43
VII.V.	DERIVADOS HORIZONTALES.....	45
VII.VI.	Continuación de campos.....	45
VII.VII.	Señal Analítica.....	47
VIII.	TEORÍA DE INVERSIÓN.....	48

VIII.I. Método de la señal analítica para estimar profundidades.	49
VIII.II. Análisis espectral de Fourier FFT (espectro de potencia).	51
VIII.III. Deconvolución de Werner.	53
VIII.IV. Modelización 3D de anomalías magnéticas.	55
IX. RUIDO SÍSMICO AMBIENTAL	57
IX.I. Observación de microtemores en arreglos instrumentales.	59
IX.II. Ondas Rayleigh.	60
IX.III. Curvas de elipticidad y la relación con los cocientes Espectrales H/V.	62
IX.IV. Sensores sísmicos.	63
IX.V. Métodos Pasivos.	66
IX.V.I. Método de Nakamura o Relación Espectral H/V.	66
IX.VI. Inversión.	69
IX.VII. Ruido sísmico para la exploración geotérmica.	70
X. ENERGÍA GEOTÉRMICA.....	71
X.I. La Anomalía Térmica (Fuente de Calor).	71
X.II. El Yacimiento.	72
X.II.I. Capa sello.	73
X.II.II. Tipos de yacimiento geotérmicos.....	73
X.II.III. (1) Sistemas Hidrotermales	74
X.II.IV. (2) Sistemas de Roca Seca Caliente.	74
X.II.V. (3) Sistemas Geopresurizados.	74
X.II.VI. (4) Sistemas Marinos.	75
X.II.VII. (5) Sistemas Magmáticos.	75
X.II.VIII. Yacimientos de alta entalpía.	75
X.II.IX. Yacimientos de media entalpía.	76
X.III. Yacimientos de baja entalpía.	76
XI. ESTADO DEL ARTE	78
XII. METODOLOGÍA.....	80
XII.I. Planeación.	80
XII.II. Campo.....	83
XII.II.I. Levantamientos Mayo y Agosto de 2015.	84
XII.II.II. Levantamientos Abril y Octubre de 2016.....	85
XII.II.III. Levantamiento Julio de 2017.	90

XII.III. Análisis.....	97
XII.III.I. Procesado de los datos magnéticos.....	97
XII.IV. Procesado de los datos de ruido sísmico.....	99
XII.IV.I. Obtención de perfiles de velocidades de ondas de corte.....	103
XIII. RESULTADOS.....	105
XIII.I. Aeromagnetometría.....	105
XIII.I.I. Análisis cualitativo.....	105
XIII.I.II. Análisis cuantitativo.....	109
XIII.II. Magnetometría terrestre.....	112
XIII.II.I. Análisis cualitativo.....	112
XIII.II.II. Análisis cuantitativo.....	118
XIII.III. Ruido sísmico.....	130
XIII.III.I. Cocientes H/V e inversión de la curva de elipticidad de ondas superficiales.....	130
XIII.III.II. Modelo 3D de propagación de Vs.....	144
XIII.III.III. Modelo 3D integrado de propagación de Vs e inversión de la susceptibilidad magnética.....	145
XIV. CONCLUSIONES Y DISCUSIONES.....	147
XIV.I. Magnetometría.....	147
XIV.II. Ruido sísmico.....	148
XV. REFERENCIAS.....	152

ÍNDICE DE FIGURAS.

Figura 1. Localización del área de estudio dentro del estado de Puebla (modificado de Zimmer <i>et al.</i> , 2010)	19
Figura 2. Mapa que muestra la ubicación de la Caldera de Los Humeros en relación con la zona de estudio (modificado de Nájera-Blas, 2018).....	21
Figura 3. Evolución geológica de la Cuenca de Libres-Oriental, zona Las Derrumbadas. (tomada de Yañez-García y García-Durán, 1982).....	23
Figura 4. Ubicación de la zona de estudio dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (recuadro blanco) (modificado de Ferrari. <i>et al.</i> , 2011)	24
Figura 5. Mapa geológico regional que muestra las unidades volcánicas y sedimentarias que forman parte de la cuenca Libres-Oriental donde se encuentra el área de estudio (modificado de Guevara-Alday, 2017 y Landa-Piedra, 2016)	25
Figura 6. Vista de la porción NE de los domos volcánico de Las Derrumbadas durante las campañas de adquisición de datos geofísicos.....	29
Figura 7. Columna estratigráfica del área de estudio (tomado de España-Bernardino, 2017).	33
Figura 8. Ilustración gráfica de las líneas de campo geomagnético (B indica las líneas de campo magnético) (tomado de http://www2.montes.upm.es/dptos/digfa/cfisica/magnet/tierraiman.html)	34
Figura 9. Representación del vector de campo magnético. La intensidad de campo (B) y su proyección horizontal (H) y vertical (Z) están relacionadas a través de los ángulos de inclinación (I) y declinación (D) (tomado de Bernard y Chouteau 2007).	35
Figura 10. Mapa de la distribución de la intensidad del campo magnético (F) sobre la superficie terrestre para 2011 (tomado de Domingo-Rosales, <i>et al.</i> , 2011).....	39
Figura 11. Registro del campo magnético en un levantamiento aeromagnético (izquierda) y Descripción gráfica de las anomalías magnéticas (derecha) (tomado de Reeves 2005).	40
Figura 12. Magnetómetro de precesión protónica <i>Geometrics G-857</i>	42
Figura 13. Visualización del efecto de la continuación ascendente donde Δz es el nivel de elevación del filtro y h es la profundidad de sepultamiento del cuerpo (Cortés-Guerrero, 2014).	46
Figura 14. a) esquema para el filtro de continuación hacia arriba, y b), continuación hacia abajo.	46
Figura 15. Representación gráfica del concepto del problema directo (a) y problema inverso en Geofísica (b) (Tomado de Li Y <i>et al.</i> , 1996).	49
Figura 16. Estimación de la profundidad a partir de la señal analítica (Cortés-Guerrero, 2014).	51
Figura 17. a) Promedia el cuadrado de la magnitud de los coeficientes de la transformada discreta de Fourier (dft) en 2D, sobre una serie de anillos que van incrementando su radio (tomado de Naidu y Mathew 1998). B) ejemplo del cálculo del espectro radial para un conjunto bidimensional de datos de 5x5 armónicos (tomado de Gómez, 2001).	53
Figura 18. Gráfica que muestra la solución para diferentes profundidades y posiciones para una ventana deslizante con rangos de movimiento de uno a nueve en tamaños de cuadrículas (Tomado de Alberti, 2012).	55

Figura 19. Modelo 3D de varias zonas de la Península Ibérica. Amarillo: Terciario. Gris: Estefaniense. Rojo: granitos. Verde transparente: Basamento (tomado de Ayala y Rey, 2009).	56
Figura 20. Fuentes de microtemores (modificado de Sánchez-Sesma, 2010).	58
Figura 21. Ejemplo del efecto de las ondas Rayleigh en un medio estratificados 2-D (tomado de Prado-Morales, 2014).	61
Figura 22. Movimiento de la partícula para el modo fundamental de Rayleigh en un semi-espacio uniforme, propagándose de derecha a izquierda. Se muestra una longitud de onda horizontal (Λ); los puntos se graficaron para un tiempo fijo. El movimiento es contrario a las manecillas del reloj (retrogrado) en la superficie, cambiando a movimiento vertical puro en $\Lambda/5$, se convierte en progrado a mayores profundidades (tomada de Shearer, 2009).	61
Figura 23. Curvas de elipticidad de ondas Rayleigh en un semi-espacio estratificado, para los primeros 5 modos de la onda Rayleigh. Los picos corresponden al desvanecimiento de la componente vertical, mientras que los valles pronunciados corresponden al desvanecimiento de la componente horizontal (tomado de Prado-Morales, 2014).	63
Figura 24. A la izquierda un modelo de sismómetro período corto S-13. A la derecha el sismómetro de banda ancha <i>Trillium Compact</i> 120s. Ambos instrumentos son utilizados en la captación de la señal sísmica.	65
Figura 25. Estructura geológica típica de una cuenca sedimentaria, donde cada cuadrado negro representa registros sísmicos, H y V son los espectros de movimiento horizontal y vertical respectivamente en el basamento (H_b y V_b), en la superficie de la cuenca (H_f y V_f), en el afloramiento rocoso (H_r y V_r) (Modificada de Nakamura, 2000).	67
Figura 26. Esquema del problema inverso (modificado de Wathelet, 2005).	70
Figura 27. Esquema general de un sistema geotérmico relacionado a un estratovolcán, en este caso el reservorio generalmente se desarrolla a un lado adjunto del edificio volcánico. (tomado de González-Partida, 2016).	73
Figura 28. Mapa geológico regional de la zona de Las Derrumbadas, Puebla (modificado de Landa-Piedra, 2016 y CeMIEGeo P-17, 2017).	80
Figura 29. Mapa de Campo Magnético Residual (CMR) sobrepuesto sobre el mapa geológico regional de la zona de estudio.	81
Figura 30. Mapa de campo magnético residual reducido al Polo sobrepuesto sobre el mapa geológico regional de la zona de estudio.	82
Figura 31. Mapa de gradientes totales sobrepuesto sobre el mapa geológico regional de la zona de estudio donde se observan anomalías semicirculares de interés geotérmico (círculos punteados) y a partir del cual se elaboró la propuesta de levantamientos magnéticos terrestres y monitoreo de ruido sísmico ambiental.	83
Figura 32. Especificaciones del magnetómetro <i>Geometrics G-857</i> , sensor sísmico <i>Trillium Compact</i> 120s y digitalizador <i>RefTek</i> 130s, utilizados para el estudio geofísico (modificado de Prado-Morales, 2014 y Gómez-Cortes, 2015).	84
Figura 33. Jornada de levantamientos geofísicos durante la primera campaña en la zona de estudio.	85
Figura 34 Jornada de levantamientos durante la segunda campaña de adquisición de datos geofísicos.	85

Figura 35. Jornada de levantamientos durante la tercera campaña de en la zona de estudio.	86
Figura 36. Mapa que muestra los puntos de muestreo de intensidad magnética terrestre adquiridos durante todas las campañas geofísicas.	87
Figura 37. Mapa que muestra la distribución de las estaciones sísmicas durante este periodo de monitoreo de ruido sísmico.	88
Figura 38. Formato de control para la adquisición de datos de ruido sísmico durante la cuarta campaña. Las franjas amarillas indican los tiempos comunes de inicio y fin de grabación de datos sísmicos.	89
Figura 39. Mapa geológico de la zona de estudio que muestra los puntos de adquisición de datos de intensidad magnética total y registro de ruido sísmico ambiental.	90
Figura 40. Formato de bitácora de campo para los arreglos de estaciones sísmicas en la zona de estudio. Las franjas amarillas indican la hora de inicio común y fin de grabación de datos.	91
Figura 41. Mapa que muestra la distribución de las estaciones sísmicas que conformaron el A1 en la zona de estudio.	92
Figura 42. Mapa que muestra la distribución de las estaciones sísmicas que conformaron el A2 en la zona de estudio.	93
Figura 43. Distribución del A3 en la zona de estudio.	94
Figura 44. Mapa que muestra la distribución del A4 dentro del área de estudio.	95
Figura 45. Mapa que muestra los puntos de adquisición de datos durante las cinco campañas geofísicas.	96
Figura 46. Diagrama que muestra los pasos durante el procesado de la información magnética terrestre.	97
Figura 47. Firmagrama de la variación de campo magnético durante las cuatro campañas de muestreo (izquierda) y estadísticas que muestran la cantidad de datos de intensidad magnética obtenida, así como la intensidad máxima y mínima y desviación estándar (derecha).	98
Figura 48. Diagrama que muestra los pasos seguidos durante el procesado de los datos de ruido sísmico.	99
Figura 49. Series de tiempo de las componentes verticales de la primera campaña de adquisición de ruido sísmico.	100
Figura 50. Ejemplo con las series de tiempo para la EST7 del A1.	101
Figura 51. Parámetros de las señales sísmicas antes del procesado donde se aprecia el tamaño para la ventana de muestreo (círculo rojo).	101
Figura 52. Selección automática de ventanas de 900 s para registros de 3 hr en la componente vertical de un sensor (franjas verdes).	102
Figura 53. Selección de las ventanas de tiempo en la componente vertical de un sensor para el análisis del cociente H/V (franjas coloreadas).	102
Figura 54. Frecuencia de muestreo para el análisis del H/V de cada una de las estaciones	103
Figura 55. Promedio de la razón espectral obtenido para un sitio de la zona de Las Derrumbadas, Puebla.	103
Figura 56. Curva cortada para que servirá para hacer el ajuste de la curva de elipticidad.	104

Figura 57. Mapa de campo magnético de la zona de estudio donde se aprecian las anomalías de interés geotérmico (círculos punteados A y B).	106
Figura 58. Mapa de campo magnético residual reducido al Polo de la zona de estudio donde se aprecian las anomalías positivas principales y la probable presencia de estructuras regionales (círculos y línea punteados blancos).	107
Figura 59. Mapa de señal analítica de la zona de estudio donde se muestran los gradientes de interés geotérmico (círculos y línea punteados blancos).	108
Figura 60. Vista 2D del espectro de potencia radial para los datos del CMR.	109
Figura 61. Espectro de Potencia Promediado Radialmente aplicado a los datos de Campo Magnético Residual que muestra las tres pendientes de las profundidades de los cuerpos fuente dentro de la zona de estudio.	110
Figura 62. Mapa de campo magnético residual donde se observan pequeñas anomalías de corta longitud de onda debidas a ruido instrumental.	112
Figura 63. Mapa de campo magnético residual continuado ascendentemente a 350m que muestra las anomalías y lineamientos dentro de la zona de estudio (líneas y círculos punteados).	114
Figura 64. a), Mapa de campo magnético residual Reducido al Polo; b), Mapa de campo magnético residual reducido al Polo, que muestra las anomalías y lineamientos localizados en la porción NE.	115
Figura 65. Mapa de gradientes totales donde se delimitan las anomalías anteriores con mejor claridad y se aprecian los lineamientos existentes en la zona de estudio (líneas y círculos punteados).	117
Figura 66. Mapa de señal analítica que muestra los perfiles cortando a las anomalías de interés donde se harán estimaciones de profundidad de cuerpos fuente.	119
Figura 67. Deconvolución de <i>Werner</i> y Señal Analítica sobre el perfil A-A' que muestra las soluciones calculadas para profundidades de cuerpos fuente de entre 800-2000m (círculos oscuros) así como lineamientos asociados a fallas (líneas oscuras).	121
Figura 68. Deconvolución de <i>Werner</i> y Señal Analítica sobre el perfil B-B', que muestra las soluciones calculadas para profundidades de entre 800-2700m (círculos oscuros) así como lineamientos asociados a fallas (líneas oscuras).	123
Figura 69. Deconvolución de <i>Werner</i> y Señal Analítica sobre el perfil C-C', que muestra las soluciones calculadas para profundidades de entre 400-3000m (círculos oscuros) así como lineamientos asociados a fallas (líneas oscuras).	125
Figura 70. Deconvolución de <i>Werner</i> y Señal Analítica sobre el perfil D-D', que muestra las soluciones calculadas para profundidades de entre 400-3000m (círculos oscuros). ..	127
Figura 71. Proceso de inversión de la susceptibilidad magnética donde se muestra la malla y el tamaño de celda utilizado para el modelo.	128
Figura 72. Modelo de susceptibilidad magnéticas calculado con el algoritmo de Li y Olbenbur (1996) a partir de los datos de intensidad magnética residual usando un tamaño de celda de 500m (círculos blancos delimitan las anomalías magnéticas positivas)	129
Figura 73. Modelo de inversión de la susceptibilidad magnética de la zona de Las Derrumbadas, Puebla calculado con un tamaño de celda de 500m y con un error de 6.865 nT y que muestra la forma de los cuerpos a profundidades entre ~0.4-3km. (Arriba) con la topografía y (abajo) con la topografía y el mapa geológico.	130
Figura 74. Mapa de ubicación de cada sitio donde se colocaron estaciones sísmicas.	131

Figura 75. Gráfica que muestra las frecuencias fundamentales calculadas para los seis sitios de registro de ruido ambiental dentro de la zona de estudio.	132
Figura 76. Gráfica que muestra los modelos de propagación de onda de corte y onda compresiva calculados para los sitios de la zona de estudio.	132
Figura 77. grafica que muestra los cocientes espectrales para el A1 y el rango de frecuencias de sitio dominantes.	135
Figura 78. Gráfica que muestra los modelos de inversión calculadas para los sitios del A1 dentro de la zona de estudio.....	135
Figura 79. Mapa de localización del A1, estructuras de velocidades y sección de Vs calculada para este arreglo, y que muestra las anomalías de velocidad de onda de corte.	137
Figura 80. Gráfica que muestra las frecuencias fundamentales para los sitios del A2 dentro de la zona de estudio.....	137
Figura 81. Gráfica que muestra los modelos de inversión calculadas para los sitios del A2 dentro de la zona de estudio.....	138
Figura 82. Gráfica que muestra las frecuencias fundamentales para los sitios del A3 dentro de la zona de estudio. Nótese que la mayoría de las estaciones presenta frecuencias muy similares, lo que se traduce en una profundidad de exploración homogénea.	139
Figura 83. Gráfica que muestra los modelos de inversión calculadas para los sitios del A3 dentro de la zona de estudio.....	139
Figura 84. Mapa de localización del A3, estructuras de velocidades y sección de Vs calculada para este arreglo, y que muestra las anomalías de velocidad de onda de corte.	141
Figura 85. Gráfica que muestra las frecuencias fundamentales para los sitios del A4 dentro de la zona de estudio. Nótese todos los picos de cada gráfica lo que hace relativamente difícil localizar la frecuencia fundamental, esto debido a la dispersión de energía en cada sitio.....	141
Figura 86. Gráfica que muestra los modelos de inversión calculadas para los sitios del A4 dentro de la zona de estudio.....	142
Figura 87. Mapa de localización del A4, estructuras de velocidades y sección de Vs calculada para este arreglo, y que muestra las anomalías de velocidad de onda de corte.	143
Figura 88. Vistas del modelo 3D de las secciones de velocidad de onda de corte donde se muestra la propagación de valores de Vs, de los cuales las de interés geotérmico podrían ser las anomalías negativas ubicadas al NE, SW y S de los domos (círculos blancos punteados).	145
Figura 89. Modelo integrado 3D de inversión de la susceptibilidad magnética con las secciones de propagación de velocidades de onda de corte en el complejo dómico Las Derrumbadas, donde se aprecian las zonas de interés geotérmico (círculos punteados).	146

ÍNDICE DE TABLAS.

Tabla 1. Susceptibilidades magnéticas de algunas rocas ígneas (modificado de Milson...	38
Tabla 2. Valores de ruido sísmico de acuerdo a Gutenberg (1958), Asten (1978) y Asten and Henstride (1984), para distintos rangos de frecuencias.....	60
Tabla 3 donde se indican las bandas de interés para diversas fuentes sísmicas (modificado de Galindo-Guerra, 2010).....	65
Tabla 4. Clasificación los yacimientos según temperatura del subsuelo (tomado de www.igc.cat .).....	77
Tabla 5 que muestra el pre-procesado de los datos de intensidad magnética terrestre.....	98
Tabla 6 que muestra la localización de los sensores sísmicos dentro de la zona de estudio	130
Tabla 7 donde se resumen los resultados descritos en las imágenes anteriores (* indica que sólo se tomó la frecuencia más baja de las dos obtenidas).	133
Tabla 8 que muestras las frecuencias fundamentales obtenidas mediante cocientes espectrales y la ecuación de Kramer.....	134

TABLA DE ECUACIONES.

Ec. 1	35
Ec. 2	35
Ec. 4	36
Ec. 5	36
Ec. 6	37
Ec. 7	38
Ec. 8	40
Ec. 9	42
Ec. 10	44
Ec. 11	47
Ec. 12	47
Ec. 13	49
Ec. 14	50
Ec. 15	50
Ec. 16	52
Ec. 17	54
Ec. 18	57
Ec. 19	67
Ec. 20	67
Ec. 21	68
Ec. 22	68
Ec. 23	68
Ec. 24	69
Ec. 25	111
Ec. 26	133
Ec. 27	134

I. RESUMEN.

La zona de Las Derrumbadas, localizada en la porción centro-oriental de la República Mexicana, ha sido estudiada por diversos autores debido a sus características geológicas y estructurales favorables para la existencia de recursos geotérmicos en el subsuelo debido a que en esta zona convergen dos grandes provincias fisiográficas importantes: las secuencias sedimentarias deformadas de la Sierra Madre Oriental y el vulcanismo activo del Cinturón Volcánico Transmexicano. A partir de ese escenario se llevó a cabo un estudio integrado de magnetometría y ruido sísmico ambiental con la finalidad de caracterizar anomalías geofísicas ligadas a recursos geotérmicos. Por una parte, los resultados magnéticos muestran rasgos semi-circulares de gradientes totales que corresponden a tres cuerpos intrusivos emplazados a profundidades de entre ~0.4-3km; de igual manera se aprecian rasgos lineales de orientación NNW-SSE y ~E-W, los cuales se interpretan como estructuras que permitieron el emplazamiento de los aparatos volcánicos de Las Derrumbadas, Cerro El Pinto y el cráter Quechulac. Por otra parte, los resultados obtenidos con el registro de ruido sísmico muestran frecuencias fundamentales de 0.25-4.2Hz, las cuales al obtener las estructuras de velocidad se aprecian de tres a seis discontinuidades asociadas a paquetes geológicos, llegando a una profundidad de exploración de 1.3km. Las secciones de distribución de Vs muestran anomalías positivas que se aprecian a partir de 0.8km, presentando continuidad lateral hasta cierto punto donde se profundizan y que asociamos al basamento calcáreo de la zona. Mientras que las zonas de baja velocidad se ubican al NE, SW y S de los domos. Con la integración de estos resultados se concluye que las zonas de importancia geotérmica parecen ser las localizadas al NE y SW, que son debidas posiblemente la presencia de fallas sepultadas en el subsuelo y a la cercanía de estas con los cuerpos intrusivos caracterizados en la zona de estudio.

Palabras clave: Derrumbadas, anomalías geofísicas, recursos geotérmicos.

II. ABSTRACT.

The area of Las Derrumbadas, located in the central-eastern portion of the Mexican Republic, has been studied by various authors due to its favorable geological and structural characteristics for the existence of geothermal resources in the subsurface, due to the convergence of two large areas in this area. important physiographic provinces: the deformed sedimentary sequences of the Sierra Madre Oriental and the active volcanism of the Transmexican Volcanic Belt. From this scenario an integrated study of magnetometry and environmental seismic noise was carried out in order to characterize geophysical anomalies linked to geothermal resources. On the one hand, the magnetic results show semi-circular gradients that correspond to three intrusive bodies located at depths of between ~ 0.4 -3km; Likewise, linear features of orientation NNW-SSE and $\sim$ E-W are appreciated, which are interpreted as structures that allow the location of the volcanic devices of Las Derrumbadas, Cerro El Pinto and the Quechulac crater. On the other hand, the results obtained with the noise record are fundamental frequencies of 0.25 to 4.2 Hz, the possible advantages of the structure are reduced to three to six, to the geological packages, reaching a depth of exploration of 1.3 km. The distribution sections of Vs show positive anomalies that are appreciated from 0.8km, presenting lateral continuity to a certain point where it deepens and associates with the calcareous basement of the area. While the low speed zones are located NE, SW and S domes. With the integration of these results it is concluded that the zones of geothermal importance are those located to the NE and SW, which are those that have the presence of faults buried in the subsurface and the proximity of these with the intrusive bodies characterized in the study area.

Palabras clave: Derrumbadas, anomalías geofísicas, recursos geotérmicos.

III. INTRODUCCIÓN.

Los yacimientos geotérmicos están generalmente controlados por estructuras tectónicas, lo que da lugar a su distribución heterogénea (Wang y Sun, 2001, en Xu *et al.*, 2011). Estos reservorios geotérmicos son difíciles de mapear debido a las diversas estructuras complejas que los controlan. Las fallas y fracturas juegan un papel significativo como conductos de agua caliente y, posiblemente, como almacenamiento del sistema geotérmico, así como los cuerpos intrusivos en proceso de enfriamiento (modificado de Xu *et al.*, 2011). El empleo de la sísmica y magnetometría en la exploración de campos geotérmicos de baja temperatura (100-200 °C) se ha vuelto de utilidad debido a sus grandes alcances en el mapeo de cuerpos geológicos y estructuras en el subsuelo, así como las zonas con distintos grados de fracturamiento y alteración debida a la circulación de fluidos geotérmicos. Estos métodos no se limitan a la interpretación cualitativa de anomalías, sino que es posible realizar una interpretación cuantitativa a partir de diversas técnicas de inversión, obteniendo con esto dimensiones y profundidad de las zonas anómalas buscadas con estas metodologías. El método sísmico de Cocientes Espectrales H/V (Nakamura, 1989) utilizan como base el registro de ruido sísmico ambiental para la obtención de modelos de velocidad de ondas de corte, esto con la finalidad de identificar discontinuidades, así como el grado de fracturamiento y compactación de las secuencias geológicas del subsuelo. Por su parte, el método magnético consiste en realizar mediciones de los valores escalares del campo magnético terrestre y a partir de esto se obtienen mapas de intensidad magnética conformada de isogamas que definen zonas anómalas de alta o baja susceptibilidad magnética y que se pueden interpretar como cuerpos intrusivos, zonas de falla o diferentes grados de alteración y fracturamiento de las rocas. La importancia de implementar estos métodos geofísicos en la exploración geotérmica de Las Derrumbadas, Puebla radica en la posible existencia de una fuente geotérmica activa debido al vulcanismo reciente de la zona (Plistoceno) (CeMIEGeo P-17, 2017), aunado al grado de fracturamiento-fallamiento asociado a fallas sepultadas, las cuales pueden ser detectadas como zonas con alta susceptibilidad magnética relativa y donde el

campo magnético varía con la distancia respecto a la fuente respectivamente, mientras que con ruido sísmico se interpreta como un medio de baja velocidad sísmica relativa. En este trabajo se identificaron los cuerpos ígneos ligados a la topografía del basamento que conforma el sistema geotérmico de la zona de estudio, así como son las principales estructuras y/o grados de fracturamiento que actúan como posibles vías preferenciales para el ascenso de fluidos geotérmicos.

III.I Objetivo.

Identificar cuerpos ígneos ligados a la topografía del basamento que pueden estar actuando como fuentes de calor en el sistema geotérmico, así como definir las principales estructuras y el grado de fracturamiento asociado a estas que actúe como vías preferenciales para el ascenso de fluidos, sentando así las bases metodológicas para la elaboración de un modelo conceptual del campo geotérmico.

III.II Objetivos específicos.

- Obtener mapas de intensidad magnética, reducción al Polo, señal analítica y espectro de potencia de la información aeromagnética.
- Realizar levantamientos magnéticos terrestres en la zona de estudio
- Obtener mapas de intensidad magnética terrestre y reducción al Polo.
- Obtener mapas de gradientes magnéticos totales
- Obtener profundidades de cuerpos magnéticos mediante inversión semi-empírica de la información magnética terrestre
- Obtener el modelo de inversión de la susceptibilidad magnética.
- Obtener registros de ruido sísmico ambiental

- Obtener los cocientes espectrales H/V para cada sitio de medición
- Obtener modelos o estructuras de velocidades de onda de corte a partir de la inversión de la curva de elipticidad de ondas superficiales.
- Obtener secciones de distribución de Vs con la profundidad
- Identificar las zonas de baja velocidad sísmica relativa
- Integrar los resultados en un modelo geológico-geofísico.

III.III Justificación.

La aplicación de magnetometría y sísmica pasiva para evidenciar la existencia de una fuente geotérmica activa debido al vulcanismo reciente de la zona (Pleistoceno) así como la existencia de estructuras y grado de fracturamiento sepultadas por la cubierta sedimentaria que están relacionadas con la circulación de fluidos geotérmicos en el subsuelo y la posible existencia de cuerpos con alta susceptibilidad magnética relativa asociados a fuentes de calor.

IV. CARATERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

IV.I. Localización.

La zona de Las Derrumbadas se encuentra en la parte Este de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), en la porción centro-oriental del Estado de Puebla a aproximadamente 80 km al NE de la ciudad de Puebla y 35 km al SW de la ciudad de Perote, Veracruz (Romero-Ríos, 1985).

El área de estudio corresponde a la parte centro-sur de la cuenca Libres-Oriental con una altitud de 2400 msnm, cuyos límites son: al Este la sierra formada por los volcanes Pico de Orizaba (Citlatepetl) y Cofre de Perote (Naucampatepetl); al Oeste, la Sierra de Tlaxco y el Volcán La Malinche (Metlalcuéyatl); al Norte las sierras de Zacapoaxtla-Tlatlauquitepec, Chignautla y Las Vigas; y al Sur la Sierra de Soltepec (Cuesta Blanca) (Romero-Ríos, 1985; Figura 1).

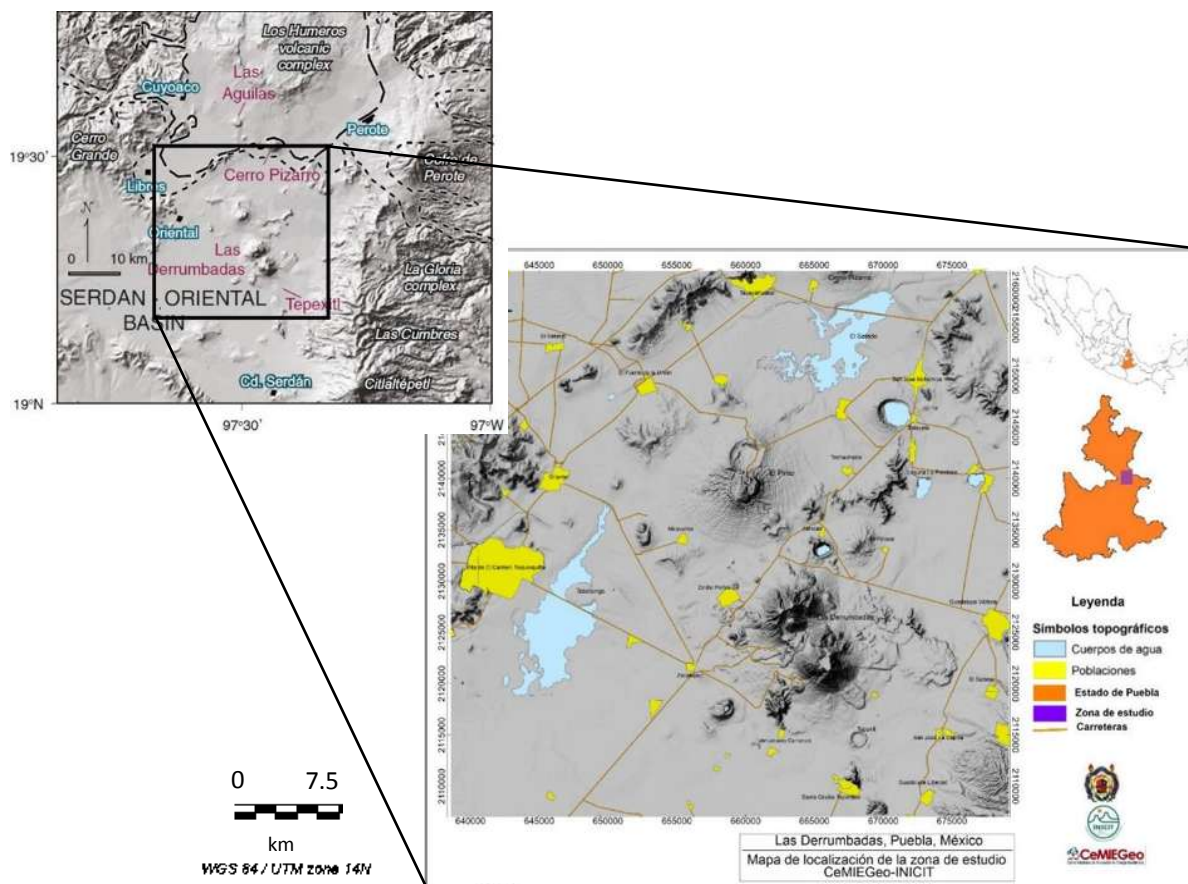


Figura 1. Localización del área de estudio dentro del estado de Puebla (modificado de Zimmer *et al.*, 2010)

V. MARCO GEOLÓGICO.

V.I. Geología regional.

La cuenca Serdán-Oriental es una cuenca lacustre relativamente ancha caracterizada por pequeños conos de escoria basálticos aislados del Pleistoceno, anillos de toba y volcanes tipo maar de composición basáltica y riolítica con edades del Cuaternario (Carrasco-Núñez, 2008). La actividad volcánica dentro de esta cuenca domina por el depósito de material piroclástico producto de la caldera de Los Humeros (Figura 2), situada a 40 km al N de Las Derrumbadas. En términos generales existe gran variedad de estructuras volcánicas que incluyen estratovolcanes, volcanes monogenéticos, conos cineríticos, axalapascos, xalapascos y numerosos domos. La composición de estos volcanes varía de riolita a basalto (Ferrari *et al.*, 1999).

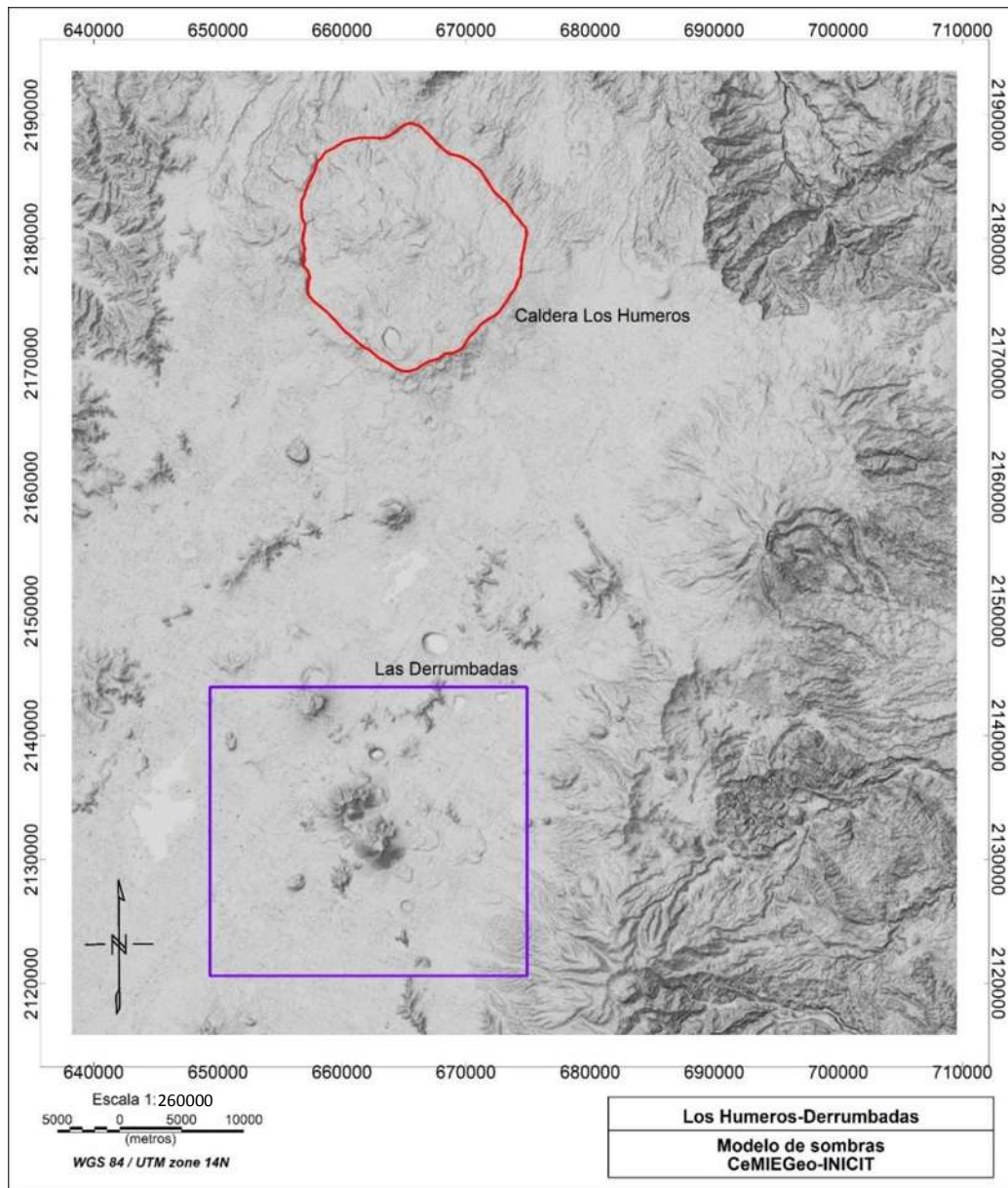


Figura 2. Mapa que muestra la ubicación de la Caldera de Los Humeros en relación con la zona de estudio (modificado de Nájera-Blas, 2018).

Durante el Jurásico Tardío y el Cretácico, el área que ocupa actualmente la Cuenca de Libres-Oriental permaneció sumergida. En el Jurásico Tardío se encontraba entre la plataforma de Tamaulipas y la península de Oaxaca (Yáñez-García y García-Durán, 1982). Para finales del Jurásico los mares eran extensos y aumentaban la profundidad del piso marino, factor que reguló la precipitación de los carbonatos (SGM, 2011).

Durante todo el Cretácico permaneció en iguales condiciones como consecuencia de una gran transgresión que dio origen a una serie de cuencas, cuyo levantamiento se debió a los esfuerzos provenientes del Suroeste. Estos se iniciaron a fines del Cretácico y terminaron probablemente en el Eoceno durante la Orogenia Laramide, que causó fracturamientos y fallamientos en varias direcciones (Yáñez-García y Casique-Vásquez, 1980).

Hacia el Albiano-Cenomaniano ocurre el máximo desarrollo de las plataformas y los cambios de facies, además de que las cuencas reciben un considerable aporte de sedimentos calcáreo-arcillosos. A finales del Cenomaniano y principios de Turoniano, se manifiestan las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide con el levantamiento de las regiones occidental y central de México, el consecuente plegamiento y los sistemas de fallas dúctiles que afectan las formaciones mesozoicas y del Terciario Inferior. De esta manera se depositan en la cuenca Tampico-Misantla, Calizas arcillosas de la Formación Agua Nueva con una sedimentación cada vez más arcillosa que alcanza niveles tobáceos en la Formación San Felipe (SGM, 2011).

Viniegra-Osorio (1965), considera que la actividad volcánica del Terciario Superior aprovechó las fracturas y fallas que se desarrollaron en las rocas calcáreas durante el levantamiento orogénico, dando origen a los macizos andesíticos que limitan la región, tanto al oriente como al occidente: volcanes Cofre de Perote, Pico de Orizaba, Sierra Negra, La Malinche y Sierra de Tlaxco, así como a los sistemas volcánicos de San Salvador El Seco, Las Derrumbadas y Los Humeros (Figura 3).

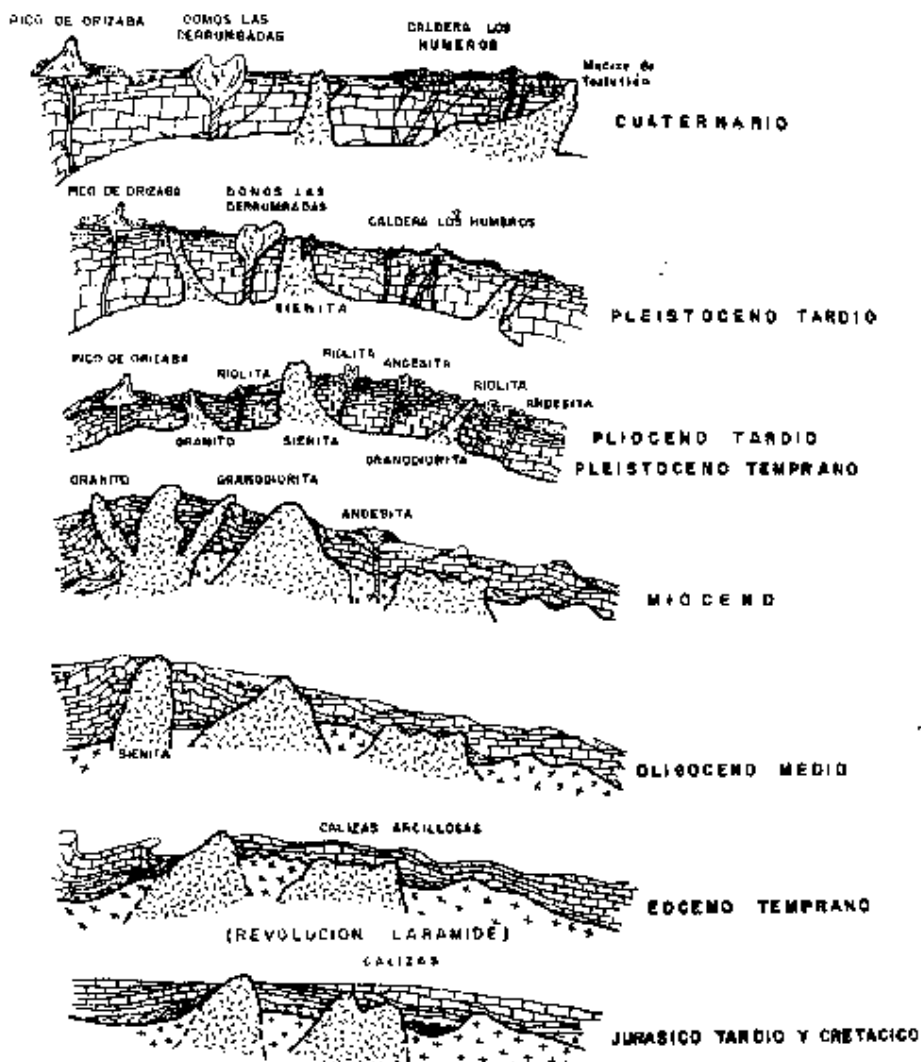


Figura 3. Evolución geológica de la Cuenca de Libres-Oriental, zona Las Derrumbadas. (tomada de Yañez-García y García-Durán, 1982).

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), por otra parte, se configuró de manera gradual desde el Mioceno Medio-Tardío como resultado de una rotación anti-horaria del arco que formó la Sierra Madre Occidental, por lo que durante el Oligoceno Medio se emplazaron rocas ígneas intrusivas de composición diorítica que afectaron a la secuencia sedimentaria. Para el Mioceno Medio existe actividad volcánica andesítica que se considera la base de la caldera de Los Humeros; posteriormente

se emplazan rocas ácidas a través de complejos dómicos de composición riolíticodacítica como es el caso de la Riolita Oyameles. En el Mioceno tardío dio comienzo la actividad ígnea efusiva con derrames de composición andesítica que sirvieron de basamento a un grupo de rocas volcánicas posteriores, representadas por andesitas, andesitas basálticas, basaltos y dacitas, que corresponden al Plioceno medio. Los primeros derrames presentes en el área son de composición intermedia (andesitas y latitas), y están localizados sobre las grandes fracturas a ambos lados de la Cuenca de Libres-Oriental (Yañez-García y García-Durán, 1982) (Figura 4).

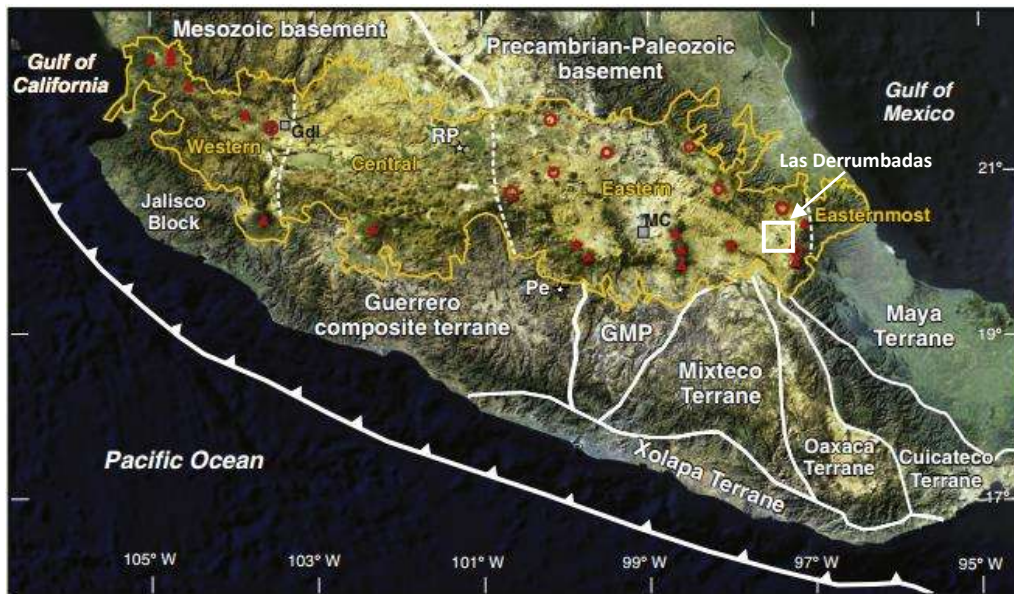


Figura 4. Ubicación de la zona de estudio dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (recuadro blanco) (modificado de Ferrari. *et al*, 2011)

Al centro del área, como consecuencia del fracturamiento de dirección NW-SE y en intersección con el fracturamiento más reciente de dirección NE-SW y N-S, emergieron Los Domos Las Derrumbadas; que son de composición riodacítica (Romero, 1965).

La actividad ígnea en la zona de estudio inició con el emplazamiento de la ignimbrita Xaltipan (Ferriz y Mahood, 1985). Dos ignimbritas voluminosas emplazadas aproximadamente 0.46 Ma (Ferriz y Mahood, 1984) están ampliamente distribuidas

y cubren la mayor parte de la zona norte de la cuenca Serdán-Oriental. Al Este, la sierra Negra-Citlaltépetl- Cofre de Perote de estratovolcanes andesíticos cuaternarios forma una marcada brecha topográfica que separa la llanura alta de la llanura costera del Golfo de México. Al S se encuentra una serie de rocas sedimentarias mesozoicas altamente plegadas y falladas. Al O se tienen el volcán andesítico Cerro Grande del Mioceno y el estratovolcán andesítico-dacítico del Pleistoceno La Malinche (Carrasco-Núñez *et al.*, 2012) (Figura 5).

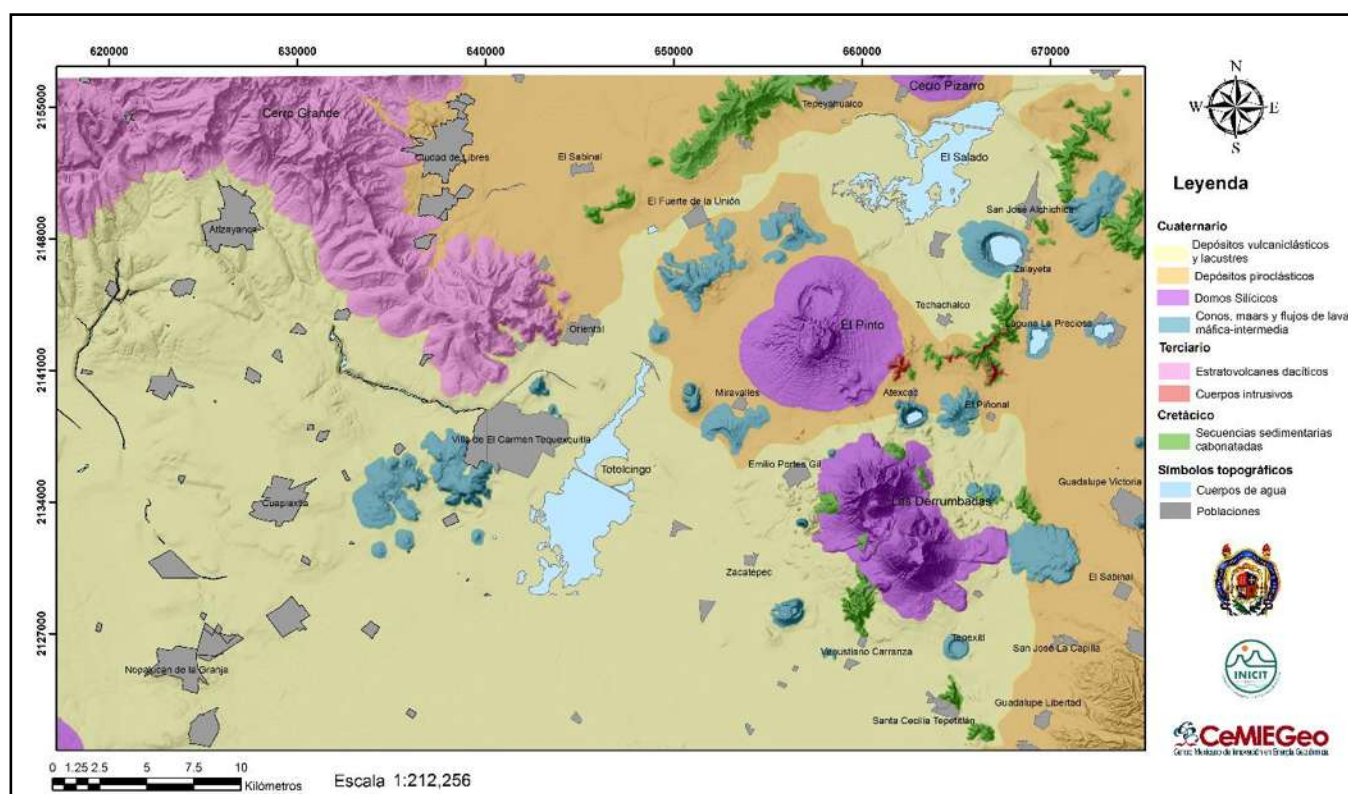


Figura 5. Mapa geológico regional que muestra las unidades volcánicas y sedimentarias que forman parte de la cuenca Libres-Oriental donde se encuentra el área de estudio (modificado de Landa-Piedra, 2016 y CeMIEGeo P-17, 2017).

V.II. Geología local.

Los domos riolíticos de Las Derrumbadas, con actividad fumarólica y alteración rocosa extensa, situadas en el centro de la cuenca cerrada Serdán-Oriental, son

importantes debido a su potencial geotérmico (Yañez-García y Casique, 1980). Tienen una superficie de unos 15 mil km² y una altitud de aproximadamente 2300 msnm. Están rodeados de estrato-volcanes y calderas del Mioceno al Cuaternario de composición principalmente andesítica a dacítica (Siebe y Verma., 1988; Ferriz y Mahhod 1984).

Los sedimentos terrígenos y lacustres se depositaron después del terciario y se intercalaron con los productos de la actividad volcánica que inició en el Mioceno/Plioceno (Siebe y Verma., 1988).

La geología superficial de la zona está dominada por los domos de Las Derrumbadas y sus extensas deposiciones de taludes. (Siebe., *et al* 1988).

Las unidades más jóvenes consisten en materiales laháricos gruesos, sin clasificar y casi siempre no consolidados. Su génesis está fuertemente relacionada con la naturaleza inestable de las laderas de las Derrumbadas que están altamente degradados. Los domos deben haber sido extruidos en estado casi sólido en un periodo de tiempo relativamente corto (Yañez-García y Casique, 1980).

(Siebe, 1986) menciona que los domos consisten en una riolita gris con biotita y fenocristales de plagioclasas, situados en una matriz vítrea con cristales de feldespato. Además, contiene fenocristales esporádicos de granate. Las fumarolas que se pueden observar en muchas partes de los domos al SW, específicamente en la cima del domo S, son indicativos de un sistema geotérmico todavía activo probablemente inducido por un depósito de magma a baja profundidad. Hay gran número de sitios en ambos domos que muestran una alteración intensa de la roca (principalmente caolinitización) revela que la actividad hidrotermal debió haber sido mucho más intensa en el pasado.

En los alrededores de los domos existen varias estructuras monogenéticas tales como los maars, conos de ceniza, algunos acompañados por los flujos de lava (Siebe, 1986). El basamento local es ígneo y metamórfico, aflorando al N de la caldera de Los Humeros, cerca de la ciudad de Teziutlán. Estas rocas son principalmente graníticas y granodioríticas en composición, que fueron emplazados

durante el Mesozoico. Los estudios geocronológicos de muestras pertenecientes a este complejo basal arrojaron edades de 246 ± 7 Ma (Pérmico tardío) y 181 ± 5 Ma (Triásico Tardío y Jurásico Temprano), para una granodiorita con biotita y una granodiorita con biotita y hornblenda. Las rocas metamórficas están representadas por esquistos verdes (edad radiométrica de 207 ± 7 Ma, Triásico Tardío) (Ruiz-Sainz, 1978) (Figura 3).

Hay discusión acerca de la edad de los domos ya que un estudio basado en el método K-Ar indicó que la edad de los domos es de 320 000 años reportado por (Yañez-García y Casique, 1980). De acuerdo a observaciones morfológicas la edad de los domos está en el rango de los 10 000 y 40 000 años (Siebe, 1985). La intensa degradación de los domos aparentemente parece apoyar esta última consideración, pero varias líneas de evidencia de campo indican una edad mucho más joven. Además de la casi completa falta de suelo, el argumento más fuerte que apoya una edad mucho más joven es la superficie “*moundy*” de algunos de los depósitos más antiguos, una característica morfológica que debe haber sido adquirida por el drenaje directamente después de la deposición. Si los domos fueran tan antiguos como las indicadas por las mediciones de K-Ar, esta característica habría sido completamente erosionada ya que la cuenca del Serdán-Oriental contenía extensos lagos durante las épocas de hielo (Siebe *et al.*, 1995).

Los domos de Las Derrumbadas se emplazaron sobre una sucesión sedimentaria Mesozoica, de aproximadamente 3000 m de espesor, principalmente formada por calizas y lutitas, que fueron plegadas y falladas durante la compresión Laramídica, e intrusionadas por cuerpos de granodiorita y sienita correspondientes al Terciario temprano. Esta sucesión se piensa que sobreyace al basamento cristalino metamórfico paleozoico e intrusivo, que aflora en el macizo Teziutlán, al noroeste de Las Derrumbadas (Viniegra, 1965).

El magma que originó los domos Las Derrumbadas ascendió hasta la superficie en

forma muy lenta y casi en estado sólido, lo que produjo que emergiera con gran parte de los materiales preexistentes (Yáñez-García y García-Durán, 1982). Su origen puede explicarse por el ascenso, el rompimiento y el resquebrajamiento de los materiales preexistentes (calizas, andesitas, tobas y arenas volcánicas) debido a la presión que el avance de los domos ejerció sobre ellos durante su ascenso. La pérdida del estado de equilibrio aunada al efecto de las lluvias produjo los deslizamientos y las avalanchas formando los lahares (Yáñez-García y García-Durán, 1982).

Dado que muchos factores suelen influir en el estilo eruptivo del magma ascendente parecen ser casi idénticos para la formación de los distintos domos de la cuenca Serdán-Oriental. El domo NW de Las Derrumbadas se eleva a más de 1000 metros sobre las llanuras circundantes y tiene un volumen aproximado de 6-7 km³ (Siebe et al., 1995). El domo consiste principalmente de una riolita gris, microcristalina que ha sido alterada en muchas áreas debido a la actividad fumarólica. Está rodeado de extensos depósitos de avalanchas de escombros. Estos depósitos de avalancha de escombros contienen una mezcla caótica de bloques de todos tamaños incluyendo sedimentos lacustres, calizas y obsidiana de bandas grises en una matriz arcillosa blanquecina (Siebe et al., 1995).

El domo SE de Las Derrumbadas de la misma altura que el domo NW, muestra muchas de sus características. Estando rodeado por los depósitos de avalanchas de la primera generación, así como por depósitos de avalanchas de escombros más recientes que cubren en parte a los más antiguos. Los recientes depósitos de avalanchas de escombros tienen características muy diferentes. No son tan extensas, forman lenguas morfológicamente alargadas con frentes escarpados y tienen superficies planas. Además, son menos gruesas y consisten casi en su totalidad de riolita gris microcristalina del núcleo del domo. Muestran áreas de alteración intensa en caolinita relacionadas con el debilitamiento del edificio después de una prolongada actividad fumarólica (Siebe et al., 1995) (Figura 6).



Figura 6. Vista de la porción NE de los domos volcánico de Las Derrumbadas durante las campañas de adquisición de datos geofísicos.

V.III. Estratigrafía.

V.III.I. Cretácico: Formación Orizaba.

En el área de los Humeros-Las Derrumbadas, las rocas que constituyen la formación Orizaba (Viniegra-Osorio, 1965) son calizas de tipo arrecifal con abundante fauna bentónica y corresponden a un cambio de facies con los sedimentos de cuenca de la Formación Tamaulipas Superior.

Por lo general la Formación Orizaba se presenta en forma masiva, y únicamente en las zonas de transición o cambio de facies se halla estratificada; forma grandes bancos con abundantes fragmentos de megafósiles tales como caprínidos, gasterópodos (turrítelas y nerineas), corales y fragmentos de pelecípodos (Yáñez-García y Casique-Vásquez, 1980).

La formación Orizaba aflora al pie suroriental de Las Derrumbadas, en las inmediaciones de los poblados de Tepetitlán y Paso Nacional donde es claro el contacto transicional con los sedimentos de la Formación Guzmantla (Fernández-Becerra, 1977).

Formación Guzmantla.

La Formación Guzmantla (Viniegra-Osorio, 1965) está bien representada en el área estudiada por una calcarenita biógena parda clara a crema en capas potentes, alteradas por disolución y cubiertas por gruesas capas de caliche que la enmascaran en superficie, y que se encuentran parcialmente recrystalizadas. Su clasificación de campo varía de *mudstone* a capas de *packstone* y *grainstone*. El espesor de las capas es muy potente y varía de 0.4 a 2.2 m. En algunas localidades se aprecian capas de caliza clástica y conglomerática y algunos estratos con nódulos de pedernal.

Esta formación se encuentra distribuida en la parte central del área estudiada al pie suroriental de Las Derrumbadas. Al igual que la Formación Orizaba presenta buenas características de porosidad primaria y secundaria, lo que la hace importante como receptora de fluidos (Yañez-García y García-Durán, 1982).

Formación Agua Nueva.

La Formación Agua Nueva en el área está formada por calizas arcillosas de colores gris oscuro y claro y pardo claro, con texturas que varían entre *mudstone*, *wackstone* y *packstone*, en capas de 1 a 40 cm, con abundancia de lentes, bandas y nódulos de pedernal de varios tamaños. Contiene intercalaciones delgadas de arcilla bentonítica gris verdosa y pardo-crema oscuro (López-Ramos, 1979).

Las calizas de la Formación Agua Nueva se encuentran ampliamente distribuidas en el centro del área estudiada, aflorando también en la parte Sur de la Sierra de Yolotepec, en los pequeños lomeríos frente a la Laguna de Alchichica (Yañez-García y García-Durán, 1982).

Formación San Felipe.

En el área, la Formación San Felipe (López-Ramos, 1979) está constituida por calizas arcillosas verdes y gris verdosas que, por intemperismo, adquieren una coloración parda clara y crema que generalmente forma una aureola. Presenta una textura fina de *mudstone* a *wackstone* con estratos muy locales de *packstone* y *grainstone*. La coloración verdosa característica se debe a la presencia de horizontes delgados de bentonita. Los afloramientos de esta Formación se localizan casi al centro del área estudiada, siguiendo una franja alienada NW-SE y de forma muy local al sur del área, frente a la Laguna de Alchichica (Yañez-García y García-Durán, 1982).

V.III.II. Terciario: Rocas ígneas intrusivas.

El emplazamiento de las rocas ígneas intrusivas ácidas a poca profundidad tuvo lugar al inicio del Terciario, aprovechando las zonas de debilidad que se produjeron durante el plegamiento, fracturamiento y fallamiento ocasionados por los grandes esfuerzos a que estuvo sometida la región durante la Revolución Laramide. Estas rocas están representadas por granitos, sienitas y granodioritas con estructuras de tronco y diques asociados (Yañez-García y Casique-Vásquez, 1980).

Los Granitos y Sienitas están alineados en dirección NE-SW, formando dos sistemas bien definidos: uno constituye la Sierra de Tepeyahualco en donde aflora el granito y el otro está representado por las Sienita, expuesta en la punta norte y sur de la Sierra Techachalco (Romero, 1985).

En las inmediaciones del intrusivo y cercanas al contacto con las rocas calcáreas se tienen rocas de color verde, textura porfídica en matriz microcristalina, con andesina y oligoclasa como minerales esenciales. Los máficos se encuentran alterados a calcita y clorita y magnetita (Yañez-García y Casique-Vásquez, 1980).

V.III.IV. Cuaternario: Riolita Oyameles.

Se dio el nombre de Riolita Oyameles a una serie de rocas de composición riolítica que están bien representadas en el área estudiada por domos riolíticos, derrames esferulíticos, vitrófidos riolíticos, traquíticos y riodacíticos, así como por tobas riolíticas; se tomó como localidad típica al cerro del mismo nombre, que constituye al límite occidental de La Caldera los Humeros (Yañez-García y Casique-Vásquez, 1980).

Asociando a este evento magmático están los domos de Las Derrumbadas, constituidos por rocas de color gris claro, holocristalinas porfídicas, con plagioclasas, cuarzo, hornblenda, hiperstena, augita y magnetita (Romero, 1985). El domo Oyameles está constituido por una riolita porfídica con fenocristales de plagioclasa sódica, sanidino y cuarzo (Cepeda-Dávila, 1978).

Formación Tenamastepec.

Se da este nombre a una serie de basaltos escoriáceos de olivino, andesitas y dacitas, acompañados por emisiones de cenizas de composición basáltica. Las rocas de esta formación representan la última actividad ígnea volcánica de la región y cubre en forma discordante los derrames de la Formación San Antonio, los lahares y los sedimentos lacustres. Debido a sus características estructurales, texturales y mineralógicas, se distinguieron dos miembros: El Limón y el Arenas, siendo este último el más reciente. El espesor estimado de los derrames de la Formación Tenamastepec es de 20 a 50 m (Yañez-García y García-Durán, 1982).

Lahares de Las Derrumbadas.

La serie de lahares presentes en la base de las estructuras dómicas está constituida por bloques y fragmentos de diversos tamaños de calizas, andesitas y dacitas en una matriz areno-arcillosa, con un espesor estimado de 50 a 150 m. en la figura 7 se aprecian las principales formaciones existentes en el área de estudio (Romero-Rios, 1985).

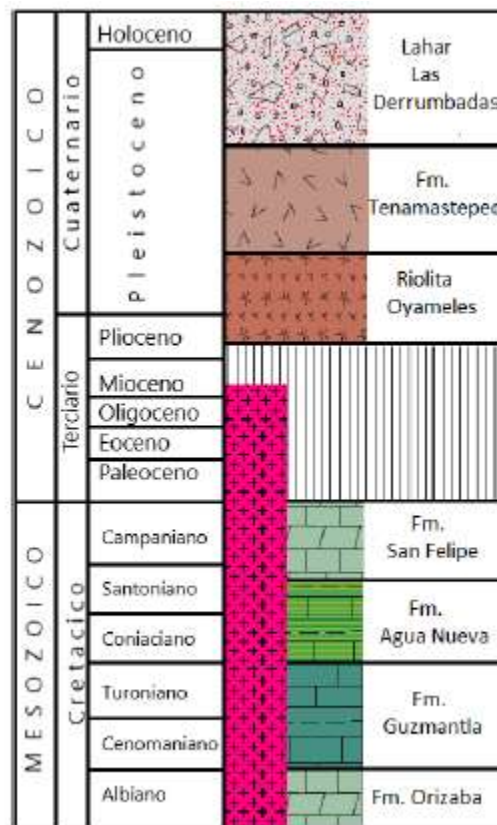


Figura 7. Columna estratigráfica del área de estudio (tomado de España-Bernardino, 2017).

VI. MARCO TEÓRICO.

VI.I. El campo Geomagnético.

El campo magnético es un sistema vectorial de fuerzas magnéticas que presenta la Tierra, este 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 (Torres-Gaytán, 2013).

La Tierra se comporta como un imán, exhibe líneas de campo o líneas de flujo, que entran por el polo norte magnético y convergen en el polo sur magnético (Figura. 8).

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.

El origen del campo magnético, aún no es entendido por completo, pero la hipótesis más aceptada es la asociación que tiene con el movimiento de corrientes eléctricas producidas por el acoplamiento del efecto convectivo y la rotación del núcleo exterior líquido (Torres-Gaytán, 2013).

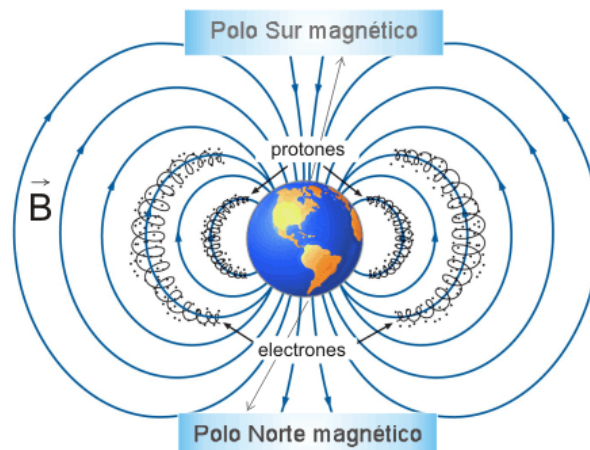


Figura 8. Ilustración gráfica de las líneas de campo geomagnético (B indica las líneas de campo magnético) (tomado de <http://www2.montes.upm.es/dptos/digfa/cfisica/magnet/tierraiman.html>)

VI.II. Elementos del Campo Geomagnético.

En la Figura 9 se describen los elementos del campo geomagnético. Los vectores B y H 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 en dirección norte, en dirección este y sobre la vertical (Telford, 1976) (Figura 9).

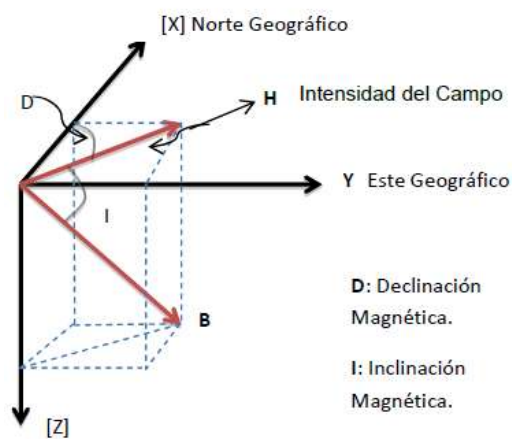


Figura 9. Representación del vector de campo magnético. La intensidad de campo (B) y su proyección horizontal (H) y vertical (Z) están relacionadas a través de los ángulos de inclinación (I) y declinación (D) (tomado de Bernard y Chouteau 2007).

La intensidad de la componente horizontal (H) es:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad \text{Ec. 1}$$

Otra forma de representar al vector puede ser a través de su intensidad total, Ecuación 2, y sus ángulos de declinación e inclinación.

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad \text{Ec. 2}$$

La inclinación, Ecuación 3, 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, ver Ecuación 4, se define como el azimut del meridiano magnético (Telford, 1976).

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad \text{Ec 3}$$

$$I = \arcsen \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad \text{Ec. 4}$$

VI.III. Variaciones del Campo Geomagnético

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

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

- La variación diurna, debe su origen a la acción del viento solar sobre las corrientes ionosféricas. 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 ~10 nT en latitudes cercanas a él.
- Transiciones del campo magnético terrestre en los polos, con permanencia de algunas horas, por la interacción de partículas cargadas y las líneas de

flujo del campo terrestre que concurren durante las tormentas magnéticas (~20 nT).

VI.IV. Susceptibilidad magnética de las rocas.

La susceptibilidad y magnetización remanente de las rocas son las propiedades de interés de los levantamientos magnéticos (Clarck, 1997). La susceptibilidad (K) es la capacidad que tiene una roca de adquirir magnetización (I) en presencia de un campo magnético externo (H) en el que se encuentra. La magnetización remanente es la magnetización permanente de una roca y esta no depende sobre algún campo externo. La magnitud de la magnetización que adquiere I , es proporcional a la fuerza del campo de la tierra H , en sus alrededores donde la constante de proporcionalidad k , es por definición, la susceptibilidad magnética de la roca:

$$I = k H \quad \text{Ec. 5}$$

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

Los materiales se clasifican en tres grupos de acuerdo con su comportamiento magnético (Telford, 1976): diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos, estos últimos se subdividen en ferrimagnéticos y antiferromagnéticos.

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 (Milson, 2003).

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

Tabla 1. Susceptibilidades magnéticas de algunas rocas ígneas (modificado de Milson 2003).

Roca	J.J. Milson	E.S. Robinson	D.S Parasnis	W.M. Telford
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			
Granito c/m*	0.000025-0.05	0-0.004		0-0.004
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

VI.V. El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF).

El IGRF es la referencia geomagnética, la cual, una vez restada, destaca las anomalías magnéticas en un punto medido. Teniendo en cuenta que, la eliminación del IGRF implica la sustracción de alrededor del 99% del valor medido, es necesario definirlo con precisión para mantener la exactitud y credibilidad del resto de los datos. El IGRF fue publicado por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA, por sus siglas en inglés), quienes recolectaron datos por un periodo de cinco años de diferentes observatorios geomagnéticos.

Dichos resultados fueron modelados matemáticamente. El modelo está definido por un conjunto de coeficientes armónicos esféricos de grado y orden 13 para: a) valor de F en todo el mundo, en la época del modelo y b) la tasa anual de cambio en los coeficientes para los siguientes cinco años (Torres-Gaytan 2013).

En regiones libres de fuente por encima de la superficie, el campo magnético B está definido como un gradiente de potencial escalar negativo, V , en términos de la siguiente ecuación:

$$B(r, \theta, \lambda, t) = -\nabla V(r, \theta, \lambda, t) \quad \text{Ec. 6}$$

donde r, θ, λ son coordenadas geocéntricas, r es la distancia al centro de la Tierra, θ la colatitud ($90-\varphi$) y λ la longitud; α es el radio magnético de referencia (6'378.137 m); $g_m(t)$ y $h_n(t)$ son los coeficientes gaussianos definidos por la IAGA (Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía) para la IGRF, en el tiempo t y $m(\theta)$, P son las funciones *Schmidt* semi-normalizadas asociadas de *Legendre* de grado n y orden m (Davis, 2004) (Figura 10).

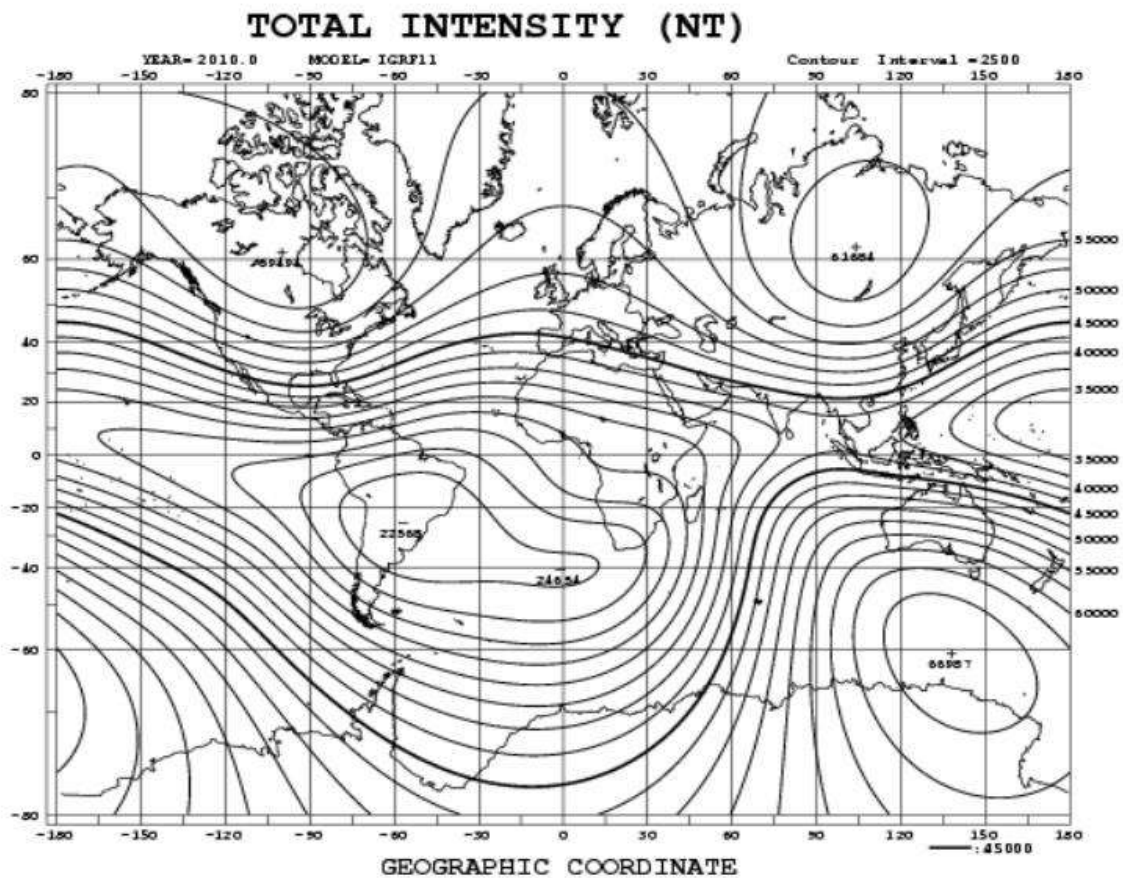


Figura 10. Mapa de la distribución de la intensidad del campo magnético (F) sobre la superficie terrestre para 2011 (tomado de Domingo-Rosales, et al., 2011).

VI.VI. Anomalías magnéticas.

Se define anomalía magnética ΔB , a la variación del valor del campo escalar observado y el valor teórico; es decir, el valor obtenido por las observaciones

marinas, terrestres o aéreas del campo geomagnético, al cual se le han reducido las variaciones periódicas y no periódicas que han sido corregidas $B_{observ-corr}$, de las cuales la variación diurna por el campo magnético externo es la más importante, y a esta magnitud se le resta el valor normal del campo BIGRF, que es el mismo valor logrado en el modelo IGRF, para un espacio – temporal definido.

$$\Delta B = B_{observ-corr} - B_{IGRF} \quad \text{Ec. 7}$$

Las anomalías magnéticas son causadas por variaciones en la magnetización de las rocas de la litosfera y por el resultado de la naturaleza dipolar del campo magnético, de ahí que se presenten valores positivos y negativos; su comportamiento puede ser de tipo regional o global, mientras que para el caso de prospección geofísica con fines de búsqueda de hidrocarburos, fallas, cuerpos magnéticos y demás, se puede causar un patrón más complejo de magnética causado por la inclinación, forma y profundidad del propio cuerpo magnético (Telford *et al.*, 1990) (Figura 11).

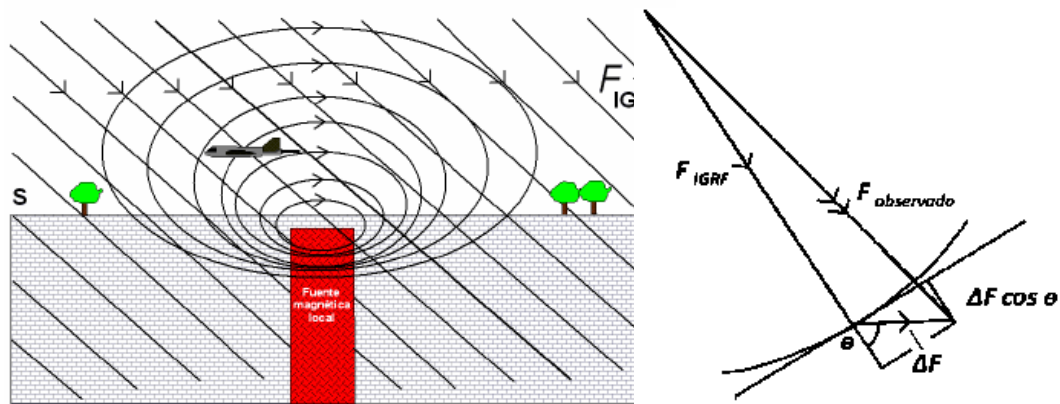


Figura 11. Registro del campo magnético en un levantamiento aeromagnético (izquierda) y Descripción gráfica de las anomalías magnéticas (derecha) (tomado de Reeves 2005).

VII. MAGNETOMETRÍA.

El método magnético mide las variaciones del campo magnético terrestre debido al contraste del grado de magnetización o susceptibilidad magnética de las rocas que conforman la corteza terrestre. Aunque la mayoría de los minerales constituyentes de las rocas no son magnéticos, ciertos tipos de roca contienen suficientes minerales magnéticos para producir anomalías magnéticas significativas. La exploración magnética tiene un amplio rango de aplicaciones, desde servicios a pequeña escala ingenieriles o arqueológicos para detectar objetos metálicos enterrados, hasta servicios a gran escala adelantados para investigar estructuras geológicas regionales. Las exploraciones magnéticas pueden ser realizadas en tierra, en el mar y en el aire (*TRX Consulting. Engineering and Earth Sciences, 2012*).

VII.I. Magnetómetros.

Un magnetómetro es un instrumento utilizado para medir las variaciones de la intensidad magnética terrestre, los más comunes y utilizados para la exploración geológica son los llamados de precesión protónica. Estos magnetómetros (Figura. 12) constituyen en la actualidad uno de los instrumentos más precisos para determinar la intensidad total del campo geomagnético. Se basa en el fenómeno de precesión del espín de los protones de los átomos de hidrógeno, que se produce al aplicarle un campo magnético polarizador fuerte a un líquido rico en protones (puede ser, por ejemplo: agua o kerosene). Los protones se alinean en dirección de este campo. Cuando de forma repentina se corta este campo intenso, los protones tienden a orientarse en la dirección del campo geomagnético, produciéndose un movimiento de precesión entorno al campo geomagnético, emitiendo una frecuencia proporcional a la intensidad total del campo geomagnético F en dicho instante. Dicha frecuencia es registrada y la intensidad total del campo geomagnético viene dado por la relación:

$$F = (2\pi f)/\gamma_p \quad \text{Ec. 8}$$

Donde: γ_p es el factor giromagnético del protón que es una constante y f es la frecuencia emitida por la precesión de los protones. El valor de la constante γ_p recomendado por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA) en 1992 es $\gamma_p = 2.67515255 \times 10^8 \text{ T}^{-1} \text{ s}^{-1}$ (Domingo-Rosales *et al.*, 2010) (Figura 12).



Figura 12. Magnetómetro de precesión protónica *Geometrics G-857*.

VII.II. Procesamiento de la información magnética a partir de filtros matemáticos.

A partir de la información recabada se le aplica una separación regional residual para obtener el mapa de campo magnético residual (CMR) al cual ya se le ha omitido el IGRF. Se le aplican algunas técnicas de filtrado digital las cuales enfatizan anomalías magnéticas. A continuación, se describen algunas de las técnicas de filtrado (Torres-Gaytan, 2013).

VII.III. Corrección por variación diurna.

Una corrección que tiene que hacerse para tomar en cuenta las variaciones temporales del campo geomagnético que son causadas principalmente por radiación electromagnética y por partículas provenientes del sol que perturban la ionósfera y por lo tanto al campo geomagnético y no están asociadas con depósitos geológicos, se le conoce como variación diurna. La variación diurna se corrige repitiendo la medición de la variación de la intensidad total en una estación base en intervalos de tiempo regulares desde el principio hasta el fin de la campaña de medición. Los valores medidos en la estación base se presentan en función del tiempo que permite calcular el valor de corrección correspondiente a cada medición en una estación de observación. Los valores reducidos se presentan en perfiles/mapas. Los valores medidos en la estación base se representa en función del tiempo que permite calcular el valor de corrección correspondiente a cada medición en una observación del levantamiento magnético mediante una sencilla sustracción (*Geometrics Inc.*, 1995).

La corrección por variación diurna es una sustracción del campo total (que es medido en el área seleccionada con el magnetómetro móvil) y la lectura de la estación base.

El sentido físico de la corrección por variación diurna es obtener la contribución cortical del campo geomagnético, eliminando la parte dipolar (Campo Principal o *main field*), la parte del campo producido por fuentes externas y a cada instante de medición las variaciones temporales.

VII.IV. Reducción al Polo.

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).

La operación de reducción al polo es una técnica de procesamiento de datos que recalcula los datos de intensidad magnética total como si el campo magnético inducido tuviera una inclinación de 90°, es decir, las anomalías toman aproximadamente la misma forma que sería observada en el polo magnético. Es utilizada en latitudes magnéticas bajas para cambiar una anomalía a su equivalente en el polo magnético norte (Cárdenas-Contreras *et al.*, 2010).

Esta reducción se utiliza para simplificar la interpretación y visualización de anomalías desde latitudes magnéticas bajas. Su fórmula matemática es:

$$L(\theta) = \frac{1}{(\text{sen } Ia + i \cos I * \text{sen}(D - \theta))^2} \quad \text{Ec. 9}$$

I = inclinación magnética.

Ia = inclinación para la amplitud de corrección.

D = declinación magnética.

El valor predeterminado es $Ia = \pm 20$, con $Ia = 20$ si $I > 0$ y $Ia = -20$ si $I < 0$; si Ia es por algún motivo definida para ser menos que I , esta se configura a I . Es decir $I = I$. La reducción al polo tiene un componente de amplitud $\text{sen } I$, un componente de fase $i \cos I$ y $\cos(D - \theta)$ número de onda magnético.

Los resultados obtenidos permiten inferir como sería el comportamiento de la componente vertical de la rejilla de datos magnéticos, dado que la reducción al polo tiene un componente de amplitud y un componente de fase, lo que permite ver las anomalías en una geometría representativa de los cuerpos o fuentes anómalos (Cárdenas Contreras *et al.*, 2010).

VII.V. Derivadas horizontales.

Los filtros respuesta para calcular las n ésimas derivadas horizontales en las direcciones x ó y son: $(j\omega)^n$ y $(j\omega)^n$. Este proceso incluye una transformación de fase tanto como un realce de altas frecuencias. La transformación de fase generalmente tiene el resultado de producir picos de anomalía localizados sobre los extremos de cuerpos anchos, y el realce de altas frecuencias agudiza estos picos para incrementar la definición de los extremos del cuerpo. Algunos intérpretes usan las derivadas horizontales para delinear cuerpos geológicos en mapas, pero este proceso se vuelve ambiguo para cuerpos angostos. Sin embargo, la ventaja que poseen las derivadas horizontales sobre las derivadas verticales, es que las derivadas horizontales proporcionan picos sobre la parte superior de las fuentes e indican fuentes contorneadas por gradientes abruptos e inflexiones (Milligan y Gunn, 1997).

VII.VI. Continuación de campos.

Consiste en calcular los valores del campo magnético en un plano situado a diferentes alturas que el plano de observación original, altura de vuelo (Dean, 1958). En el caso de la continuación hacia arriba se eliminan las anomalías más superficiales y ruidos, produciendo una malla con valores más suavizados. El resultado de esta transformación facilita la identificación de las anomalías y estructuras regionales, como principales cuerpos magnéticos, lineamientos regionales (fallas, fracturas y contactos), entre otros, ver Figura 13 y 14a.

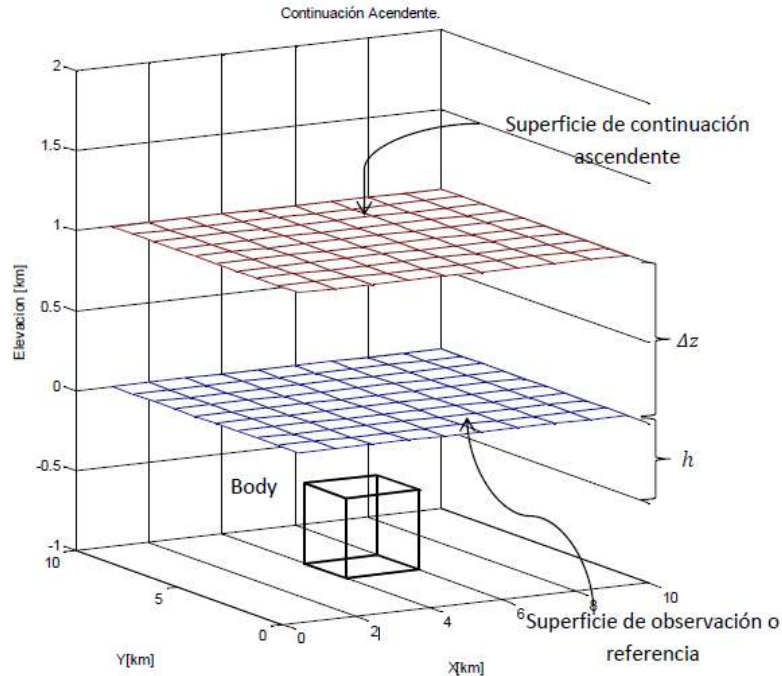


Figura 13. Visualización del efecto de la continuación ascendente donde Δz es el nivel de elevación del filtro y h es la profundidad de sepultamiento del cuerpo (Cortés-Guerrero, 2014).

Por el contrario, si la continuación es hacia abajo se realzan las anomalías más superficiales y de mayor frecuencia. Se utiliza para el estudio de anomalías concretas, llevando el plano de observación a una profundidad cercana al cuerpo anómalo, ver Figura 14b (Torres-Gaytán, 2013).

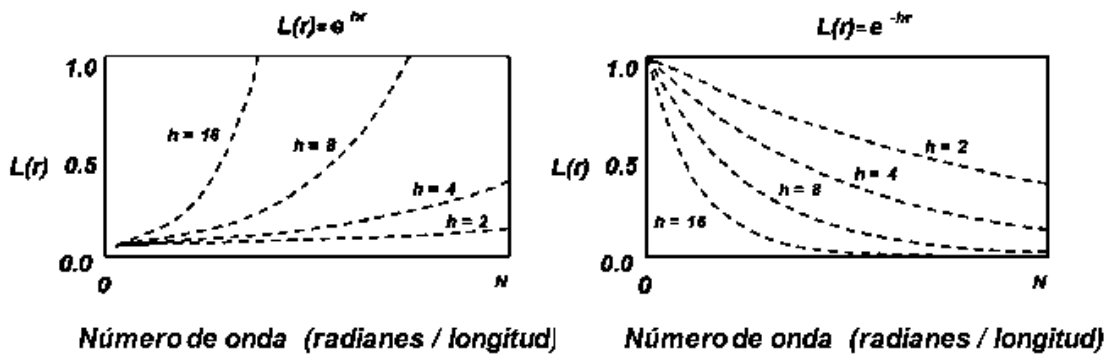


Figura 14. a) esquema para el filtro de continuación hacia arriba, y b), continuación hacia abajo.

VII.VII. Señal Analítica.

La técnica de señal a analítica o gradiente total produce un tipo de mapa particular con realce de una anomalía de campo potencial, el que es usado para definir las fronteras de distribuciones de densidad o magnetización geológicamente anómalas. En principio un gradiente es la diferencia en valores de campo por unidad de distancia entre dos puntos. Los máximos mapeados (cordilleras y picos) en la señal analítica calculada de un mapa de anomalías magnéticas localizan las orillas y esquinas de los cuerpos fuente de anomalías (e.g., fronteras de bloques fallados del basamento, contactos litológicos del basamento, zonas de fallas, diapiros ígneos y salinos, etc.). Los máximos de la señal analítica son útiles al ocurrir directamente sobre fallas y contactos, sin importar el echado o inclinación estructural que pueda estar presente, y al ser independientes de la dirección de las magnetizaciones inducidas y/o remanentes (Alatorre-Zamora *et al.*, 2012).

Craig (1996) evalúa la señal analítica para datos multivariantes y Roest *et al.* (1992) generalizan el método para señales 3D como un vector que involucra los gradientes ortogonales y la trasformada de Hilbert para el campo de potencial medido en el plano horizontal como:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\phi_x^2 + \phi_y^2 + \phi_z^2}, \phi(x, y) \quad \text{Ec. 10}$$

dónde la amplitud de la señal analítica en el campo de potencial magnético es, es:

$$|\Delta T(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial z}\right)^2} \quad \text{Ec. 11}$$

Siendo $|A(x, y)|$ = amplitud de la señal analítica en el campo de potencial (x, y) , ΔT el campo magnético observado en (x, y) .

La señal analítica de la anomalía en todos los casos es una campana de forma sencilla en la cual todos los términos direccionales están contenidos en el factor de

amplitud α , que es una constante. Por lo tanto, la amplitud de la señal analítica sólo depende de la profundidad (Keating y Sailhac, 2004). La señal analítica es sensible a los gradientes regionales en los datos, y las anomalías que se superponen en general mejoran la definición de la estructura regional y los bordes de las anomalías en una malla, en especial porque las fuentes anómalas siempre son positivas, de hecho, generalmente producen una buena localización horizontal de los contactos y las fuentes geológicas (Phillips, 2000).

VIII. TEORÍA DE INVERSIÓN

Los métodos de inversión numérica permiten obtener respuestas en profundidad asociadas a las anomalías observadas en relación a una estructura de referencia bajo ciertas restricciones o condiciones a la frontera (Alberti, 2012).

Estos métodos aplican soluciones numéricas para obtener un modelo geomorfológico de cuerpos con altas y bajas susceptibilidades magnéticas para los datos magnéticos y los datos gravimétricos. De esta forma, es posible analizar el comportamiento de las propiedades físicas del subsuelo y encontrar una solución a las geoformas de los cuerpos emplazados en profundidad.

En Geofísica, se han desarrollado múltiples técnicas que permiten determinar de manera cada vez más precisa la ubicación y geometría de cuerpos bajo el subsuelo, así como también permitir un mayor entendimiento de los procesos dinámicos de las diferentes estructuras en el subsuelo como: planos de fallas, contactos geológicos, diques y otros cuerpos intrusivos.

El problema inverso, consiste en encontrar soluciones que reproduzcan la distribución, magnitud y posición de los parámetros físicos en el subsuelo, a partir de los datos observados en la superficie con un nivel de error mínimo (Figura 15a). Sin embargo, este problema no tiene solución única, esto se refiere a que hay más

de una solución del modelo que representa las propiedades físicas en el subsuelo que reproducen las observaciones en la superficie (Figura 15b), lo que ha llevado a proponer métodos y técnicas de inversión para reducir la ambigüedad de la solución.

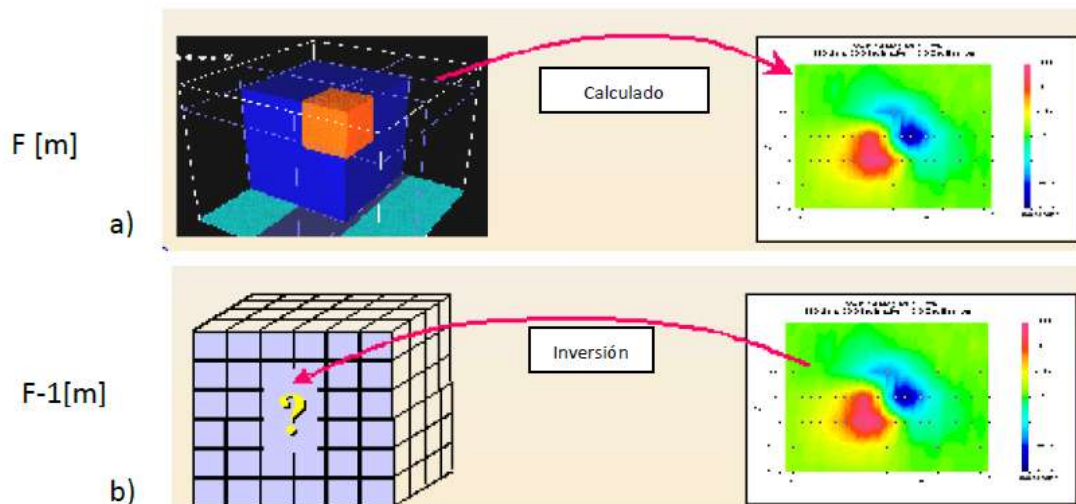


Figura 15. Representación gráfica del concepto del problema directo (a) y problema inverso en Geofísica (b) (Tomado de Li Y *et al.*, 1996).

VIII.I. Método de la señal analítica para estimar profundidades.

Como se explicó en la sección anterior, la amplitud de la señal analítica nos da información de los límites de estructuras verticales, la forma de la amplitud de I_{sa} es una campana simétrica, también se mencionó que esta señal tiene sus máximos valores justo por encima de las estructuras que causan las anomalías. Otra característica importante que comprende a la Señal Analítica es que a partir de su forma y amplitud se puede estimar la profundidad del cuerpo causante de la anomalía utilizando el método *half-whith amplitude* Atchuta Rao *et al.*, (1981) y Roeset *et al.*, (1992).

La I_{sa} para un contraste de densidad vertical tiene la siguiente expresión (Nabighian, 1972):

$$\|sa\| = a \frac{1}{x^2 + d} \quad \text{Ec. 12}$$

a = cte. de proporcionalidad que depende de las propiedades físicas del cuerpo. Se puede demostrar que de la ecuación (12) podemos obtener una expresión con la de (13) que nos permite realizar el cálculo de la profundidad de un cuerpo que representa un contacto vertical basado en el método *half-whith amplitude* (MacLeod, 1993). MacLeod (1993) también propone un método más efectivo para seleccionar el ancho de la anomalía $x_{1/2}$ para calcular la profundidad, este nuevo método en vez de tomar la distancia entre los puntos justo donde la anomalía se reduce a la mitad, toma los puntos de Inflexión x_i de la función (Figura 16), reduciendo así el error de interpretación que se provoca por la superposición de señales ecuación (14) (Cortés-Guerrero, 2014).

$$x_{1/2} = 2\sqrt{3h} = 3.46h \quad \text{Ec. 13}$$

$$x_i = \sqrt{2h} = 1.414h \quad \text{Ec. 14}$$

$X_{1/2}$ = Ancho de la anomalía a la mitad de la amplitud.

x_i = Ancho de la anomalía en los puntos de inflexión.

h = Profundidad de la cima de la fuente.

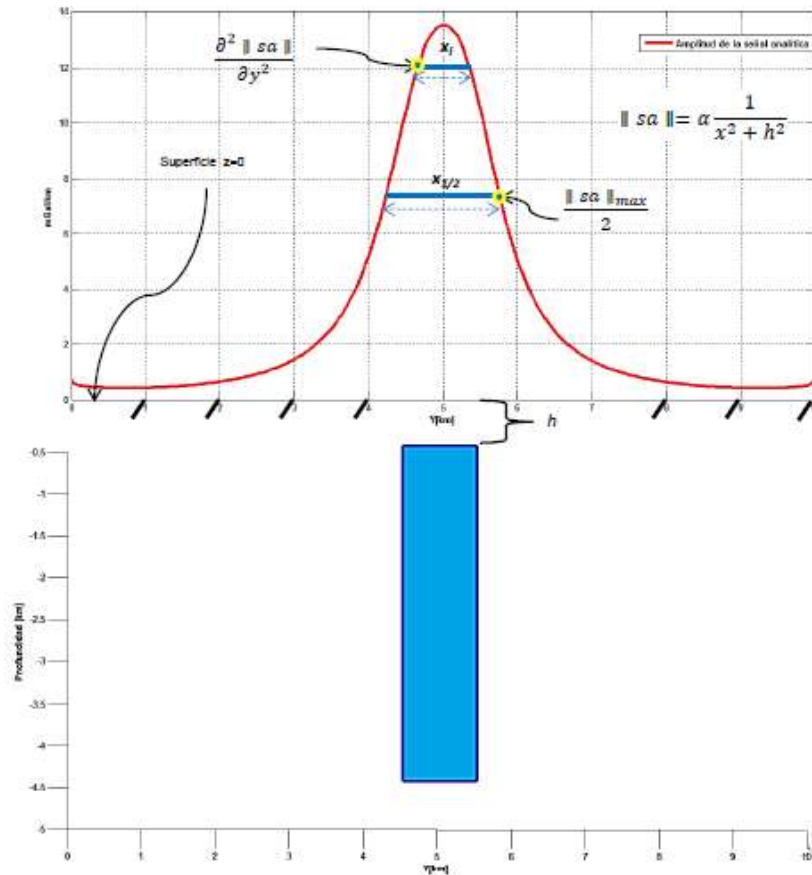


Figura 16. Estimación de la profundidad a partir de la señal analítica (Cortés-Guerrero, 2014).

VIII.II. Análisis espectral de Fourier FFT (espectro de potencia).

En el año 1970, Spector y Grant exponen un método para la determinar las profundidades de los eventos generadores de respuestas aeromagnéticas a través del análisis espectral (González, 2006). Éste se fundamenta en una relación entre la potencia de la señal versus número de onda. El espectro de potencia radial se lo define como el cuadrado del módulo de la transformada de Fourier de la anomalía magnética/gravimétrica. En las aplicaciones resulta más conveniente utilizar el logaritmo natural del espectro de potencia (P) en función del número de onda. El logaritmo del espectro de potencia de una distribución irregular de masas a profundidad constante genera una gráfica aproximadamente lineal, por lo tanto, al

ajustar la curva (obtenida por mínimos cuadrados) mediante una recta de máximo ajuste, se puede lograr una estimación de la profundidad y magnitud del cuerpo geológico causante. Cuanto mayor es la pendiente de la recta, más profundas son los cuerpos que originan el campo potencial (modificado de Spector y Grant, 1970). Para este método se supone que los cuerpos generadores de anomalías, son un conjunto de paralelepípedos. Matemáticamente, la potencia espectral de una malla de datos (Spector y Grant, 1970) está definida por la ecuación:

$$(E(r, \theta)) = 4\pi^2 M^2 R_G^2 (e^{-2hr}) (1 - e^{-\pi})(S^2(r, \theta))(R_p^2(\theta)) \text{ Ec. 15}$$

Donde:

E es la potencia espectral de la señal;

M representa el momento magnético por unidad de longitud

RG: Factor de la dirección de campo magnético;

h: profundidad del tope del prisma;

r es la magnitud del vector de frecuencia ($r = \sqrt{u^2 + v^2}$)

θ : dirección del vector de frecuencia ($\arctan(\theta) = (u/v)$);

t: espesor del prisma;

S representa el factor de tamaño horizontal del prisma;

Rp: Factor de la dirección de magnetización del prisma

Para una gráfica correspondiente al logaritmo neperiano del espectro de potencia, el término h del factor e^{-2hr} , representaría la pendiente de la tendencia de la curva. De este modo se pueden determinar las profundidades de los cuerpos generadores de anomalías y así lograr separar las diferentes fuentes para posteriores interpretaciones (Spector y Grant, 1970) (Figura 17).

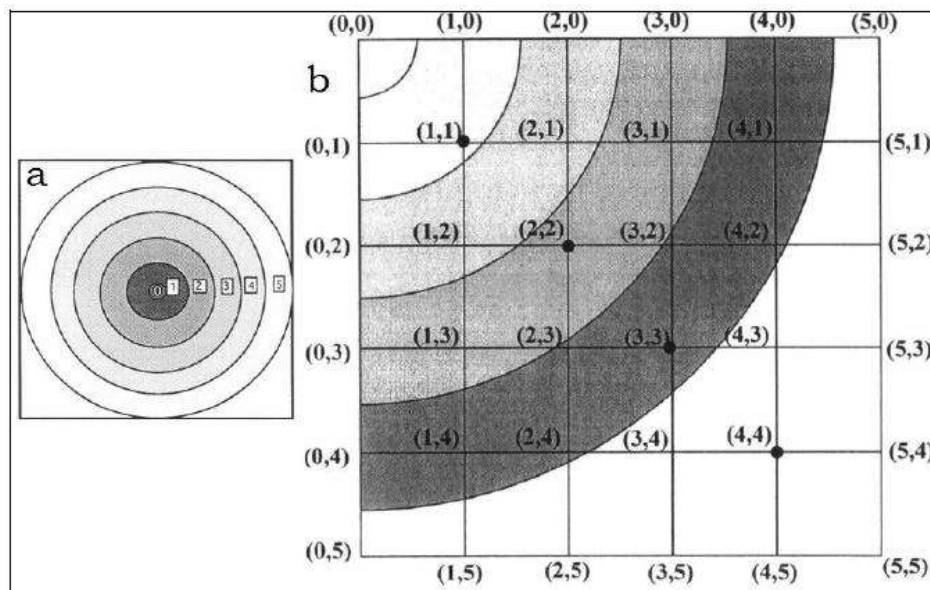


Figura 17. a) Promedia el cuadrado de la magnitud de los coeficientes de la transformada discreta de Fourier (dft) en 2D, sobre una serie de anillos que van incrementando su radio (tomado de Naidu y Mathew 1998). B) ejemplo del cálculo del espectro radial para un conjunto bidimensional de datos de 5x5 armónicos (tomado de Gómez, 2001).

VIII.III. Deconvolución de Werner.

La Deconvolución de Werner (Werner, 1953) es una técnica de inversión muy útil y simple para interpretaciones preliminares de datos de campos potenciales para cuerpos aislados. Esta técnica está basada en la hipótesis de que la fuente es un cuerpo delgado vertical en forma de dique, pero puede ser aplicado para otros tipos de cuerpos asumiendo que ese cuerpo está formado por diques verticales de diferentes tamaños. Lo más útil de este método se basa en el hecho de que el gradiente horizontal del campo total causado por el borde de una interfase es equivalente al campo total de un dique delgado.

El campo potencial es analizado y se resuelven los parámetros asociados a la fuente. Se asume inicialmente que para un análisis del campo total se utilizan cuerpos delgados laminares. Pero esa anomalía es igual al gradiente horizontal de la anomalía del campo total sobre un espacio semi infinito. Sin embargo, la

Deconvolución de *Werner* es aplicada a diques y capas, pero ha sido extendida a polígonos (Blakely, 1995).

$$\Delta T(x) = \frac{A(x - x_0) + B * d}{(x - x_0)^2 + d^2} \quad \text{Ec. 16}$$

Las variables son:

x_0 = localización de la fuente

d = profundidad de la fuente

A y B son una combinación de constantes, magnetización y buzamientos.

La Deconvolución de *Werner* se convierte entonces en un método de “ventana deslizante”, en donde el operador se mueve a través del perfil y continuamente genera soluciones para las incógnitas.

Longitudes de ventanas muy cortas o muy largas generan soluciones falsas, o no adaptadas al cuerpo que genera la anomalía estudiada, por ende, se debe elegir el tamaño de ventana que genere mejores soluciones para la inversión (Figura 18) (Alberti-M, 2012).

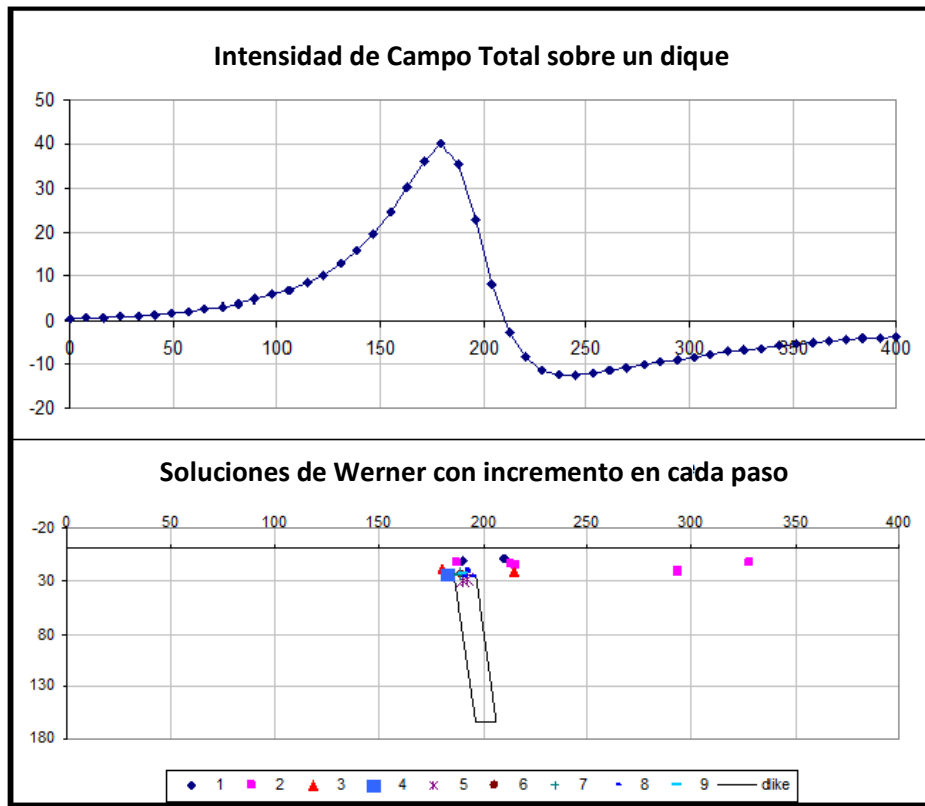


Figura 18. Gráfica que muestra la solución para diferentes profundidades y posiciones para una ventana deslizante con rangos de movimiento de uno a nueve en tamaños de cuadrículas (Tomado de Alberti, 2012).

VIII.IV. Modelización 3D de anomalías magnéticas.

La reconstrucción 3D de la geología, así como de los procesos responsables de su configuración actual, constituye uno de los mayores desafíos en el ámbito de las ciencias de la Tierra.

La modelización geológica consiste en la construcción y visualización de una estructura geológica concreta con objeto de determinar con precisión su extensión y estructura interna, así como caracterizar geométrica y petrofísicamente las diferentes unidades litoestratigráficas que la forman.

Un modelo geológico debe de ser consistente con todo el conjunto de datos geofísicos disponibles que a su vez proporcionan restricciones para la interpretación geológica y estructural de la zona de estudio (Ayala y Rey, 2009).

El objetivo de la modelización magnética es obtener una imagen de la geometría y

distribución de las susceptibilidades del subsuelo cuya respuesta magnética se ajuste a las anomalías observadas. El nivel de detalle del modelo obtenido dependerá de la distribución espacial de los datos medidos; de la escala de trabajo; y de la información petrofísica, geológica y geofísica disponible para ser utilizada como información a priori (*constraint*) para limitar el número de soluciones equivalentes.

La ventaja de la modelización 3D respecto a la 2D es que la primera ofrece una imagen tridimensional de la variación de las propiedades petrofísicas y geometrías de los diferentes cuerpos geológicos del subsuelo, mientras que en 2D sólo se tiene la imagen a lo largo de un perfil, considerando los cuerpos como infinitos en la dirección perpendicular al mismo (Ayala y Rey 2009) (Figura 19).

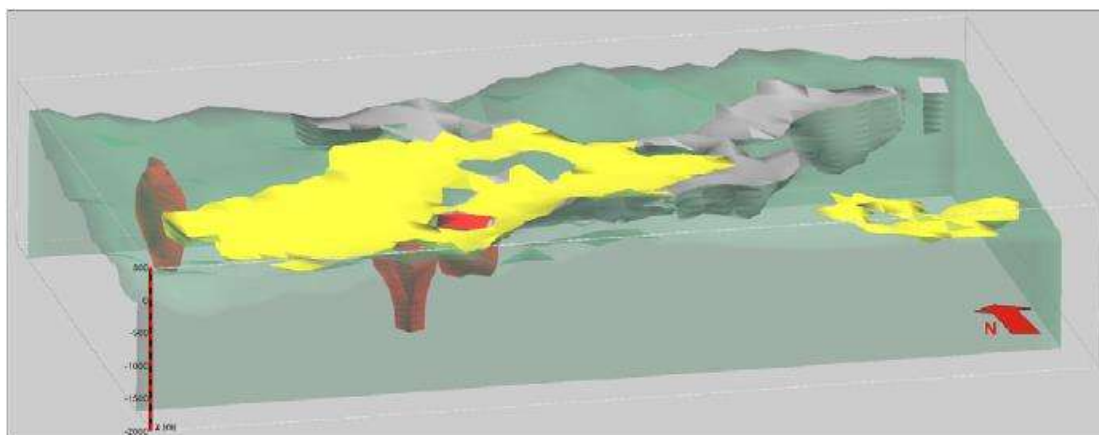


Figura 19. Modelo 3D de varias zonas de la Península Ibérica. Amarillo: Terciario. Gris: Estefaniense. Rojo: granitos. Verde transparente: Basamento (tomado de Ayala y Rey, 2009).

En muchos casos se puede asociar las observaciones con alguna propiedad que esté definida por un cuerpo con características geométricas simples y, mediante prueba y error, es posible ajustar el modelo de la propiedad física a los datos observados (Sharma, 2004). Sin embargo, en la mayoría de los casos reales, la distribución de la propiedad física no puede ser descrita mediante cuerpos geométricos conocidos, por lo que recurrimos a la teoría de inversión, con la cual la

compatibilidad entre las observaciones y la distribución de los parámetros físicos se lleva a cabo de forma automática mediante un procesamiento computacional.

$$\phi(m) = \phi_d + \beta \phi_m^w - \lambda \sum_{j=1}^M \ln m_j \quad \text{Ec. 17}$$

Donde:

λ = Parámetro de barrera.

β = Parámetro de compensación o regularización.

m_j = Datos de susceptibilidad observados en cada celda: $j= 1, \dots, M$.

ϕ_d = Medida de desajuste del objetivo.

w = ponderación de la decadencia general de los *kernel* (ventanas de observación que se expanden en profundidad).

IX. RUIDO SÍSMICO AMBIENTAL

El ruido sísmico ambiental también es conocido como microtemores, microtrepidaciones, ruido sísmico de fondo o vibraciones ambientales los microtemores están compuestos principalmente por ondas de superficie dispersas o que están compuestos por ondas *Rayleigh* (Aguirre-González *et al.*, 2003)

- Aki (1957) analizó los microtemores estadísticamente en el espacio y en el tiempo como ondas estocásticas estacionarias y las consideró como ondas de superficie dispersas.
- Akamatsu (1961) y Nogoshi e Igarashi (1970, 1971) también consideraron que los microtemores se componen principalmente de ondas superficiales.
- Kanai y Tanaka (1961) consideraron que las amplificaciones de los microtemores en capas del subsuelo se deben a múltiples reflexiones de ondas S incidentes verticalmente, en forma similar a los movimientos fuertes. Después de detallados estudios de microtemores Allam (1967) concluyó que los microtemores podrían ser explicados como ondas Love y

Rayleigh en los sitios donde las interfaces entre los estratos de suelo están claramente definidas.

- Con base en mediciones de campo y análisis de dispersión de velocidades, Horike (1985) postuló que las componentes verticales de los microtremores consisten de ondas Rayleigh.
- Ohmachi y Umezono (1998) encontraron que la proporción de ondas Rayleigh en las microtremores varía entre el 10 y el 90% entre diferentes lugares según la hora del día, y que la proporción más frecuente es 40%.

De acuerdo con Bard, las fuentes que producen los microtremores son:

- A periodos largos (por debajo de 0.3 a 0.5 Hz) son causados por las ondas oceánicas que ocurren a grandes distancias, y es posible encontrar buena correlación de los microtremores en estos periodos con condiciones meteorológicas de gran escala en el entorno,

- A periodos intermedios (entre 0.3-0.5 Hz y 1 Hz) los microtremores son generados por las olas del mar cercanas a las costas, por lo que su estabilidad es significativamente menor,

- Para periodos más cortos (frecuencias mayores que 1Hz), las fuentes de los microtremores están ligadas a la actividad humana (Figura 20).

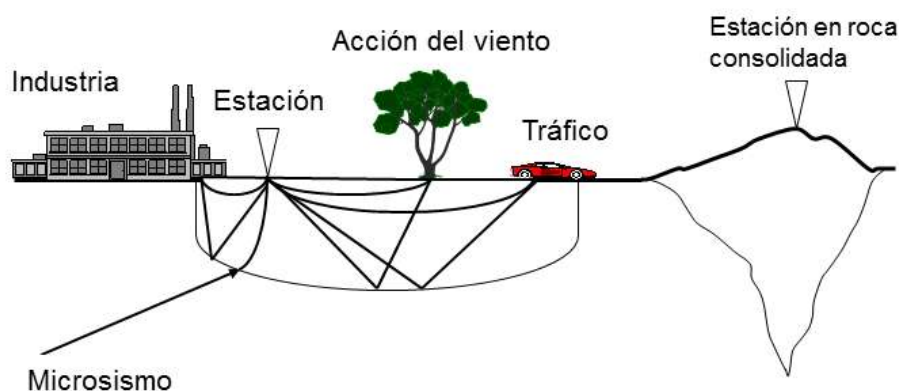


Figura 20. Fuentes de microtremores (modificado de Sánchez-Sesma, 2010).

IX.I. Observación de microtemores en arreglos instrumentales.

La observación de los microtemores a través de arreglos instrumentales ha sido desarrollada para conocer la estructura del subsuelo y la naturaleza de la propagación de las microtemores. Los trabajos pioneros fueron los de Aki (1957), Toksöz (1964) y Lacoss *et al.* (1969).

Esta metodología consiste en la instalación de varios sensores tanto en depósitos como en roca, lo cual supone que en los análisis se pueden eliminar los efectos de fuente y de trayecto.

Por otro lado, Yamamoto (1998) describe una modificación del método de autocorrelación espacial para estimar la dispersión de las ondas Rayleigh a partir del componente vertical de los registros de microtemores y, la dispersión de las ondas Love a partir de las componentes horizontales. Hace mención de que si se aplican los dos efectos de ondas (Rayleigh y Love) se puede estimar con mayor exactitud la estructura de velocidades de ondas S.

Por otro lado, Asten y Henstridge (1984), Horike (1985), y Matsushima y Okada (1996) han utilizado la resolución de la determinación de la velocidad de fase que usa observaciones de las series de microtemores en cuencas sedimentarias aplicando el análisis de frecuencia-Número de Onda (f-k) (Capón, 1969).

Aki (1957) dió las bases teóricas del coeficiente de autocorrelación espacial definido para los datos de microtemores y desarrollando el método de SPAC. Invirtiendo la curva de dispersión de velocidad de fase de las ondas superficiales contenidas en los microtemores usando especialmente arreglos circulares.

Henstridge (1979) también introduce la pequeña relación entre el coeficiente de correlación espacial y el modo-fundamental de las ondas Rayleigh. Okada *et al.* (1990), Matsuoka *et al.* (1996), y Okada (1998) han extendido exploraciones del método SPAC. Por lo que este método ha ido revolucionado su aplicación y ha sido empleado a lo largo de varios tipos de estudios.

El ruido generado por el oleaje, es el ruido más extendido, con valores bajos de frecuencia, entre 0,3 a 0,5 Hz. Los microsismos de largo periodo se generan solo

en aguas poco profundos en las regiones costeras, donde la energía de las olas se convierte directamente en energía sísmica, ya sea a través de las variaciones de presión verticales o el golpe de las olas en la orilla.

Además de las mencionadas, hay otras fuentes de ruido ambiental como los tremores volcánicos, presión atmosférica, los efectos asociados con la variación de temperatura, corrientes de agua o actividades que generan ruido de fondo, de fuentes locales.

En la tabla 2 se muestran los valores de ruido sísmico de acuerdo a Gutenberg (1958), Asten (1978) y Asten and Henstridge (1984), para distintos rangos de frecuencias. El ruido sísmico inferior a 1Hz se le atribuye a origen natural.

Tabla 2. Valores de ruido sísmico de acuerdo a Gutenberg (1958), Asten (1978) y Asten and Henstridge (1984), para distintos rangos de frecuencias.

Fuente	Gutenberg (1958)	Asten (1978), Asten and Henstridge (1984)
Olas oceánicas golpeando costas	0.05-0.1 Hz	0.5-1.2 Hz
Monzones y perturbaciones meteorológicas a gran escala	0.1-0.25 Hz	0.16-0.5 Hz
Ciclones sobre océanos	0.3-1 Hz	0.5-3 Hz
Condiciones meteorológicas a gran escala	1.4-5 Hz	
Tremor volcánico	2-10 Hz	
Urbano	1-100 Hz	1.4-30 Hz

IX.II. Ondas Rayleigh.

Las ondas Rayleigh viajan en la superficie de la corteza. Estas incluyen movimientos longitudinales y transversales lo que da pie a que exista una diferencia de fases entre las componentes de los movimientos. La amplitud de estas ondas decae exponencialmente conforme aumenta la profundidad, como se observa en la Figura 21 (Prado-Morales, 2014).

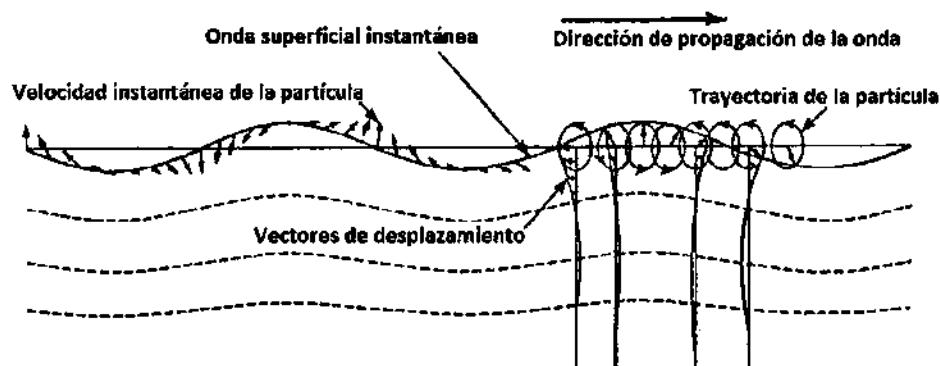


Figura 21. Ejemplo del efecto de las ondas Rayleigh en un medio estratificados 2-D (tomado de Prado-Morales, 2014).

La existencia de estas ondas fue estudiada Lord Rayleigh en 1885. Este tipo de ondas causan en un sólido isotrópico que las partículas en la superficie del mismo se muevan en elipses en un plano compuesto por la normal a la superficie y un vector paralelo a la dirección de propagación, cuyos ejes mayores coinciden con la dirección vertical. En la superficie y a profundidades someras el movimiento es retrogrado y a profundidades grandes el movimiento de la partícula se vuelve progrado, aunado a esto la amplitud del movimiento decae y la excentricidad cambia con el incremento de la profundidad (Figura 22) (Prado-Morales, 2014).

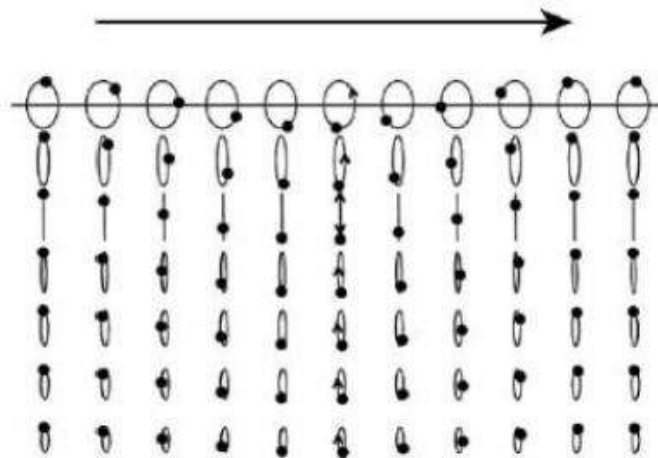


Figura 22. Movimiento de la partícula para el modo fundamental de Rayleigh en un semi-espacio uniforme, propagándose de derecha a izquierda. Se muestra una longitud de onda horizontal (λ); los puntos se graficaron para un tiempo fijo. El movimiento es contrario a las manecillas del reloj (retrogrado) en la superficie, cambiando a movimiento vertical puro en $\lambda/5$, se convierte en progrado a mayores profundidades (tomada de Shearer, 2009).

IX.III. Curvas de elipticidad y la relación con los cocientes Espectrales H/V.

La idea de buscar la relación espectral entre las componentes horizontales y verticales en una sola estación se introdujo por primera vez por Nogoshi y Igarashi (1971). Ellos mostraron que estaba relacionado con la curva elipticidad de las ondas Rayleigh, y aprovecharon la coincidencia entre la primera frecuencia máxima del cociente H/V con la frecuencia fundamental de resonancia, para utilizarlo como un indicador de la estructura del subsuelo. Nakamura (1989) utilizó esta relación H/V y afirmaba que podría ser usado para estimar de forma fiable la función de transferencia de sitio para las ondas S. Esto condujo a varios estudios a la determinación de obtener las propiedades dinámicas del suelo.

De acuerdo con Bard (1998), esta interpretación se basa en la suposición de que los microtemores consisten predominantemente en ondas de superficie: por lo tanto, el cociente H/V es relacionado a la elipticidad de las ondas Rayleigh considerando la predominancia de las ondas de Rayleigh en componente vertical. Esta elipticidad es dependiente de la frecuencia, y que exhibe un pico alrededor de la frecuencia fundamental para los sitios que exhiben un contraste de impedancia suficientemente alto entre la superficie y las capas más profundas.

Asumiendo que el campo de ondas de ruido está dominado por ondas de superficie Scherbaum *et al.* (2003) propusieron que la singularidad de la elipticidad teórica de las ondas Rayleigh podría estar asociada con el pico principal de las relaciones espectrales. Por lo tanto, Malischewsky y Scherbaum (2004) presentaron una fórmula exacta para calcular elipticidad teórica de ondas de Rayleigh para un modelo de una capa y un semi-espacio.

Para las ondas Rayleigh esta variación de la elipticidad se refleja en la curva de elipticidad que es una medida del cambio del movimiento elíptico de las ondas Rayleigh con respecto a la profundidad. La curva de elipticidad de las ondas Rayleigh depende de la frecuencia y muestra un pico alrededor de la frecuencia fundamental. Este pico está relacionado con el desvanecimiento de la componente

vertical del movimiento elíptico. Con este desvanecimiento ocurre un cambio en el sentido de rotación de la partícula en el modo fundamental de las ondas Rayleigh.

Adicionalmente a las ondas Rayleigh del modo fundamental, existen soluciones en un espacio de capas planas que involucran ondas P y SV. Si la velocidad de la capa superficial es lo suficientemente baja, estas ondas P y SV pueden ser reflejadas por completo y pueden ocurrir modos de vibrar en placas como ocurre en el sistema SH. A estos modos se les conoce como modos altos de las ondas Rayleigh. En la Figura 22 se pueden observar diferentes modos de vibrar para una misma estructura de velocidades. En este trabajo se analizó la sensibilidad de las curvas de elipticidad de diferentes modelos geológicos de velocidad, donde se variaron los parámetros: de 1) espesor de capas, 2) la velocidad de onda S y onda P, y 3) la configuración de los estratos en los diferentes modelos (Prado-Morales, 2014).

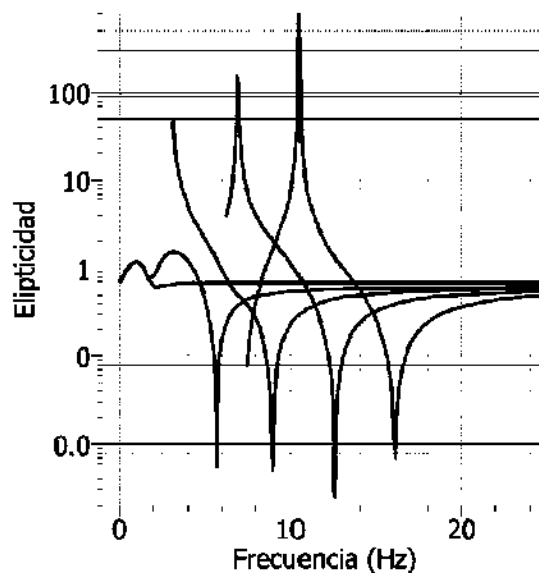


Figura 23. Curvas de elipticidad de ondas Rayleigh en un semi-espacio estratificado, para los primeros 5 modos de la onda Rayleigh. Los picos corresponden al desvanecimiento de la componente vertical, mientras que los valles pronunciados corresponden al desvanecimiento de la componente horizontal (tomado de Prado-Morales, 2014).

IX.IV. Sensores sísmicos.

Un sensor sísmico es un dispositivo que detecta el movimiento del suelo cuando éste es sacudido por una perturbación. Idealmente, se puede considerar a un sensor

sísmico como una caja negra, cuya entrada es el movimiento de la tierra, representado por una variable cinemática como desplazamiento, velocidad o aceleración, y cuya salida puede ser alguna variable como voltaje o el desplazamiento de una aguja. Dependiendo de la variable medida, los sensores sísmicos se pueden clasificar según si son de desplazamiento o deformación, de velocidad y de aceleración.

En sismología, el movimiento mínimo esperado es tan pequeño como el ruido presente en la tierra (0.1 nm) o tan grande como el desplazamiento máximo ocurrido en una falla durante un terremoto (10m). Esto representa un rango dinámico de $(10/10^{-10})=10^{11}$, el cual es difícil cubrir con un solo sensor. Tradicionalmente, los acelerómetros se han utilizado para la medición de movimientos fuertes, mientras que los sensores de velocidad encuentran su aplicación en movimientos débiles, cubriendo así un rango amplio.

Por otro lado, el rango de frecuencia de las señales sísmicas es muy amplio, comenzando en valores tan bajos como 0.00001 Hz y extendiéndose hasta 1000 Hz. Para cubrir todo este rango es necesario disponer de varios tipos de sensores. En este sentido, los sensores se pueden clasificar por su ancho de banda como:

- **Periodo corto (SP: Short Period).** Son capaces de captar señales entre 0.1 y 100 Hz, con una frecuencia natural en torno a 1 Hz (valores típicos). Estos se pueden usar para el estudio de terremotos pequeños o experimentos de refracción y tienen la ventaja de que son fáciles de instalar y operar, y no requieren de una fuente de alimentación.
- **Banda ancha (BB: Broad Band).** Proveen información sísmica en el rango de frecuencia de 0.01 Hz a 50 Hz. Estos requieren de una fuente de alimentación con polaridad simple o doble, además de una instalación más cuidadosa.

- **Banda muy ancha (VBB: *Very Broad Band*).** Estos son capaces de captar señales de frecuencias muy bajas, como las provenientes de mareas terrestres y oscilaciones libres. Su ancho de banda se extiende desde 0.001 hasta 10 Hz y tienen como principal aplicación la investigación de la profundidad de la tierra.

La elección del tipo de sensor depende de la aplicación de interés, ya que en aplicaciones donde se requiere detectar señales de muy baja frecuencia, el sensor puede llegar a ser el componente más caro del sistema. En la siguiente tabla 3 se indican las bandas de interés para diversas fuentes sísmicas (Galindo-Guerra, 2010).

Tabla 3 donde se indican las bandas de interés para diversas fuentes sísmicas (modificado de Galindo-Guerra, 2010).

Frecuencia (Hz)	Tipos de medición
0.00001-0.0001	Mareas terrestres
0.0001-0.001	Oscilaciones libres de la Tierra, terremotos
0.001-0.01	Ondas superficiales, terremotos
0.01-0.1	Ondas superficiales, ondas P y S, terremotos con $M > 6$
0.1-10	Ondas P y S, terremotos con $M > 2$
10-1000	Ondas P y S, terremotos con $M < 2$



Figura 24. A la izquierda un modelo de sismómetro período corto S-13. A la derecha el sismómetro de banda ancha *Trillium Compact 120s*. Ambos instrumentos son utilizados en la captación de la señal sísmica.

IX.V. Métodos Pasivos.

Los métodos geofísicos pasivos, responden a las propiedades de los materiales bajo la superficie, basándose en la medición de vibraciones ambientales o microtemores, los cuales no requieren de ninguna fuente. Uno de los principales objetivos de este método, es evaluar de manera indirecta y no destructiva las propiedades del suelo. Para ello, se utilizan arreglos bidimensionales de geófonos o un solo instrumento; donde se puede registrar solo la componente vertical (Z) o las tres componentes de movimiento (X, Y, Z) (Cuadra, 2007; Vásquez, 2008; Humire, 2013).

IX.V.I. Método de Nakamura o Relación Espectral H/V.

Este método, propuesto por Nogoshi e Igarachi (1970) y ampliamente estudiado por Nakamura (1989), consiste en estimar la razón entre el espectro de amplitudes de Fourier de las componentes horizontal y vertical de las vibraciones ambientales (razón espectral H/V). Estas vibraciones en su conjunto hacen vibrar preponderantemente al depósito de suelos a su frecuencia fundamental (Pastén, 2007), la cual puede ser identificada como el valor pico de la razón espectral H/V. Por ello, se ha convertido en una herramienta ampliamente utilizada en estudios de microzonificación sísmica y efectos de sitio (Figura 25), como los realizados en la cuenca de Santiago por Pasten (2007) y Leyton *et al.* (2010).

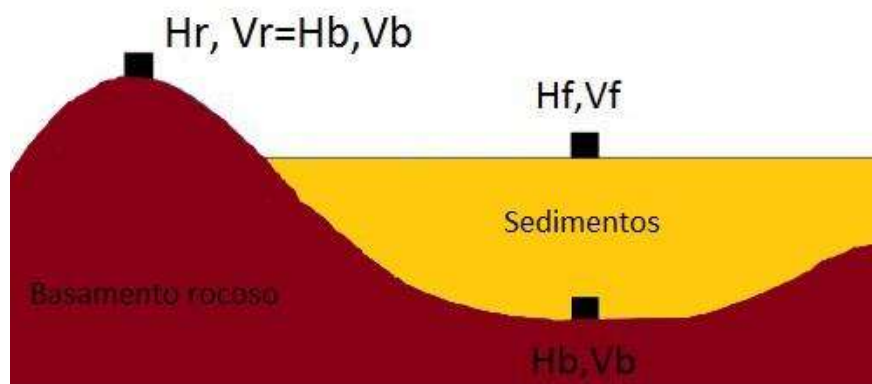


Figura 25. Estructura geológica típica de una cuenca sedimentaria, donde cada cuadrado negro representa registros sísmicos, H y V son los espectros de movimiento horizontal y vertical respectivamente en el basamento (Hb y Vb), en la superficie de la cuenca (Hf y Vf), en el afloramiento rocoso (Hr y Vr) (Modificada de Nakamura, 2000).

De acuerdo a la hipótesis de Nakamura (1989), los microtemblores corresponden en su mayoría a ondas de *Rayleigh*, y la amplificación por efectos de sitio se debe a la existencia de una capa de suelo sobre un semi-espacio de mayor rigidez (Lermo y Chávez-García, 1993). Por ello, al suponer que la componente vertical del movimiento no sufre amplificación producto de los depósitos de suelos, es posible estimar el efecto de las ondas de *Rayleigh* en la componente vertical a través de la razón:

$$A_R = \frac{V_s}{V_B} \quad \text{Ec. 18}$$

Donde Vs y Vb son los espectros de amplitud de las componentes verticales del movimiento en la superficie y del basamento rocoso, respectivamente. Por otro lado, Nakamura (1989) define una estimación del efecto de sitio (AE) a través de la razón entre las componentes horizontales del movimiento en superficie (Hs) y de la roca (Hb).

$$A_E = \frac{H_s}{H_B} \quad \text{Ec. 19}$$

Al suponer que las componentes horizontal y vertical del movimiento son alteradas por las ondas *Rayleigh* en la misma medida se supone una función de efecto de

sitio modificada (A_M) que compense la alteración sufrida producto de las ondas superficiales:

$$A_M = \frac{A_E}{A_F} = \frac{\frac{H_s}{V_s}}{\frac{H_B}{V_B}} \quad \text{Ec. 20}$$

Ya que, en principio, las vibraciones ambientales en un afloramiento rocoso no presentan una dirección predominante (Nakamura, 1989), la amplitud de las componentes horizontal y vertical del movimiento a nivel de la roca deberían ser similares. Por ello, la estimación del efecto de sitio se estima finalmente como:

$$A_E = \frac{H_s}{V_s} \quad \text{Ec. 21}$$

De acuerdo a las investigaciones de diversos autores (Lermo y Chavez-García, 1993; Tokimatsu, 1997; Konno y Ohmachi, 1998; Bonnefoy-Claudet et al., 2008) se ha comprobado la correlación entre la frecuencia fundamental de un sitio y el *peak* de la razón espectral H/V. Si se cuenta con alguna información estratigráfica del terreno, esta razón también puede ser utilizada para estimar la profundidad de la roca (H). Para ello se utiliza el promedio armónico de la velocidad de propagación de ondas de corte desde la superficie a la interfaz entre suelo y roca ($\bar{V}_s$) tal como se indica en la ecuación 19. Por otro lado, la amplitud de la razón H/V se relaciona al contraste de impedancia entre los materiales presentes en el terreno, pero sigue siendo un aspecto no completamente comprendido del método (Pilz *et al.*, 2010). Dependiendo de la amplitud de la razón H/V, podrá identificarse con menor o mayor claridad el periodo (o frecuencia) fundamental del terreno.

$$T_o = \frac{4H}{V_s} \quad \text{Ec. 22}$$

IX.VI. Inversión.

El proceso de inversión se realiza mediante el algoritmo *Neighbourhood* (Wathelet, 2008), el cual también se encuentra implementado en *GEOPSY*, y que permite calcular un modelo unidimensional de suelo, cuyas propiedades elásticas se ajusten a las características dispersivas de terreno. El ajuste entre las curvas obtenidas a partir de las observaciones de terreno y las asociadas al modelo calculado se evalúa utilizando la ecuación 23, donde $X_{c,i}$ corresponde a los valores de las curvas de dispersión o autocorrelación del modelo calculado (Humire-Guarachi 2013).

$$Misfit \text{ o desajuste} = \sqrt{\sum_{i=1}^{nF} \frac{(x_{r,i} - x_{c,i})^2}{\sigma_i n_F}} \quad \text{Ec. 23}$$

El objetivo del proceso de inversión es generar un modelo de estratos horizontales de suelo con propiedades elásticas compatibles con las observaciones de terreno y reflejadas a través de las curvas de dispersión o autocorrelación. De acuerdo a lo planteado por diversos autores (Nolet, 1981; Gabriels et al., 1987), estas curvas dependen principalmente de la velocidad de ondas de corte, y son prácticamente insensibles a variaciones de la densidad y velocidades de ondas de compresión con la profundidad. La inversión no es un proceso trivial, ya que existen muchos modelos de suelo que se ajustan a las observaciones de terreno observado (Foti, 2000; Sambridge, 2001).

La idea general de la inversión (Figura 26), es calcular las curvas de dispersión o autocorrelación asociadas a modelos de estratos horizontales de suelo (problema directo), y utilizando algún algoritmo de búsqueda, encontrar el modelo que tenga el mayor ajuste con las observaciones de terreno (problema inverso).

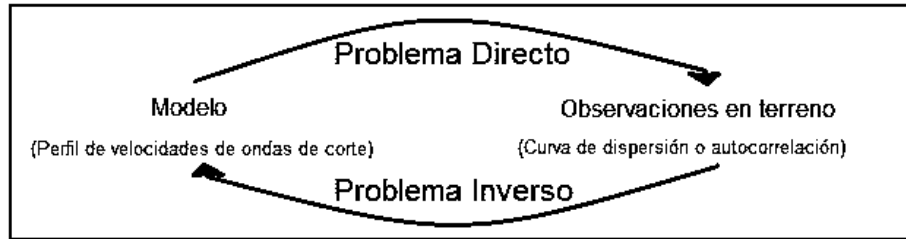


Figura 26. Esquema del problema inverso (modificado de Wathelet, 2005).

El modelo creado será confiable hasta una profundidad máxima, que dependerá de la máxima longitud de onda para la que se disponga información en términos de curvas de dispersión o autocorrelación. De acuerdo a los estudios de Rix y Leipski (1991), la profundidad máxima es aproximadamente la mitad de la máxima longitud de onda medida.

IX.VII. Ruido sísmico para la exploración geotérmica.

El análisis de ruido sísmico de fondo es de amplio interés para monitorear y modelar yacimientos geotérmicos debido a su facilidad de implementación, además de que es posible monitorear su evolución temporal (Lehuteur *et al.*, 2015).

De acuerdo con Xu *et al.* (2012), el ruido sísmico de fondo es generado por vibraciones de baja amplitud en la superficie de la tierra como pueden ser el movimiento del viento, ruido del ambiente, ruido instrumental, acoplamiento sensor-suelo, presión barométrica y actividades humanas (Yilmaz, 2001; Zhong *et al.*, 2015). Aunque las formas de onda y las amplitudes pueden variar dependiendo de la localización de las estaciones sísmicas, son estadísticamente estables (estacionarias) sobre cierto periodo de tiempo. Para caracterizar el comportamiento del ruido sísmico es posible utilizar procesos aleatorios estacionarios (Aki, 1957) y procesos gaussianos estocásticos (Zhong *et al.*, 2015). En particular el método de auto correlación espacial (SPAC por sus siglas en inglés) propuesto por Aki (1957) permite obtener información sobre la estratigrafía del sitio de estudio a partir de registros de microtemores obtenidos con un arreglo instrumental.

La finalidad de estudiar este campo es para obtener un modelo de velocidades que permita modelar la propagación de ondas y así evaluar las heterogeneidades de los sitios de estudios con la finalidad de poder caracterizar el reservorio geotérmico de las zonas de interés.

X. ENERGÍA GEOTÉRMICA

En la práctica se le denomina así al estudio y utilización de la energía térmica que transportada a través de la roca y/o fluidos, se desplaza desde el interior de la corteza terrestre hacia los niveles superficiales de la misma, dando origen a los sistemas geotérmicos. El calor geotérmico es producido constantemente por la Tierra a partir de la descomposición del material radioactivo en el núcleo del planeta. El calor se mueve hacia la superficie por medio de conducción y convección. En la corteza, el gradiente de temperatura es típicamente 30 °C por kilómetro, pero puede ser tan alto como 150 °C por kilómetro en áreas geotérmicas calientes (tomado de González-Partida, *et al* 2016).

X.I. La Anomalía Térmica (Fuente de Calor).

En las regiones volcánicas el calor requerido para la formación de un sistema geotérmico cerca de la superficie terrestre, puede ser suministrado, esencialmente, por una masa de magma de alta temperatura situada en la corteza terrestre, ya sea como una intrusión en proceso de enfriamiento o bien como una cámara magmática que ha alimentado un volcán. Teóricamente las zonas afectadas por fenómenos volcánicos recientes, son localidades geotérmicas potenciales. Sin embargo, las áreas de mayor interés, son aquellas donde un gran volumen de magma se encuentra a relativamente poca profundidad (menos de 10 a 7 Km), así como las condiciones tectónicas favorables, como es el cruce de diferentes fallas o la inclinación de bloques fallados que forman trampas apropiadas, donde el magma en ascenso reposa y produce su diferenciación. Por lo tanto, se debe investigar la

relación entre estructuras volcánicas y lineamientos tectónicos a fin de reconocer la posible ocurrencia, a poca profundidad, de cuerpos magmáticos calientes. Los elementos favorables para la existencia de zonas geotérmicas, son: la persistente actividad volcánica a través del tiempo y las frecuentes erupciones de productos fuertemente diferenciados, los cuales requieren para su formación un largo período de estadía del magma en la cámara (tomado de González-Partida, *et al* 2016).

X.II. El Yacimiento.

Un yacimiento geotérmico debe estar formado por rocas de alta permeabilidad, con un volumen suficientemente grande para asegurar la explotación prolongada de fluidos geotérmicos. Además, debe estar localizado dentro de un sistema hidrológico que permita la recarga hidráulica del área en explotación. La delimitación del yacimiento es el problema más difícil de la exploración geológica, ya que frecuentemente existe una cubierta de rocas en superficie que a menudo impide el estudio directo de los substratos profundos. Cuando el yacimiento se encuentra en rocas volcánicas, la permeabilidad en la mayoría de los casos es de tipo secundario, ya que estas rocas tienen generalmente baja porosidad. En otras rocas en las que se encuentran yacimientos geotérmicos, la permeabilidad primaria suele ser escasa y sólo es posible que lleguen a ser productoras de fluidos gracias a la participación de la permeabilidad secundaria de origen tectónico (tomado de González-Partida, *et al* 2016) (Figura 27).

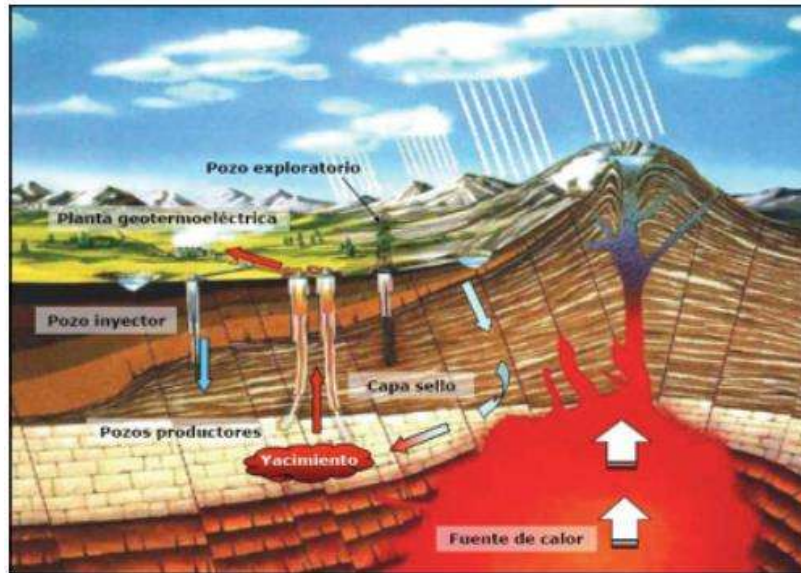


Figura 27. Esquema general de un sistema geotérmico relacionado a un estratovolcán, en este caso el reservorio generalmente se desarrolla a un lado adjunto del edificio volcánico. (tomado de González-Partida, 2016).

X.II.I. Capa sello.

La cobertura o Capa sello de un yacimiento geotérmico puede estar compuesta por una roca o una secuencia de rocas impermeables. Puede ser una roca sedimentaria con impermeabilidad primaria (arcilla, limo, etc.) como en Cerro Prieto, México; Larderello, Italia; o en Wairakei, Nueva Zelandia; o una roca impermeabilizada por auto sellamiento, debido a los efectos prolongados de la actividad geotérmica, como es el caso de los Geysers, USA u Otake, Japón. Para definir dicha cobertura, es necesario conocer la composición litológica de los horizontes sub-superficiales; y este problema puede sólo puede ser resuelto sobre bases puramente geológicas, aunque casi siempre son necesarios estudios geofísicos para determinar los espesores de las unidades, entre ellas las impermeables (tomado de González-Partida, *et al* 2016).

X.II.II. Tipos de yacimiento geotérmicos.

A la fecha se han identificado cinco tipos de sistemas geotérmicos:

(1) hidrotermales; (2) roca seca caliente; (3) geopresurizados; (4) marinos y (5) magmáticos. A continuación, se describen algunas de sus características:

X.II.III. (1) Sistemas Hidrotermales

Estos sistemas están constituidos por: una fuente de calor, agua (líquido y/o vapor) y la roca en donde se almacena el fluido (tomado de González-Partida, *et al* 2016).

X.II.IV. (2) Sistemas de Roca Seca Caliente.

Son sistemas rocosos con alto contenido energético, pero con poca o ninguna agua, conocidos como HDR por sus siglas en inglés (Hot Dry Rock). No se explotan comercialmente en la actualidad. Ejemplo: Fenton Hill (Estados Unidos), Rosmanowes (Reino Unido), Soultz-sous-Forêts (Francia). Este es probablemente uno de los recursos geotérmicos más abundantes. El U.S. Geological Survey ha estimado que la energía almacenada en los yacimientos de roca seca caliente que se encuentran dentro de los 10 kilómetros superiores de la corteza terrestre, equivale a más de 500 veces la energía acumulada en todos los yacimientos de gas y de petróleo del mundo, lo que habla de un recurso enorme. En la actualidad los proyectos de investigación acerca de HDR más importantes se están llevando a cabo en la Comunidad Económica Europea (e.g., Baria *et al.*, 2000) y en Japón (e.g., Kaieda *et al.*, 2000).

X.II.V. (3) Sistemas Geopresurizados.

Son sistemas que contienen agua y metano disuelto a alta presión (del orden de 700 bar) y mediana temperatura (aproximadamente 150 °C). No se explotan comercialmente en la actualidad. Ejemplo: yacimientos en Texas y Louisiana (Estados Unidos), y en Tamaulipas (México). Estos recursos ofrecen tres tipos de energía: térmica (agua caliente), química (metano) y mecánica (fluidos a muy alta presión). Algunos investigadores han estimado el potencial energético solamente

en las costas de Texas en unos 40,000 MWt (Alonso, 1993). Se desconoce el potencial de este recurso en México (tomado de González-Partida, *et al* 2016).

X.II.VI. (4) Sistemas Marinos.

Son sistemas de alta entalpía existentes en el fondo del mar. No se explotan comercialmente en la actualidad. Estos sistemas han sido poco estudiados hasta ahora. Ejemplo: Golfo de California (México).

Hace algunos años se efectuaron estudios preliminares en el Golfo de California (Mercado, 1990, 1993). Como parte de los estudios se incluyeron algunas inmersiones en un submarino. Esto permitió observar a 2600 metros de profundidad impresionantes chimeneas naturales descargando chorros de agua a 350 °C. El flujo de calor medido en algunos puntos del Golfo de California es muy alto, de 0.34 W/m² (Suárez, 2000) mientras que en promedio el flujo natural de calor alcanza valores de entre 0.05 y 0.10 W/m² (tomado de González-Partida, *et al* 2016).

X.II.VII. (5) Sistemas Magmáticos.

Son sistemas de roca fundida existentes en aparatos volcánicos activos o a gran profundidad en zonas de debilidad cortical. No se explotan comercialmente en la actualidad. Ejemplo: Volcán de Colima (México), Volcán Mauna Kea (Hawái). Posiblemente el atractivo más importante de este tipo de recurso sean las altísimas temperaturas disponibles (≥ 800 °C).

Existen otros tipos de clasificaciones que van “de acuerdo con los niveles energéticos de los recursos que albergan”, es decir, de los fluidos que ellos contienen (tomado de González-Partida, *et al* 2016):

X.II.VIII. Yacimientos de alta entalpía.

Son en los que se cumplen las condiciones de existencia de un foco de calor que permite que el fluido se encuentre en condiciones de presión y alta temperatura

(superior al menos a los 150°C). Las características termodinámicas del fluido permiten su aprovechamiento para producción de electricidad (tomado de González-Partida, *et al* 2016).

X.II.IX. Yacimientos de media entalpía.

Estos son en los que los fluidos se encuentran a temperaturas situadas entre los 100 y los 150°C, lo que permite su uso para producción de electricidad mediante ciclos binarios que, en general, tienen rendimientos algo inferiores (tomado de González-Partida, *et al* 2016).

X.III. Yacimientos de baja entalpía.

Cuando la temperatura del fluido es inferior a los 100°C y su aplicación son los usos directos del calor (calefacción, procesos industriales y usos en balneoterapia).

En general, los yacimientos de alta entalpía se localizan en zonas de flujo de calor anómalo, mientras que los de baja entalpía corresponden a zonas estables de la corteza, con flujos de calor y gradientes geotérmicos normales que aprovechan los fluidos calientes contenidos en acuíferos profundos, en general sin cobertera impermeable (tomado de González-Partida *et al.*, 2016).

Para una mejor explicación de esta última clasificación, se adjunta la siguiente Tabla, donde se refleja el tipo de yacimiento.

Tabla 4. Clasificación los yacimientos según temperatura del subsuelo (tomado de www.igc.cat.)

Tipo de Yacimiento		Rango de Temperatura Uso Principal	
Muy baja entalpía	Suelo con o sin agua	$5^{\circ}\text{C} < T < 30^{\circ}\text{C}$	Climatización
	Aguas subterráneas	$10^{\circ}\text{C} < T < 30^{\circ}\text{C}$	Balnearios, Acuicultura
Baja entalpía	Aguas termales	$22^{\circ}\text{C} < T < 50^{\circ}\text{C}$	Calor de distrito
	Zonas Volcánicas		
	Almacenes sedimentarios profundos	$T < 100^{\circ}\text{C}$	
Media entalpía		$100^{\circ}\text{C} < T < 150^{\circ}\text{C}$	Electricidad
			Ciclos binarios
Alta entalpía		$T > 150^{\circ}\text{C}$	Electricidad

XI. ESTADO DEL ARTE

En 1911 la geotermia comenzó a utilizarse en algunas partes del mundo con la finalidad de generar energía eléctrica. En México, esta disciplina comenzó a aplicarse para su aprovechamiento cincuenta años más tarde. Desde entonces, numerosos estudios geológicos y geofísicos se han realizado en varias zonas volcánicas del país para la explotación de los campos geotérmicos.

Los primeros estudios que se realizaron sobre la zona de Las Derrumbadas, fueron enfocados para determinar su potencial geotérmico, con la finalidad de obtener una explotación satisfactoria de dicho recurso. Cabe resaltar, que la mayoría de los estudios sobre dicha área son de tipo hidrogeológicos, ya que se ubica en la parte centro-sur de la cuenca Libres Oriental, Puebla, siendo una fuente importante de recarga para los mantos acuíferos y de abastecimiento para los 22 municipios que se encuentran dentro la cuenca (Cedillo, 1984; Alcalá y Escolero, 2004).

En el año de 1980, la CFE realizó una exploración geotérmica sobre el área, haciendo hincapié al Domo Sur, ya que en su cima presenciaba manifestaciones termales de tipo fumarolas con temperaturas de 58° a 76°C y en la base poniente, ex hacienda “La Ventana”, registraron temperaturas de 41° a 52°C y depósitos de sílice y caolinización. En la geología, registraron un cuerpo intrusivo (sienita) detectado a profundidad en la parte oriental y aflorando al norte de los domos. Finalmente, concluyeron que el probable yacimiento podría estar contenido en calizas del Cretácico Medio y/o Superior (formaciones Orizaba y/o Guzmantla), de ambiente arrecifal de plataforma, que debido a su porosidad primaria y secundaria presentan buenas condiciones para actuar como roca huésped (Romero-Ríos *et al.*, 1985).

Palacios-Hartweg y García-Velázquez, (1981), realizaron un total de 170 sondeos de resistividad eléctrica como parte del denominado Proyecto Geotérmico Los Humeros-Derrumbadas. Los sondeos tuvieron una configuración de resistividad aparente a cinco profundidades teóricas AB/2 igual a 200, 500, 1000, 1500 y 2000m, en un área de 225 Km². Sus resultados describen que los bajos resistivos son muy

superficiales y desaparecen en la profundidad; por otro lado, existen cambios en la resistividad laterales que están relacionados con acuíferos de baja profundidad. En este estudio, las zonas favorables fueron dos: “Anomalía La ventana” (al W del domo sur y al E de la Sierra la Ventana); y el puerto entre ambos domos, denominada “Anomalía Norte” del Domo Sur. Dicho estudio concluye que el yacimiento debe de estar en cercanía del domo y esta correlacionado con el conducto volcánico del mismo.

Un segundo estudio geofísico fue realizado por Bigurra-Pimentel (1985), con especial detalle en el Domo Sur, con 51 sondeos en una separación $AB/2=4000m$ y cubriendo un área de 63 km², determinó que en la periferia del este domo existen varias zonas permeables. En este estudio se obtuvieron tres zonas anómalas de interés geotérmico: “Anomalía La Ventana”, “Anomalía Norte” (en la misma área descrita anteriormente) y “Anomalía San Vicente Bellavista” al SW de este último domo. Hasta este punto, se propusieron dos sitios para los pozos exploratorios D-2 y D-3, la propuesta de perforación del primero es de 2000 m. La conclusión de este estudio, reafirma que los fluidos ascienden del conducto del domo. Sin embargo, previo al pozo D-2 y D-3, se perforó el pozo D-1 al NW del Domo Sur. Este último, se ubicó en la zona que no presentaba ninguna de las anomalías antes mencionadas y llegó a perforar únicamente las rocas riodacíticas pertenecientes al Domo Sur, por lo que no ostentó las condiciones geotérmicas necesarias y finalmente quedó postergado del proyecto.

Un producto extra del estudio de mínimos resistivos en el área, fue el de estructuras geológicas a través de estos estudios. Se obtuvieron un total de ocho estructuras por este método: cinco estructuras NW-SW, dos estructuras NNE-SSW y una única con dirección NE-SW. Las primeras dos corresponden lineamientos de estructuras característicos para la zona.

Los estudios geofísicos más recientes han sido efectuados por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) en el 2004, realizando mediciones aeromagnéticas correspondientes a las cartas Guadalupe Victoria clave E14-B35 y San Salvador el Seco clave E14-B45, la primera de campo total (SGM, 2010) y reducción al Polo.

XII. METODOLOGÍA.

El presente trabajo se lleva a cabo de manera general en tres etapas:

Planeación, campo y análisis; y dentro de este último en procesamiento de los datos magnéticos y procesamiento de los datos sísmicos.

XII.I. Planeación.

- Se revisaron los antecedentes geológicos y geofísicos de la zona de estudio y re-editaron los mapas geológicos previos (Figura 28).

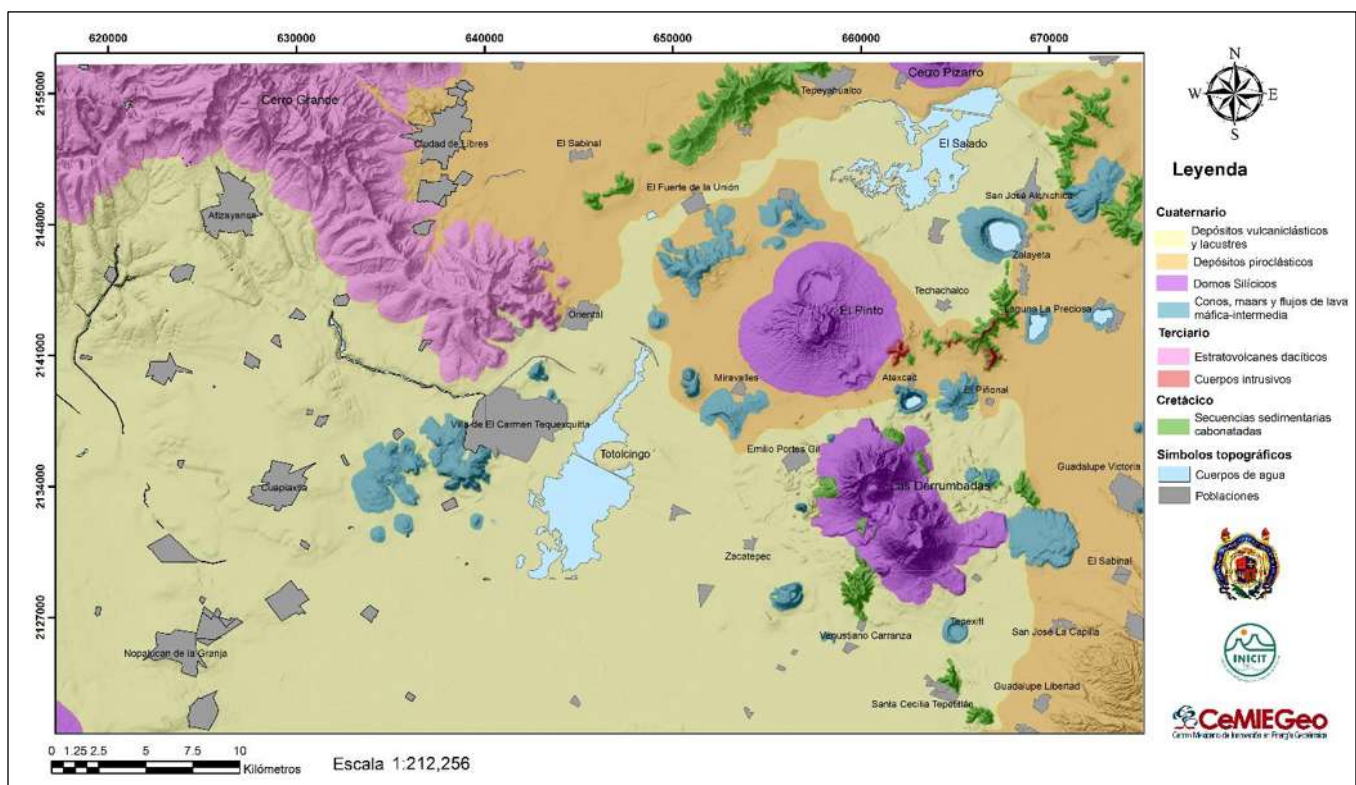


Figura 28. Mapa geológico regional de la zona de Las Derrumbadas, Puebla (modificado de Landa-Piedra, 2016 y CeMIEGeo P-17, 2017).

- Se procesaron los datos aeromagnéticos de la zona de estudio adquiridos por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) con la finalidad de observar los principales contrastes de susceptibilidad magnética y delimitar la zona de

interés para realizar levantamientos magnéticos terrestres y la instalación de estaciones sísmicas de banda ancha para monitoreo de ruido ambiental.

- Se obtuvieron mapas regionales de intensidad magnética *raster* y vectoriales a escala 1:300000 en plataforma *ArcGis-Geosoft* (Figura 29).

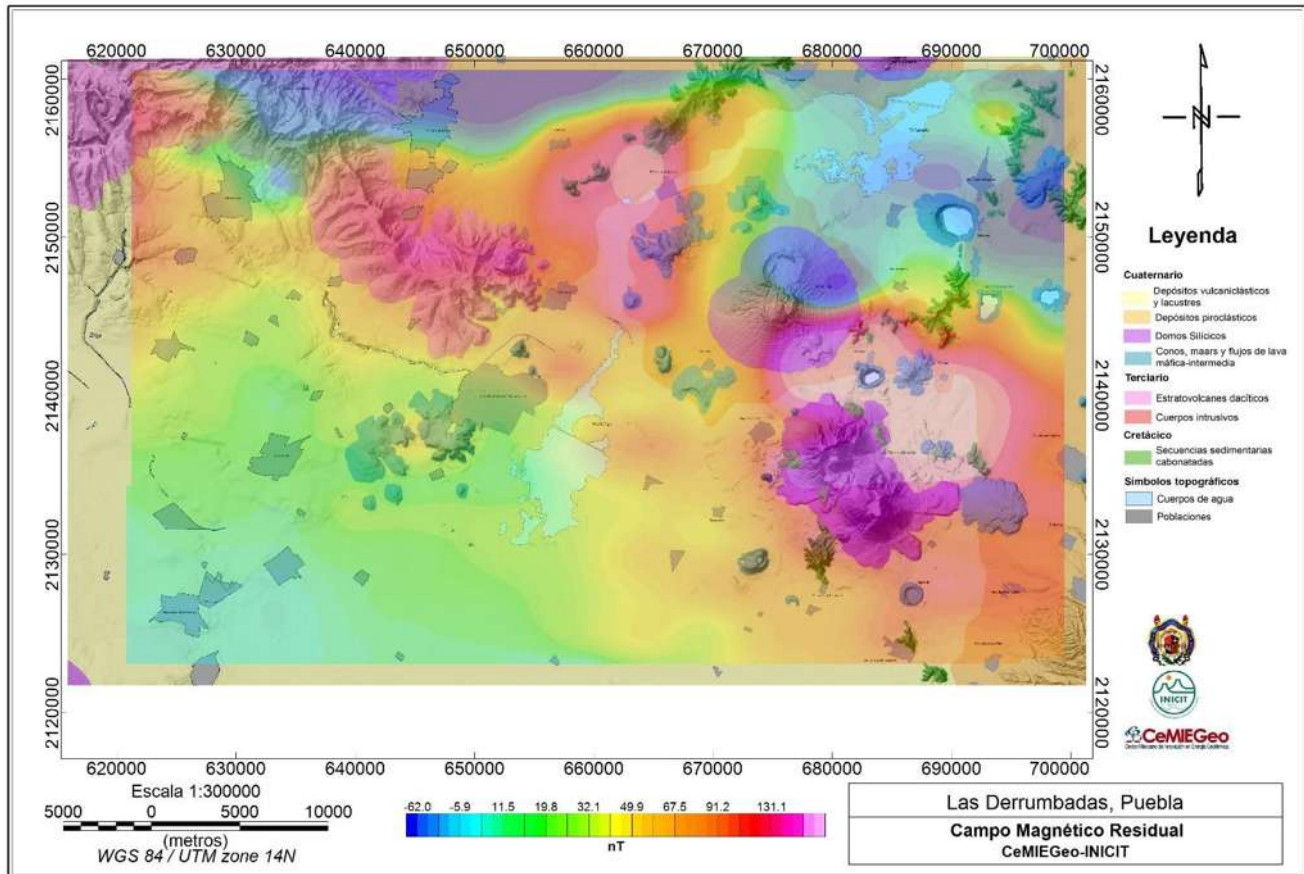


Figura 29. Mapa de Campo Magnético Residual (CMR) sobrepuesto sobre el mapa geológico regional de la zona de estudio.

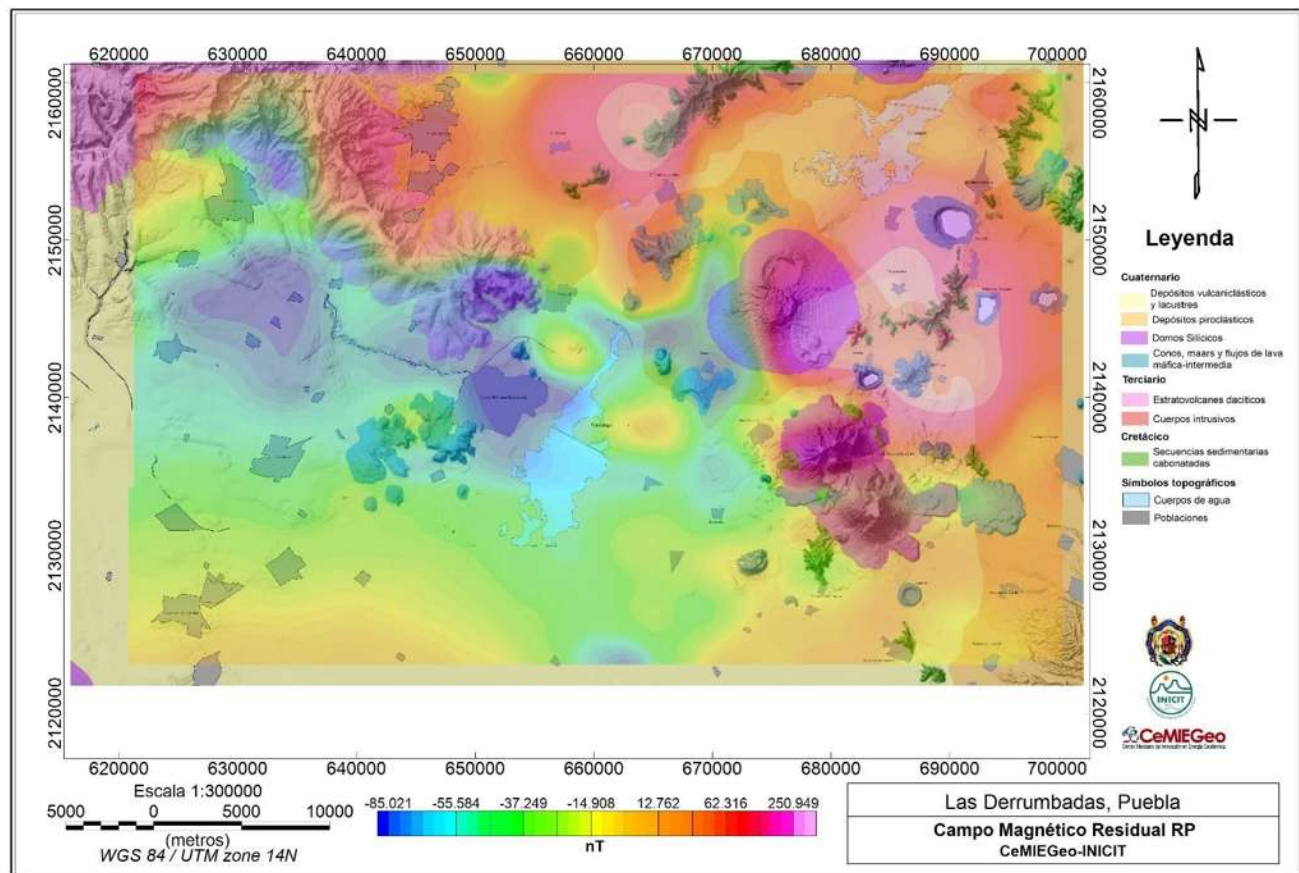


Figura 30. Mapa de campo magnético residual reducido al Polo sobrepuesto sobre el mapa geológico regional de la zona de estudio.

- Se elaboró una propuesta de trabajo de campo a partir de la obtención de mapas de gradientes totales (señal analítica), donde se delimitaron principalmente dos zonas de interés geotérmico debido a los máximos gradientes ligados a la existencia de cuerpos, que pueden ser fuentes de calor del yacimiento a profundidad, así como zonas de alto grado de fracturamiento/alteración relativa.

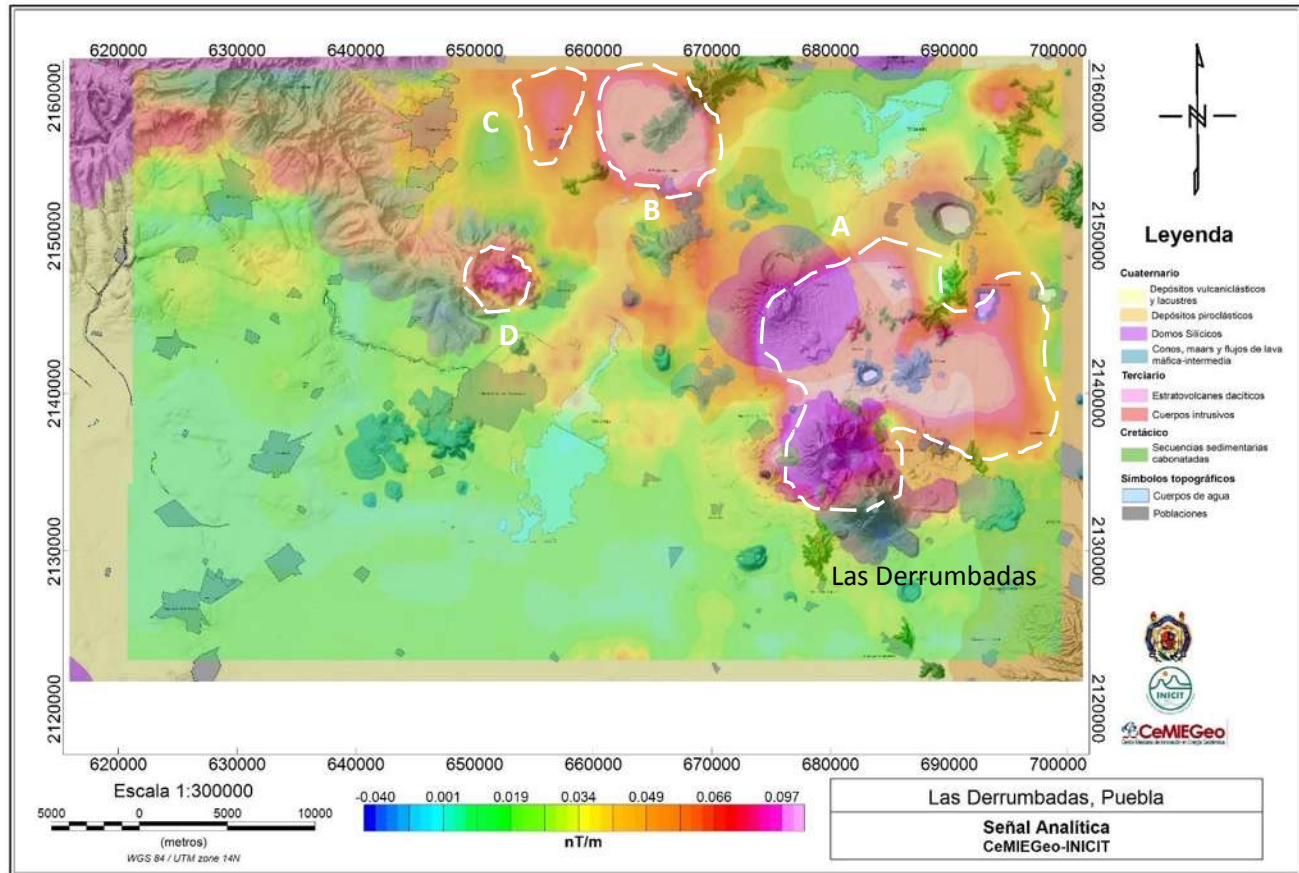


Figura 31. Mapa de gradientes totales sobrepuesto sobre el mapa geológico regional de la zona de estudio donde se observan anomalías semicirculares de interés geotérmico (círculos punteados) y a partir del cual se elaboró la propuesta de levantamientos magnéticos terrestres y monitoreo de ruido sísmico ambiental.

XII.II. Campo.

Esta etapa se llevó a cabo en cuatro campañas de adquisición de datos de campo magnético con magnetómetros de precesión protónica *Geometrics G-857* y dos campañas de adquisición de ruido sísmico ambiental mediante sensores de banda ancha *Trillium Compact 120s* (Figura 32).

Magnetómetro Geometrics G-857	
Resolución	0.1 nT
Precisión absoluta	0.5 nT
Tuning	Manual o automático
Ciclo de tiempo	Estándar 1.6 seg a 999 seg
lectura	Manual o automática; discreta y continua para estación base
Reloj	Fecha en formato Juliano
Tolerancia de gradiente	1000nT/metro
Memoria	65000 lecturas para ambos
Georreferenciación	GPS Garmin Oregon 450



Trillium Compact 120S de Nanometrics	
Sensibilidad	749.1 (v.s/m) nominal ± 0.5 % de precisión
Ancho de banda	-3 puntos de dB a 120.2 (s) y 108 (Hz)
Voltaje	9 a 36 (V) DC
Nivel de corte de la señal	26 (mm/s) de 0.1 a 10 (Hz)
Temperatura de operación	-40 a 60 (°C)



Registrador RefTek 130S-01	
Rango Dinámico	138 (dB) a 100 (mps)
Precisión de GPS	± 10 (μ sec) (con posición 3D fija y validada)
Tipo de muestreo	1000, 500, 250, 125, 100, 50, 40, 25, 10, 5, 1 (mps)
Temperatura de operación	-20 a 70 (°C)



Figura 32. Especificaciones del magnetómetro *Geometrics G-857*, sensor sísmico *Trillium Compact 120s* y digitalizador *RefTek 130s*, utilizados para el estudio geofísico (modificado de Prado-Morales, 2014 y Gómez-Cortes, 2015).

XII.II.I. Levantamientos Mayo y Agosto de 2015.

En estas campañas se realizaron levantamientos de campo magnético terrestre en las inmediaciones de los dos principales domos de la zona geotérmica. El muestreo se llevó a cabo de manera aleatoria aprovechando todas las vías de acceso posibles (caminos, terracerías, veredas), tomando puntos de muestreo espaciados entre 30-50m aproximadamente (Figura 33).



Figura 33. Jornada de levantamientos geofísicos durante la primera campaña en la zona de estudio.

También se trazaron dos perfiles de 21 km de longitud, de orientación NE-SW con la finalidad cortar el máximo gradiente semicircular localizado al NE de los Domos. Se tomaron puntos de muestreo cada 200m con separaciones entre perfil de 6 km (Figura 34).



Figura 34 Jornada de levantamientos durante la segunda campaña de adquisición de datos geofísicos.

XII.II.II. Levantamientos Abril y Octubre de 2016.

En este periodo se trazaron dos perfiles orientados en dirección NE-SW intermedios a los levantados en la campaña de agosto 2015 quedando cuatro perfiles

espaciados 3 km. Adicionalmente se trazó un perfil NW-SE como “*tie line*” para mejorar la predicción de la información en una posterior interpolación (Figura 35).



Figura 35. Jornada de levantamientos durante la tercera campaña de en la zona de estudio.

De igual manera se levantó un perfil magnético terrestre de “amarre” de 10 km perpendicular a los ya trazados en campañas anteriores, aproximadamente a la mitad de la malla realizada con la finalidad de tener mejor calidad en estos datos y mejor la predicción a la hora de realizar la interpolación, terminando con esto los puntos de muestro de intensidad magnética terrestre en toda la zona, adquiriéndose un total de 1101 datos de campo magnético durante estas campañas geofísicas (Figura 36).

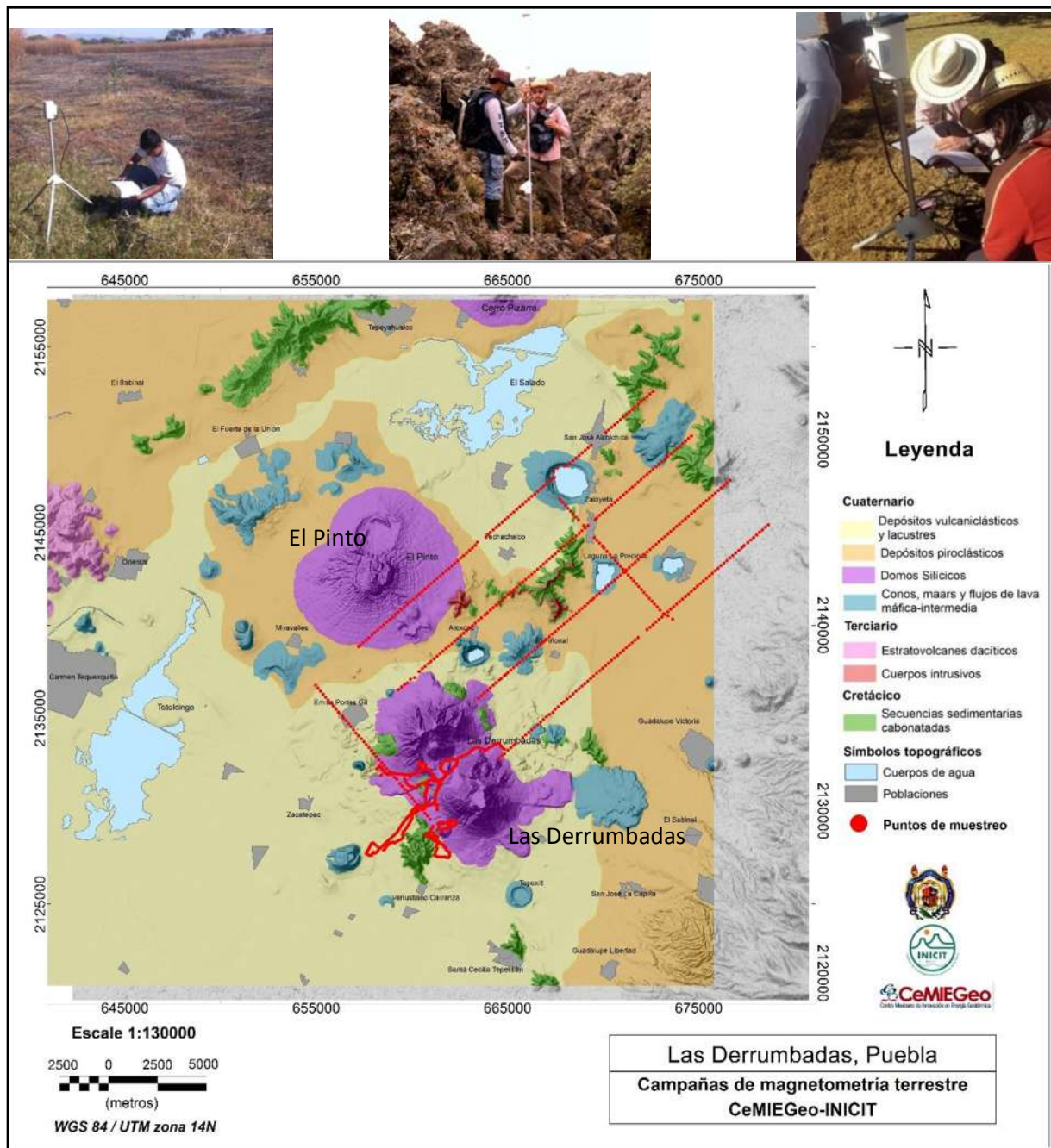


Figura 36. Mapa que muestra los puntos de muestreo de intensidad magnética terrestre adquiridos durante todas las campañas geofísicas.

Durante este periodo de levantamientos geofísicos se comenzó con el monitoreo de ruido sísmico ambiental en la zona de estudio utilizando seis estaciones sísmicas conformadas por sensores de banda ancha *Trillium Compact 120s* y digitalizadores *RefTek 130S* de tres canales, distribuidas ampliamente en la zona de estudio. El monitoreo tuvo una duración de seis días para tratar de registrar la mayor cantidad

de datos y poder hacer varias combinaciones de estaciones al momento de correlacionar datos y que éstas estuvieran en un lugar relativamente seguro, finalmente con esto estimar el espesor de la cubierta sedimentaria teniendo una delimitación del posible yacimiento geotérmico (Figura 37).

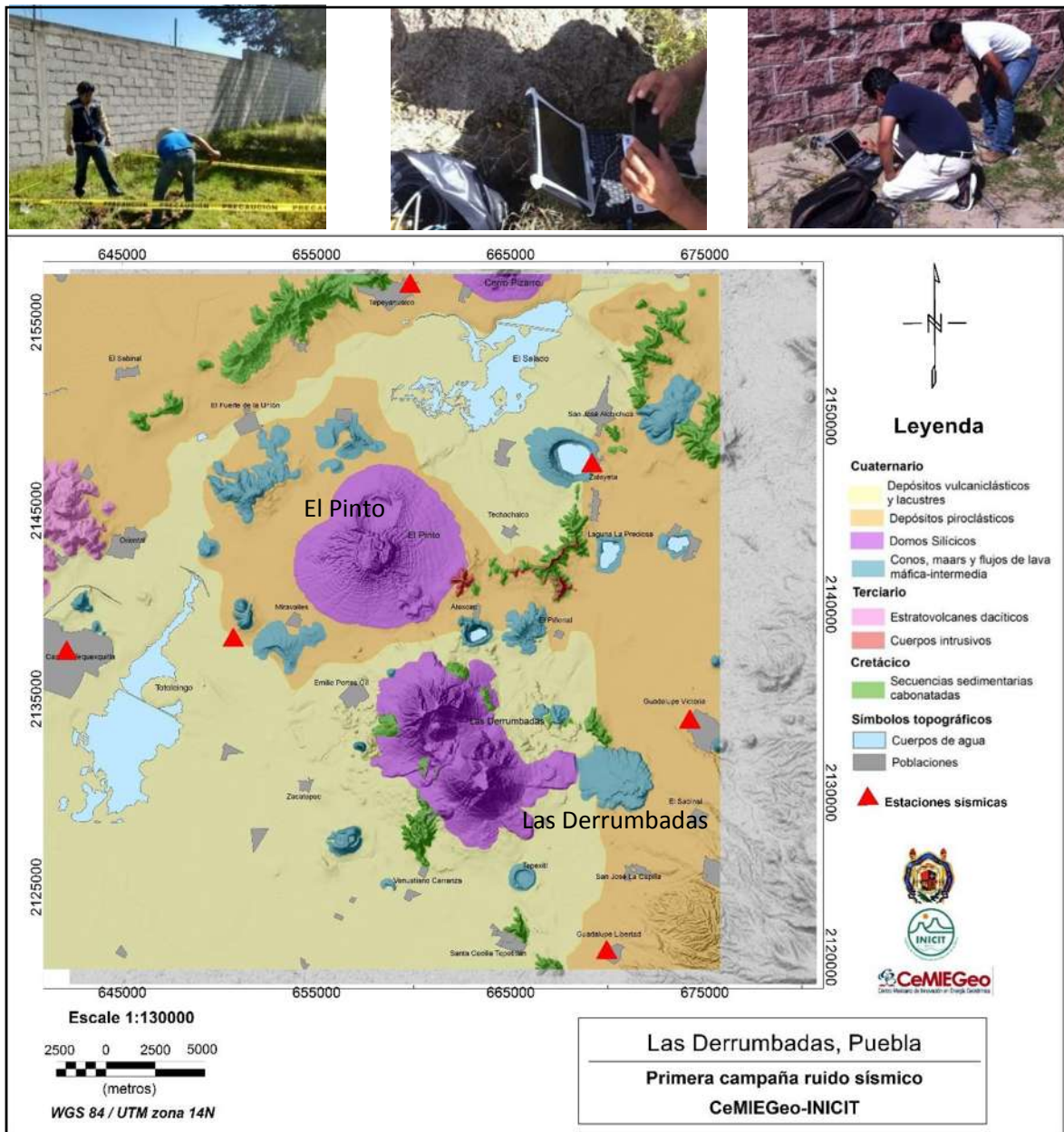


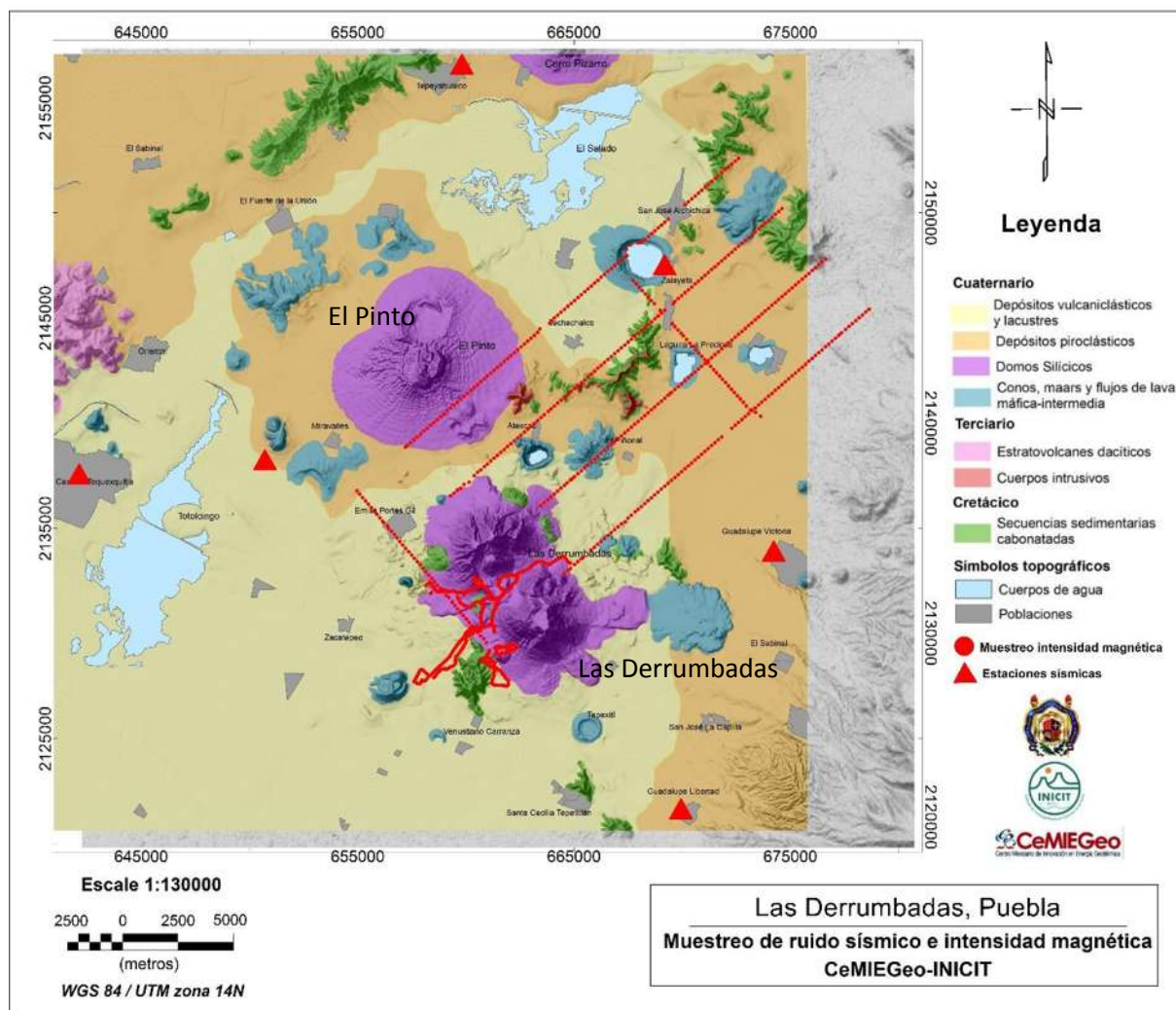
Figura 37. Mapa que muestra la distribución de las estaciones sísmicas durante este periodo de monitoreo de ruido sísmico.

Para llevar un control de la logística de instalación de estos sensores y duración de la grabación en cada sitio, se armó una bitácora donde se especificó el nombre de cada estación, localización, hora y fecha de instalación, hora de inicio de grabación, hora fin de grabación y algunos comentarios respecto a los transitorios durante el registro del ruido sísmico (Figura 38).

		Instalación de sismógrafos en los alrededores de Las Derrumbadas, Puebla								
Fecha: 19-25 de octubre de 2016										
Estacion	S/N Digitalizador	IP del Digitalizador	Localización grados		h (msnm)	Fecha de instalación	Hora de inicio de grabación	Hora de fin de grabación	Ubicación	Comentarios
1	BF5F	10.8.123.45	19°19.6296	97°38.8505	2367	19/10/2016	2016:293:21:00:00	2016:297:22:21:02:505	Hospital Comunitario Tequexquiltla, Tlax.	
7	BD94	10.8.123.90	19°11.3229	97°23.4099	2513	20/10/2016	2016:296:23:00:00:005	2016:298:04:00:00	Escuela Telesecundaria Vicente Suarez. Guadalupe Libertad, Tlachichuca, Puebla.	
3	BD9B	10.8.123.68	19°29.2665	97°28.8873	2348	19/10/2016	2016:294:00:00:00	2016:298:21:32:57	Hacienda Micuautla. Tepeyahualco de Hidalgo, Puebla.	
4	BD88	10.8.123.102	19°17.6043	97°20.9584	2439	20/10/2016	2016:294:17:00:00	2016:298:20:07:22	19Nte y Av. Independencia # 1, Guadalupe Victoria, Puebla.	
5	BF73	10.8.123.46	19°23.9722	97°22.4821	2335	20/10/2016	2016:294:19:00:00	2016:298:05:53:2	Calle Jose Maria Morelos # 3, Zalayeta, Veracruz	
6	BDA8	10.8.123.43	19°19.9467	97°34.0544	2359	19/10/2016	2016:296:03:26:19	2016:298:01:02:52.5	Rancho Trinidad, Tlorja, Oriental, Puebla.	

Figura 38. Formato de control para la adquisición de datos de ruido sísmico durante la cuarta campaña. Las franjas amarillas indican los tiempos comunes de inicio y fin de grabación de datos sísmicos.

Posteriormente se organizaron y pre-procesaron los datos geofísicos adquiridos hasta el momento con la finalidad de obtener resultados preliminares y observar la tendencia general de anomalías magnéticas y propagación de ondas de corte en la zona de estudio (Figura 39).



XII.II.III. Levantamiento Julio de 2017.

Durante este periodo se realizó el monitoreo de ruido sísmico con cinco sensores de banda ancha en las inmediaciones de los principales aparatos volcánicos de la zona y usando distancias de muestreo de ~2.5km.

Los equipos se distribuyeron en cuatro arreglos diferentes durante los cuatro días de grabación instalándose a profundidades de entre 0.5-1m de profundidad dentro de contenedores de plástico aislados térmicamente del medio ambiente por medio

de fibra de vidrio, con la finalidad de aislar el equipo también de fuentes de ruido antropogénica que pueda dificultar la interpretación de los registros.

De igual manera, se llevó una bitácora para el control de la adquisición de los datos de campo para cada arreglo de estaciones sísmicas (Figura 40).

Estacion	S/N Digitalizador	IP del Digitalizador	Localización		h (mnm)	Fecha de instalación	Hora de inicio de grabación	Hora de fin de grabación	Ubicación	Profundidad
8	BD4B	10.8.123.40	19°15.0461	97°20.9338	2540	15/07/2017	GMT: 2017:196:16:20:00	GMT: 2017:199:15:00:00	Pto 1	1.5m
7	BD94	10.8.123.90	19°16.279	97°21.80	2455	15/07/2017	GMT: 2017:196:17:48:48	GMT: 2017:197:01:00:00	pto a	1.02m
6	BD48	10.8.123.43	19°17.2931	97°23.3437	2396	15/07/2017	GMT: 2017:196:19:03:02	GMT: 2017:197:01:00:00	pto 5	0.92m
4	BD88	10.8.123.102	19°19.0379	97°24.7805	2386	15/07/2017	GMT: 2017:196:20:15:00	GMT: 2017:197:01:00:00	pto 6	0.7m
2	DigiIt_3_BD98	10.8.123.68	19°18.4006	97°23.9236	2395	15/07/2017	GMT: 2017:196:20:40:30	GMT: 2017:197:01:00:00	pto b	0.1m
							2017:196:21:40:30	2017:197:01:00:00		

Figura 40. Formato de bitácora de campo para los arreglos de estaciones sísmicas en la zona de estudio. Las franjas amarillas indican la hora de inicio común y fin de grabación de datos.

El primer arreglo (A1), localizado al Este de los domos de Las Derrumbadas, tuvo geometría lineal de orientación NNW-SSE, y se comenzó a instalar al Sur de la población de Guadalupe Victoria con la EST8, la cual sirvió como punto pivote para los siguientes dos arreglos. En este arreglo se obtuvieron registros de tiempo comunes de 3hrs:19m:30seg en las cinco estaciones sísmicas (Figura 41).

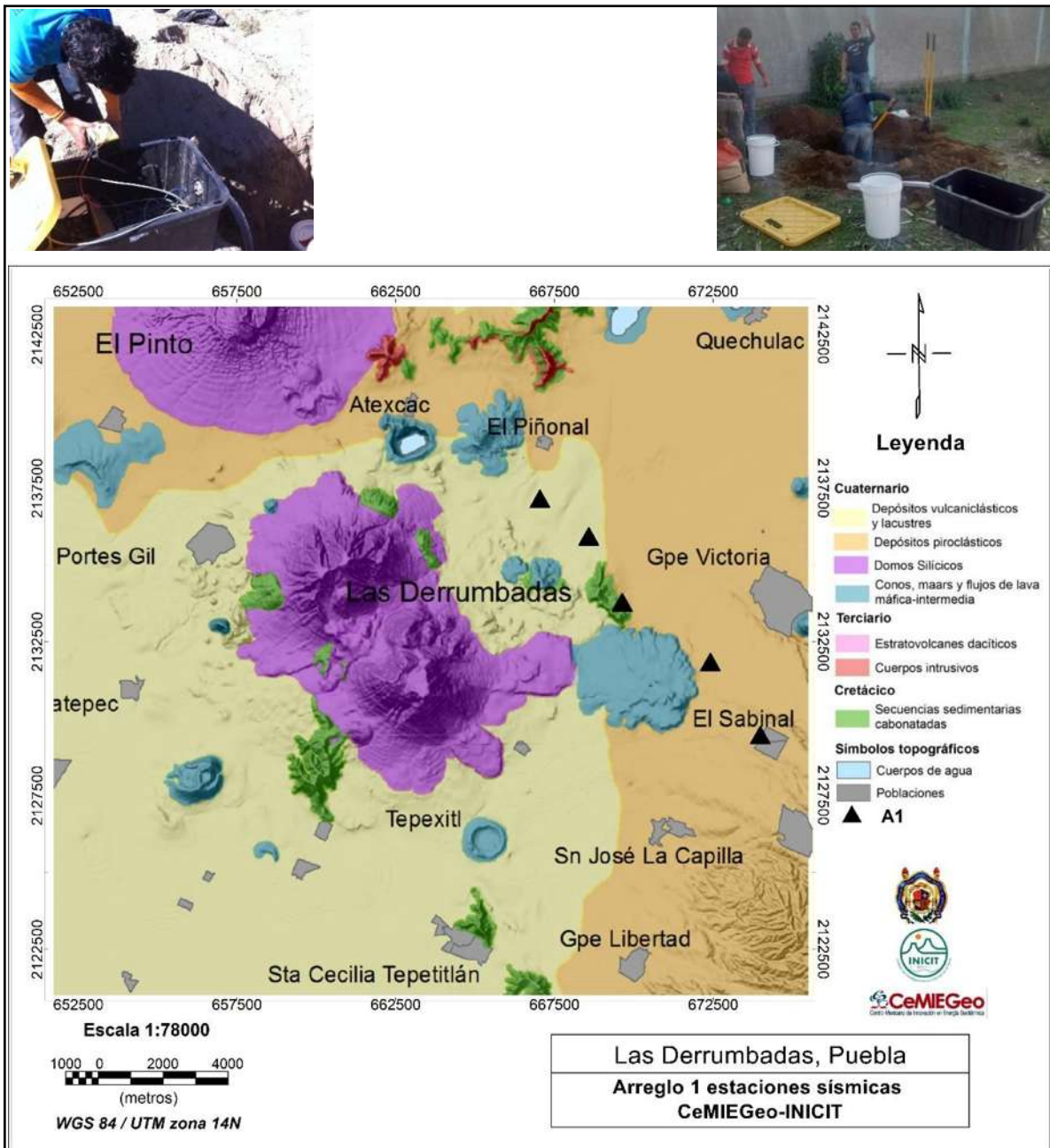


Figura 41. Mapa que muestra la distribución de las estaciones sísmicas que conformaron el A1 en la zona de estudio.

El arreglo número dos (A2), de geometría triangular localizado al SSE de los domos tuvo una duración de registro de 4hr en tiempo común. A partir de este arreglo se utilizaron los sensores de la EST8, ubicada en el pueblo el Sabinal, y EST3,

localizada en la población de Sta. Cecilia Tepetitlán como puntos pivote para los siguientes arreglos (Figura 42).

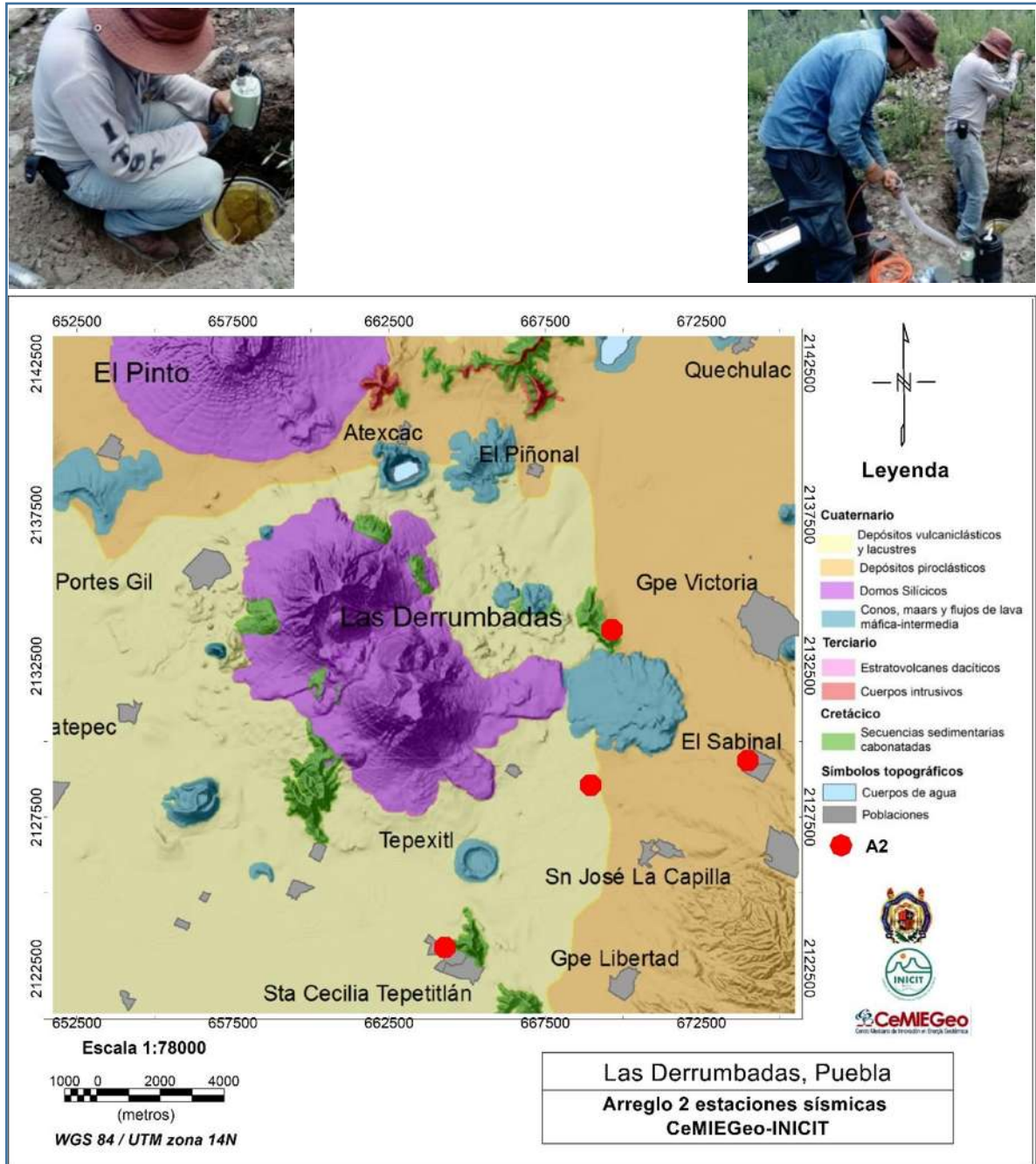


Figura 42. Mapa que muestra la distribución de las estaciones sísmicas que conformaron el A2 en la zona de estudio.

El arreglo de sensores sísmicos número tres (A3), se distribuyó de manera lineal de orientación ~E-W y localizado al SSE de los domos de Las Derrumbadas, comenzando desde la población de El Sabinal hasta Sta. Cecilia Tepetitlán. Este arreglo presentó una duración de registro común de 5hr:32min:27seg (Figura 43).

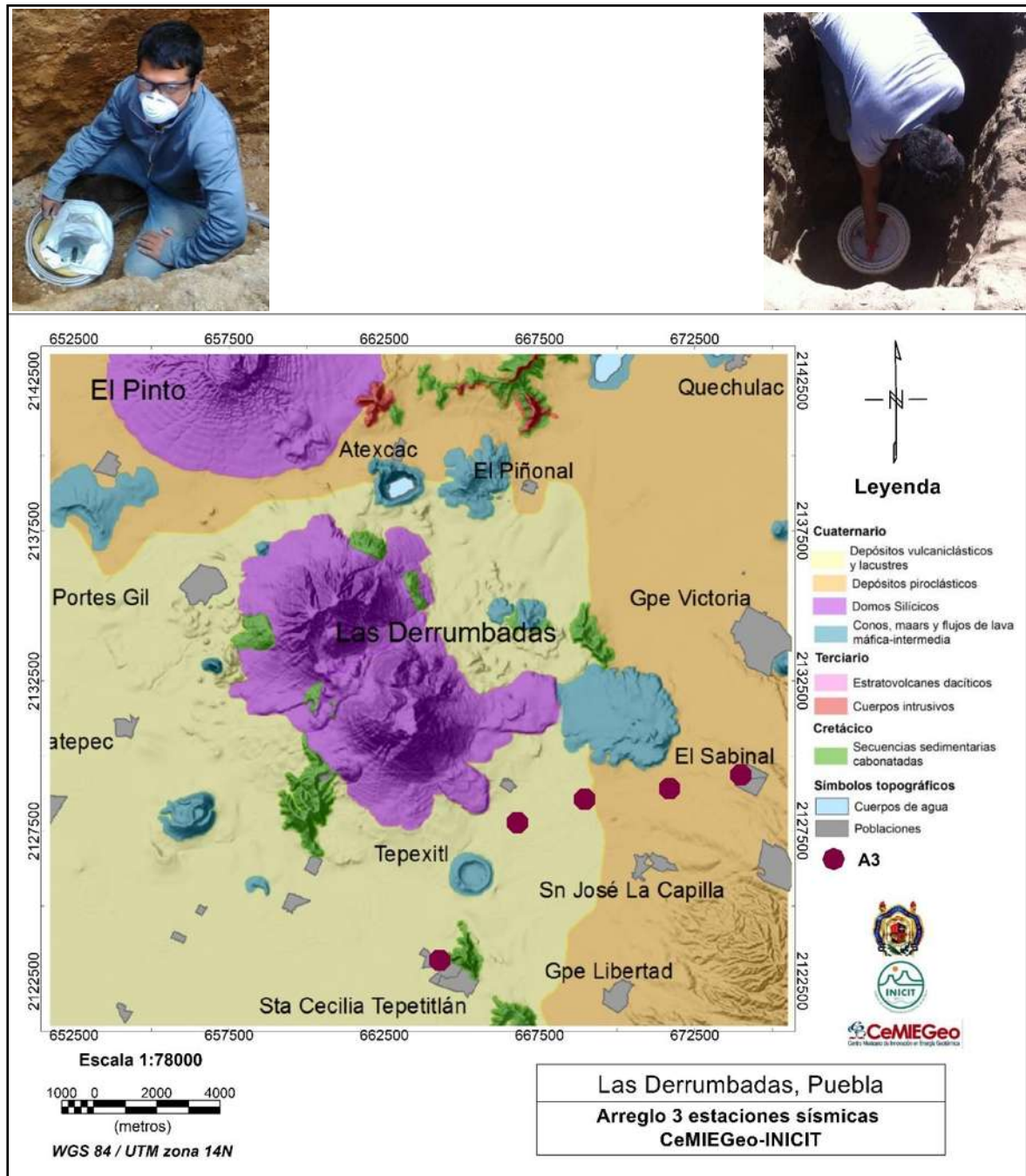


Figura 43. Distribución del A3 en la zona de estudio.

Finalmente, el arreglo cuatro (A4), localizado al W de los domos y de geometría NNW-SSE se comenzó a instalar desde la población de Sta. Cecilia Tepetitlán en dirección al NNW hasta la población de Emilio Potes Gil, teniendo una duración de registro común de datos de 3hr:11min:36.5seg (Figura 44).

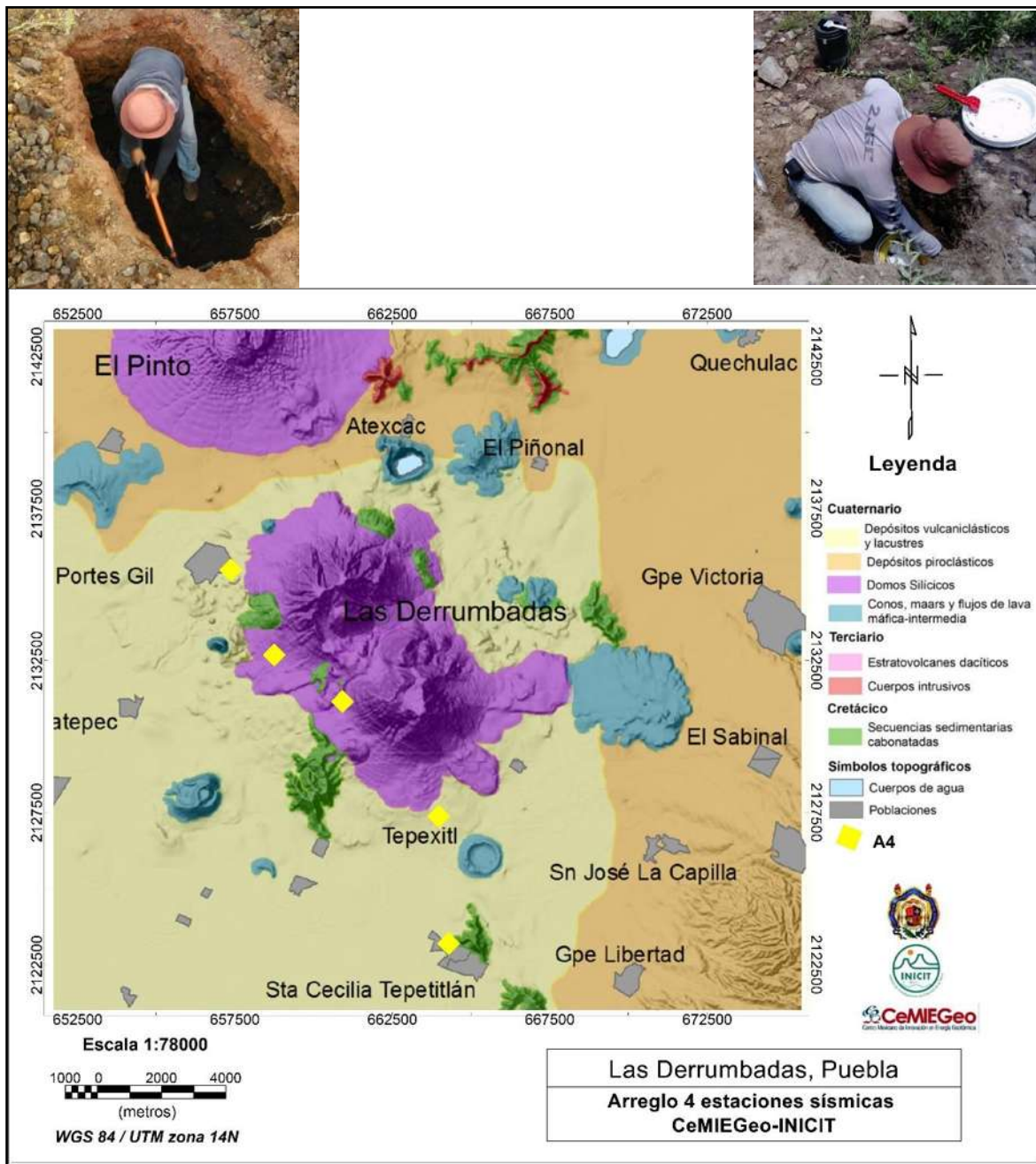


Figura 44. Mapa que muestra la distribución del A4 dentro del área de estudio.

Ing. José Joaquín Gómez Cortes Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo



XII.III. Análisis.

XII.III.I. Procesado de los datos magnéticos.

Para el procesado de la información magnética terrestre se llevó a cabo de la siguiente forma y se detalla a continuación (Figura 46).

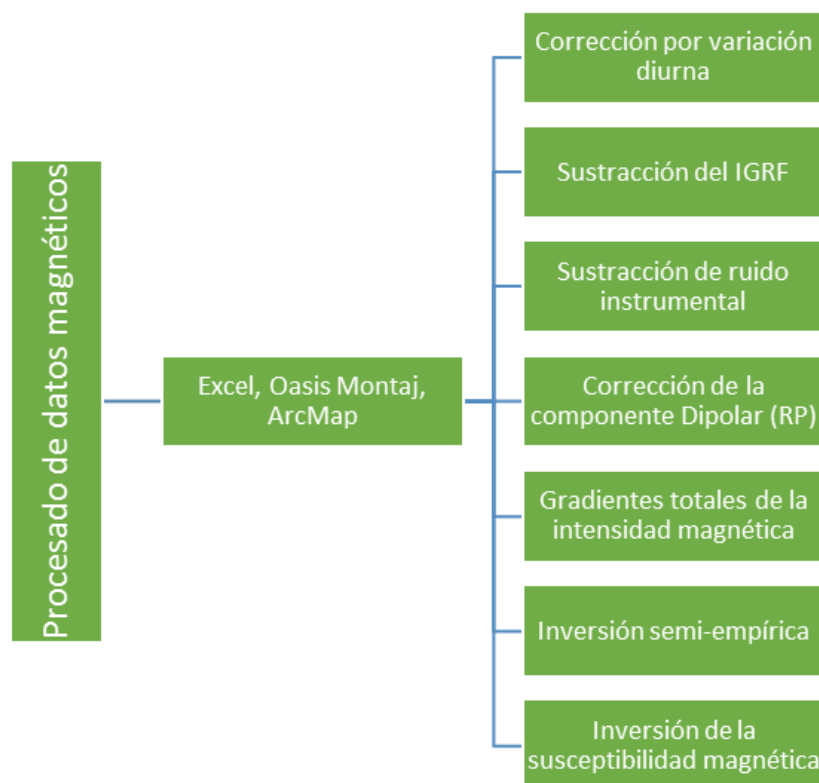


Figura 46. Diagrama que muestra los pasos durante el procesamiento de la información magnética terrestre.

Los datos obtenidos se pre-procesaron con la finalidad de corregir por las variaciones del día mediante una estación magnética base y eliminar la componente regional del campo magnético (*IGRF*). Los valores del *IGRF* se calcularon desde el sitio oficial del *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)* y se tomó como valor estándar 40700nT debido a que la mayor parte de la zona de estudio es relativamente plana y las alturas de los centros volcánicos que se cubrieron con los levantamientos no presentan alturas significativas que permitan variar este valor de intensidad magnética (Tabla 5).

Tabla 5 que muestra el pre-procesado de los datos de intensidad magnética terrestre.

hr	TMI	x	y	Fecha	Var_Diur	C_Var_Diur	IGRF	AM
12:30:07	40623.8	309998.398	2202325.66	08/23/15	63.58	40560.22	40700	-139.78
12:41:28	40745.4	309860.642	2202456.69	08/23/15	64.27	40681.13	40700	-18.87
12:46:49	40912.8	309815.58	2202560.25	08/23/15	63.89	40848.91	40700	148.91
12:53:32	40638.2	309753.707	2202639.19	08/23/15	64.88	40573.32	40700	-126.68
13:07:19	40515.4	309619.932	2202789.33	08/23/15	63.89	40451.51	40700	-248.49
13:28:50	40134	309453.429	2203030.83	08/23/15	60.15	40073.85	40700	-626.15
13:43:57	40829.8	309328.689	2203163.82	08/23/15	61.37	40768.43	40700	68.43
13:59:07	40959.6	309257.793	2203269.77	08/23/15	60.45	40899.15	40700	199.15
14:03:27	41026.2	309163.653	2203375.75	08/23/15	60	40966.20	40700	266.20
14:11:24	40875.4	309031.361	2203487.9	08/23/15	59	40816.40	40700	116.40
14:16:20	41064.6	308979.011	2203633.17	08/23/15	57.25	41007.35	40700	307.35
14:21:06	41030.8	308891.319	2203744.39	08/23/15	57.87	40972.93	40700	272.93
14:26:24	40936.4	308776.23	2203839.64	08/23/15	55.42	40880.98	40700	180.98
15:03:09	40972	308704.455	2203979.7	08/23/15	52.75	40919.25	40700	219.25
15:13:54	40922.6	308608.927	2204101.75	08/23/15	53.05	40869.55	40700	169.55

Los datos magnéticos pre-procesados se graficaron con la finalidad de identificar los picos máximos y mínimos de intensidad y se interpolaron mediante el método de *Kriging* ordinario para ver la distribución de las isogamas y poder dar una primera interpretación cualitativas de la zona de estudio, esto mediante diferentes módulos de programa *Oasis Montaj* (Figura 47).

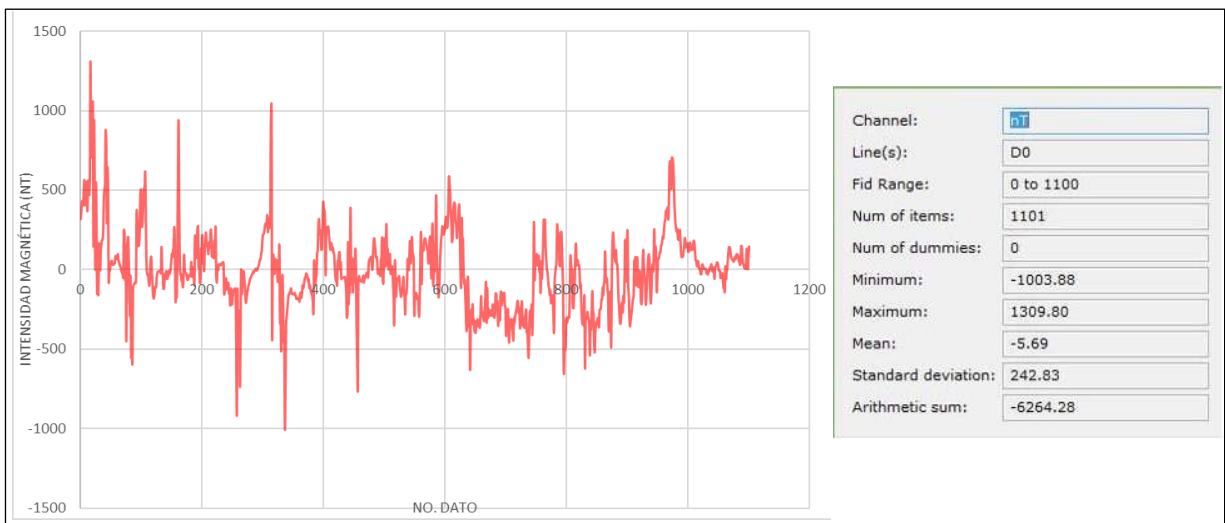


Figura 47. Firmagrama de la variación de campo magnético durante las cuatro campañas de muestreo (izquierda) y estadísticas que muestran la cantidad de datos de intensidad magnética obtenida, así como la intensidad máxima y mínima y desviación estándar (derecha).

XII.IV. Procesado de los datos de ruido sísmico.

Para el análisis de los datos de ruido sísmico se llevó acabo siguiendo el siguiente diagrama, el cual se detalla enseguida (Figura 48).

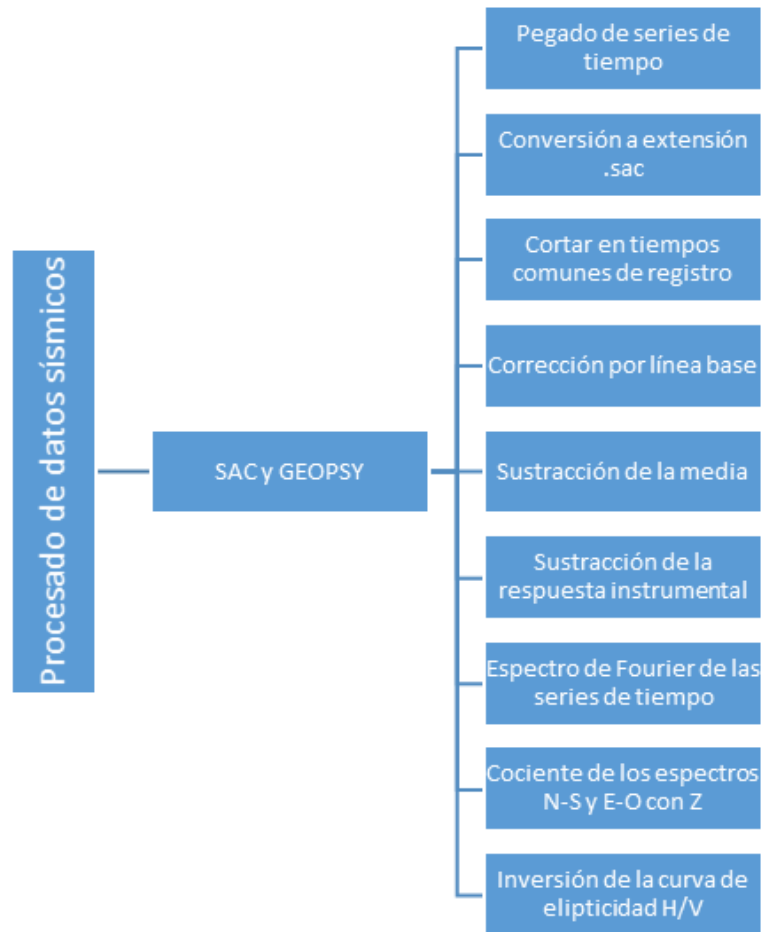


Figura 48. Diagrama que muestra los pasos seguidos durante el procesamiento de los datos de ruido sísmico.

- Se realizó un pegado de las series de tiempo para cada estación con la finalidad de obtener una duración en tiempo continuo más largo, ya que los registradores grabaron información en intervalos de una hora en cada componente
- Se convirtieron a extensión .sac, mediante una interfaz entre los softwares *RefTek* y *SAC*, con código proporcionado por el Dr. Figueroa-Soto.
- Se cortaron en tiempos comunes de registro por estación y para cada arreglo

- Se corrigieron por línea base.
- Se sustrajo la media
- Se sustrajo la respuesta instrumental deconvolucionando a valores de velocidad como se muestran en la figura 49.

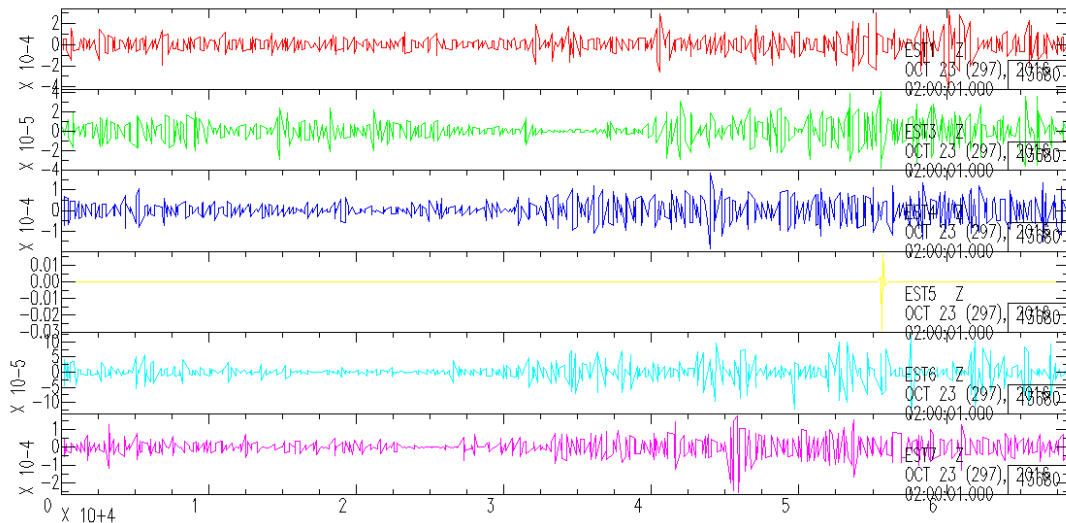


Figura 49. Series de tiempo de las componentes verticales de la primera campaña de adquisición de ruido sísmico.

Se calcularon los cocientes espectrales para cada sitio por estaciones independientes, esto con la finalidad de obtener la frecuencia fundamental, y obtener el modelo de inversión de las curvas de elipticidad de ondas *Rayleigh*, esto último mediante el módulo *Dinver* del programa *Geopsy*.

Para este primer análisis se utilizó el programa *Geopsy*, en el cual se visualizaron los datos obtenidos para cada una de las tres componentes, teniendo su principal ventaja en que se puede hacer una selección automática de ventanas de tiempo para el análisis y el cálculo de la relación *H/V*. El procesado se llevó a cabo bajo los siguientes parámetros:

Se cargaron las señales de las tres componentes (Vertical, Norte-Sur, Este-Oeste) de cada estación sísmica para cada arreglo (Figura 50).

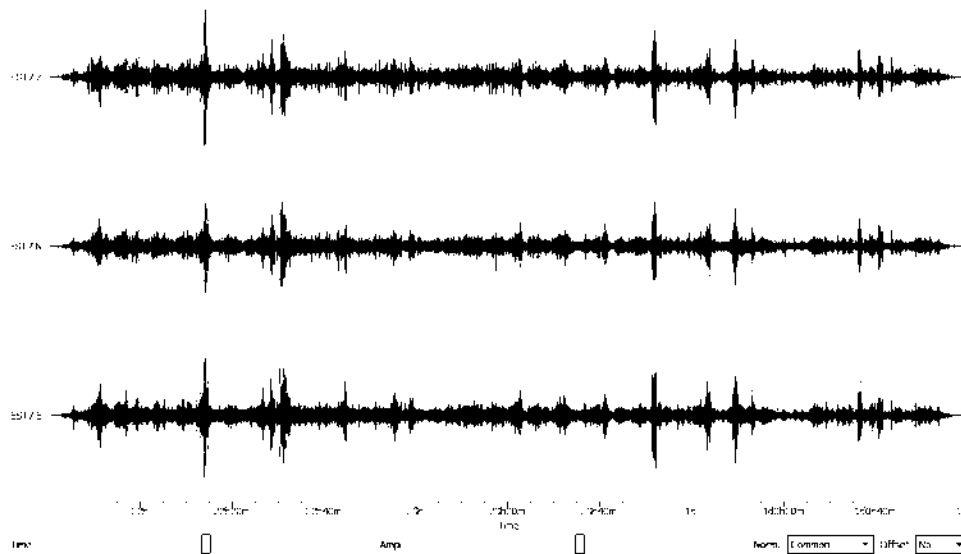


Figura 50. Ejemplo con las series de tiempo para la EST7 del A1.

- Se eligen ventanas de tiempo para análisis dependiendo de la longitud total del registro, si son registros de tiempo relativamente largos se eligen ventanas grandes, si son cortos, se eligen ventanas pequeñas (Figura 51).

Figura 51. Parámetros de las señales sísmicas antes del procesado donde se aprecia el tamaño para la ventana de muestreo (círculo rojo).

- La selección de ventanas de tiempo en la señal sísmica se puede hacer de dos maneras distintas: una de manera automática en aquellas señales que presentan un registro relativamente homogéneo, y de forma manual para las

señales con picos de ruido muy pronunciados que pueden deberse a factores antropogénicos de alta frecuencia (Figura 52).



Figura 52. Selección automática de ventanas de 900 s para registros de 3 hr en la componente vertical de un sensor (franja verde).

Para registros continuos de 24 hrs de la campaña 4 se eligieron ventanas de tiempo para análisis de 1800s, mientras que para los registros de la segunda campaña se eligieron ventanas de 450s-1800s (Figura 53).



Figura 53. Selección de las ventanas de tiempo en la componente vertical de un sensor para el análisis del cociente H/V (franja coloreada).

Se eligió una frecuencia de muestreo de entre 0.1-30 Hz para todos los registros de las campañas (excepto para la EST3 del A1, el cual fue de 0.04-15Hz), que es el valor en el que predomina la propagación de ruido sísmico (Figura 54).

Time Processing **Output**

Frequency sampling

From **0.10 Hz** to **30.00 Hz**

Step **Log** Number of samples **500**

Appearance

Page height **29.7 cm** Plots per line **2**

☐ Results make-up

☐ Summary make-up

☐ Output

Directory

Figura 54. Frecuencia de muestreo para el análisis del H/V de cada una de las estaciones

XII.IV.I. Obtención de perfiles de velocidades de ondas de corte.

Para este proceso se puede utilizar el módulo *Dinver* del programa *Geopsy*, el cual de manera general se hace de la forma siguiente:

- Se carga el promedio de la razón espectral como una aproximación a la curva de elipticidad de las ondas *Rayleigh* con el fin de obtener una estructura Vs (Figura 55).

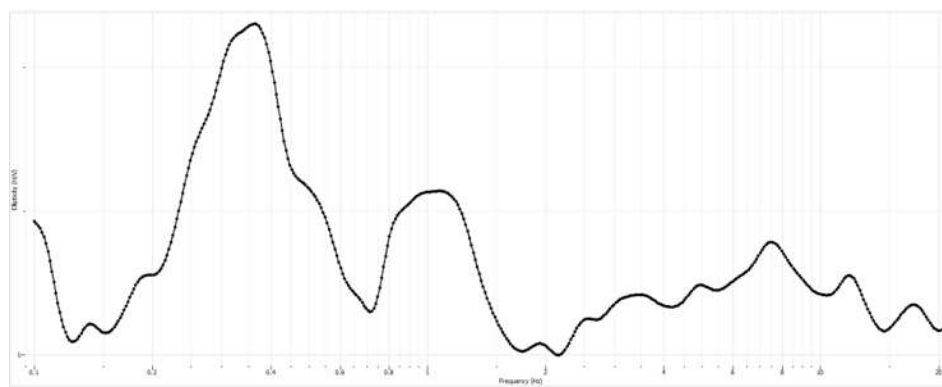


Figura 55. Promedio de la razón espectral obtenido para un sitio de la zona de Las Derrumbadas, Puebla.

- Se selecciona la curva desde el pico de máxima amplitud y mínima frecuencia, hasta la de menor amplitud y máxima frecuencia, esto será

nuestra aproximación a la curva de elipticidad que debemos ajustar a un modelo calculado (Figura 56).

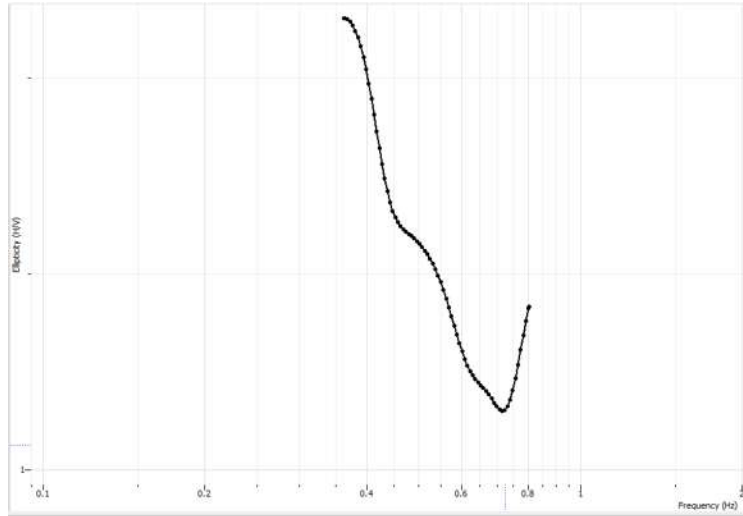


Figura 56. Curva seleccionada que servirá para hacer el ajuste de la curva de elipticidad.

Se trata de ajustar la curva observada con una calculada a partir de la variación de parámetros como número de estratos posibles en el sitio (este dependerá del total de los picos de máxima amplitud observados en la gráfica del cociente H/V), espesor de estratos, velocidad de ondas compresivas y de corte, coeficiente de *Poisson* y densidad del medio que atraviesan las ondas sísmicas.

XIII. RESULTADOS.
XIII.I. Aeromagnetometría.
XIII.I.I. Análisis cualitativo.

Se analizaron los datos adquiridos por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) en la zona de estudio.

Se obtuvo el mapa de campo magnético residual de la zona de estudio con la finalidad de observar las principales anomalías, su extensión y distribución. En este primer mapa (Figura 58) se observa un depocentro magnético (anomalía magnética negativa) de grandes dimensiones localizado al N y NW de la zona de estudio, debido posiblemente a la potente cubierta sedimentaria en esa porción. Al SW se observa también un depocentro de menores dimensiones y posiblemente de menor cubierta sedimentaria comparada con la anterior, esto por los valores de intensidad magnética de entre -5.9 y 15.7 nT.

Se aprecia también una zona de anomalías magnéticas positivas que corren desde los domos de Las Derrumbadas hasta la porción NW, en la cual se identifican dos anomalías semicirculares: una localizada NE de los domos de Las Derrumbadas (A) de más de 11 km de diámetro aproximadamente, y la otra al NW del Cerro El Pinto (B) de poco más de 7km de diámetro aproximadamente (Figura 57).

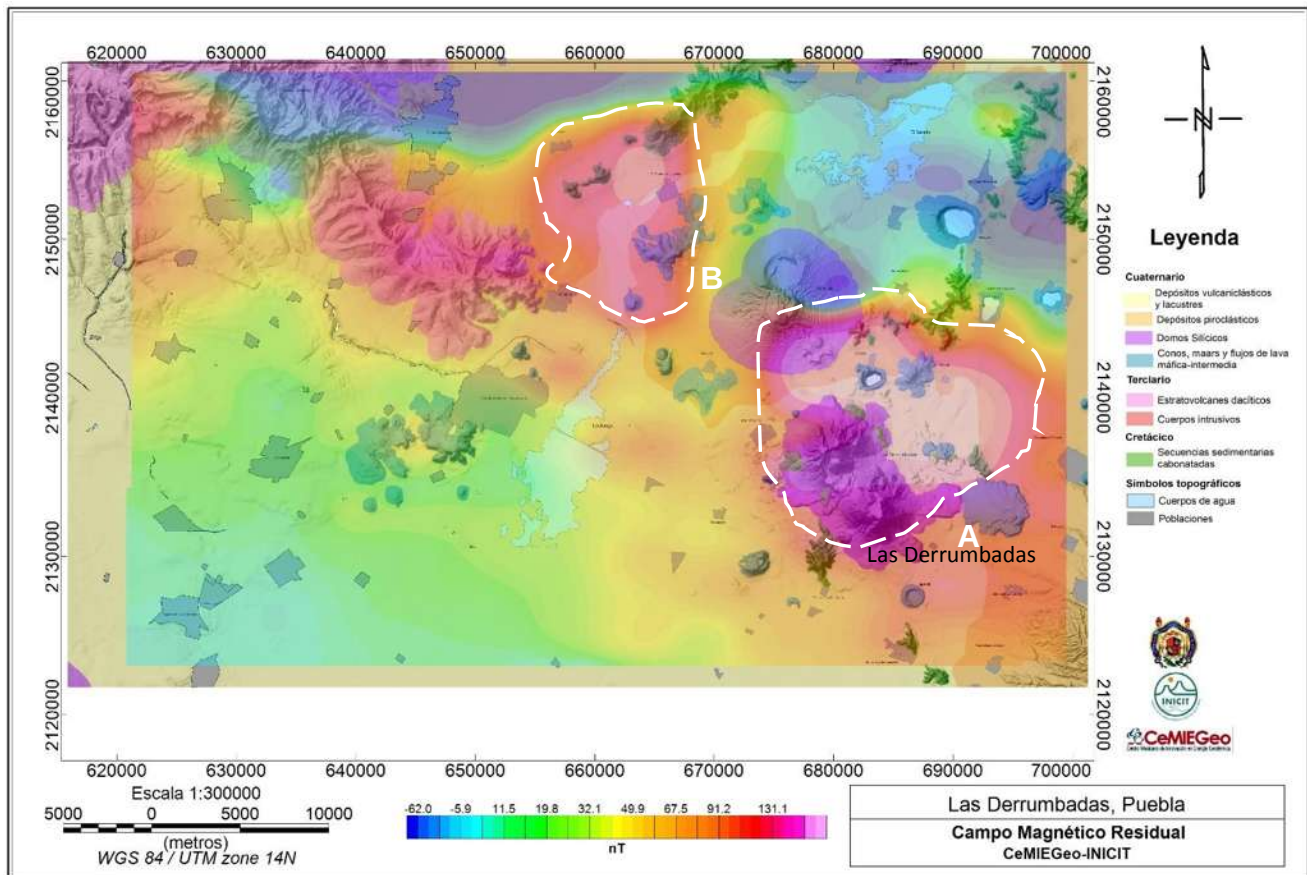


Figura 57. Mapa de campo magnético de la zona de estudio donde se aprecian las anomalías de interés geotérmico (círculos punteados A y B).

Se obtuvo el mapa de campo magnético reducido al Polo de estos datos magnéticos con la finalidad de eliminar la componente dipolar del campo magnético y hacer más sencilla la interpretación cualitativa de la zona de estudio.

Se aprecian dos principales anomalías positivas dentro de la zona de estudio (Figura 58), la primera denominada como A, que es la que se aprecia en el mapa magnético residual, solo que en este mapa se ubica principalmente abarcando a los cráteres de explosión Alchichica, Atexcac, La Preciosa y a las calizas de la Formación Agua Nueva.

También se aprecia una anomalía de menores dimensiones, denominada como B en el mapa de la Figura 57, y que en el mapa de la Figura 58 se desplaza hacia la población de Tepeyahualco sobre las calizas de la Formación Tamaulipas.

Un rasgo característico que se define en este mapa es la presencia de dos lineamientos de gradientes hacia el ~N y S de orientación ~NW-SE ~E-W que pueden estar relacionados a la presencia de estructuras regionales sepultadas por la cubierta sedimentaria.

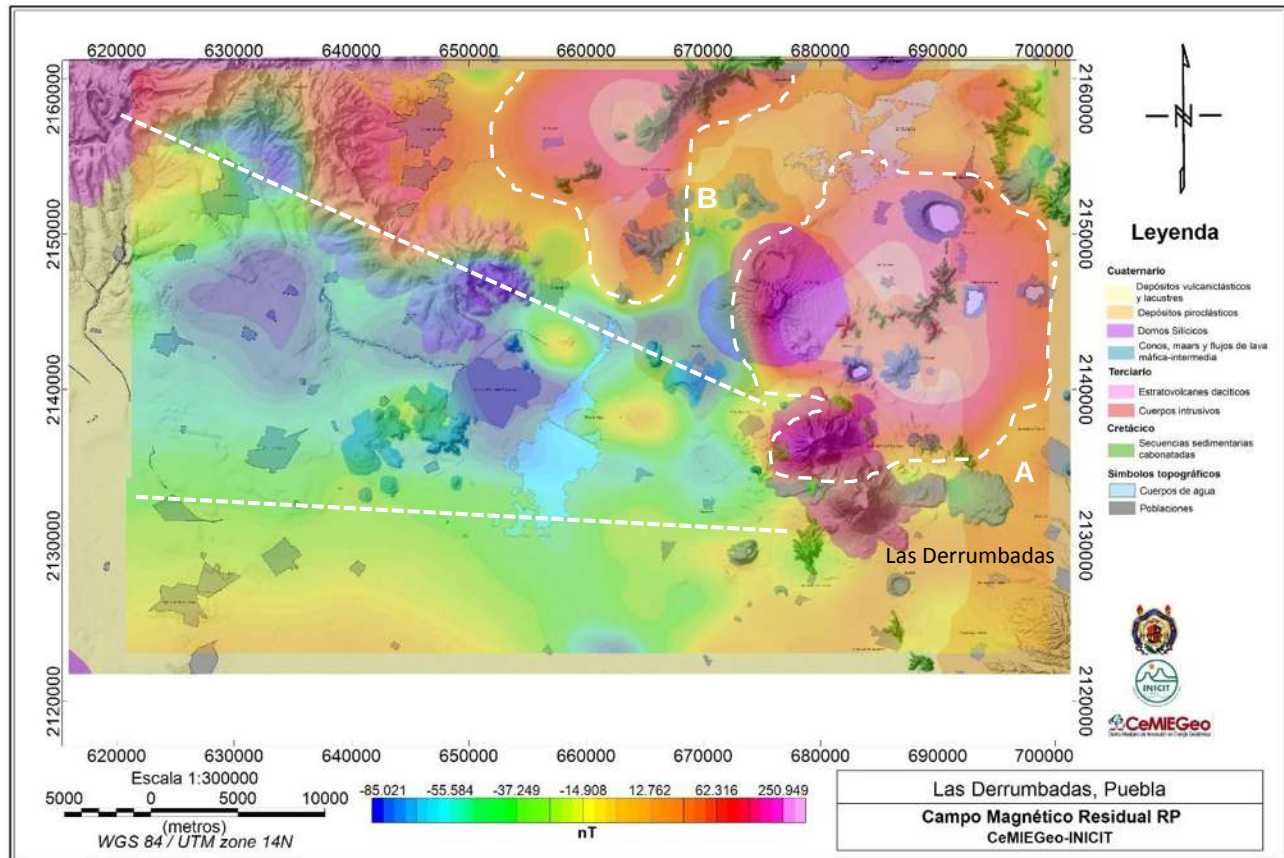


Figura 58. Mapa de campo magnético residual reducido al Polo de la zona de estudio donde se aprecian las anomalías positivas principales y la probable presencia de estructuras regionales (círculos y línea punteados blancos).

Posteriormente se obtuvo el mapa de gradientes totales o señal analítica (Figura 59) con la finalidad de limitar las anomalías e interpretar la posición real del cuerpo causante de las anomalías magnéticas.

En este mapa se resaltan los gradientes debido a las anomalías de los mapas anteriores y se aprecian principalmente cuatro, denominadas aquí como A, B, C y D y de las cuales, A y B son las de mayores dimensiones y que en este trabajo ligamos a la existencia de recursos geotérmicos en el subsuelo. En este mapa se

sigue apreciando uno de los lineamientos mostrados en el mapa anterior, lo cual da pauta a que realmente se deba a la presencia de una estructura.

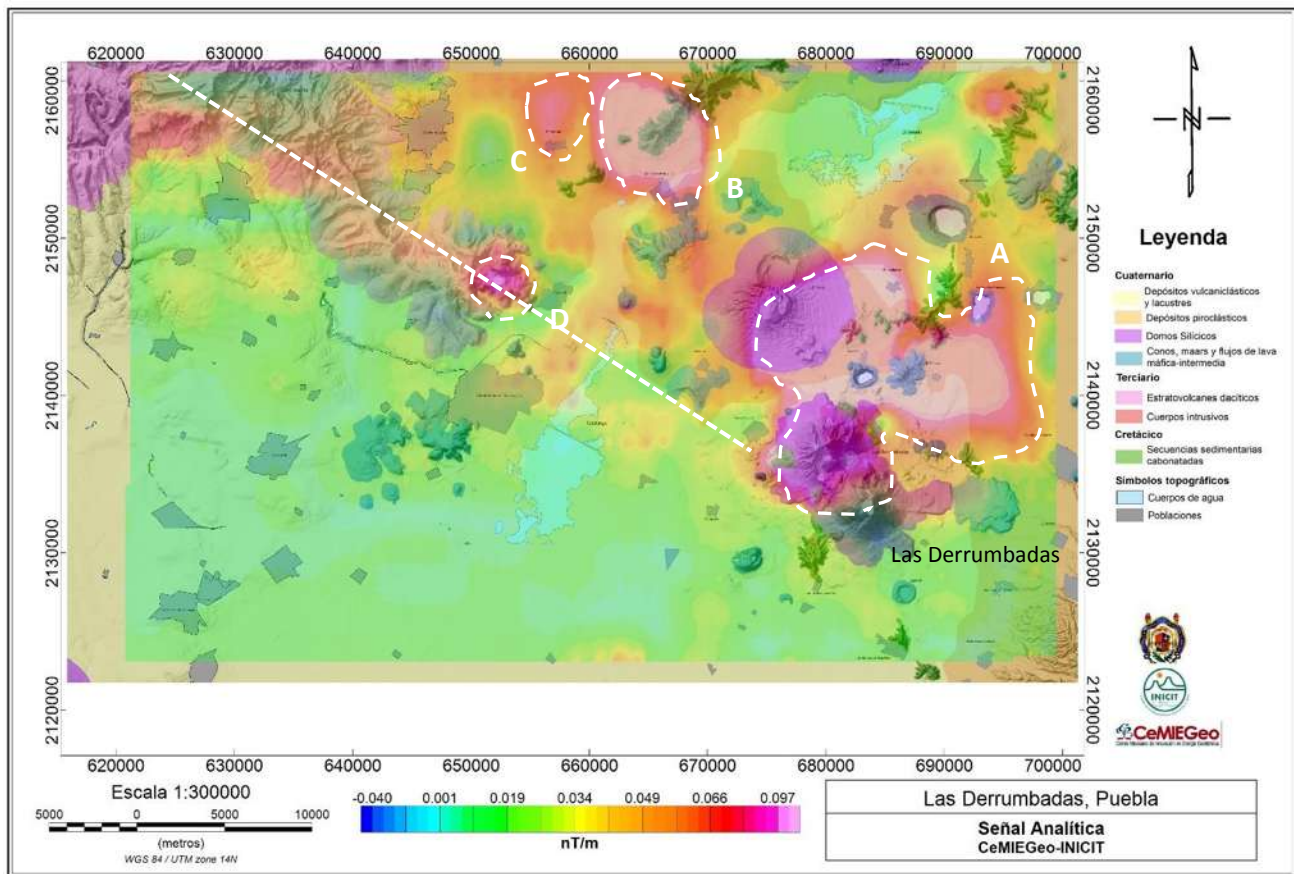


Figura 59. Mapa de señal analítica de la zona de estudio donde se muestran los gradientes de interés geotérmico (círculos y línea punteados blancos).

XIII.I.II. Análisis cuantitativo.

XIII.I.II.I. Análisis Espectral.

Se realizó un análisis espectral de los datos aeromagnéticos con la finalidad de estimar las profundidades de los cuerpos fuente de las anomalías de interés.

Para este análisis, primeramente, la malla de datos de intensidad magnética residual, se transformó del dominio espacial al dominio de las frecuencias, esto mediante el módulo *MAGMAP* del programa *Oasis Montaj* de *Geosoft*, con el cual posteriormente se obtuvo el espectro de potencia donde se observan los rangos del logaritmo de la energía asociados a las fuentes magnéticas en profundidad (Figura 60).

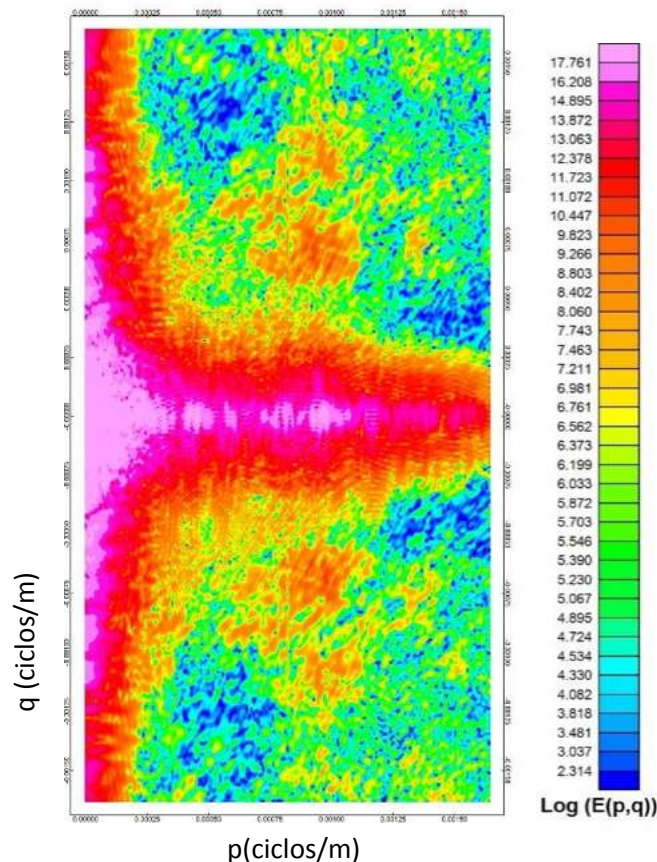


Figura 60. Vista 2D del espectro de potencia radial para los datos del CMR.

Posteriormente se usó un filtro interactivo para visualizar y elegir los cortes de longitud de onda, donde se localizan las diferentes profundidades en la gráfica del espectro de potencia, los cuales fueron de 911 y 2050m (Figura 61).

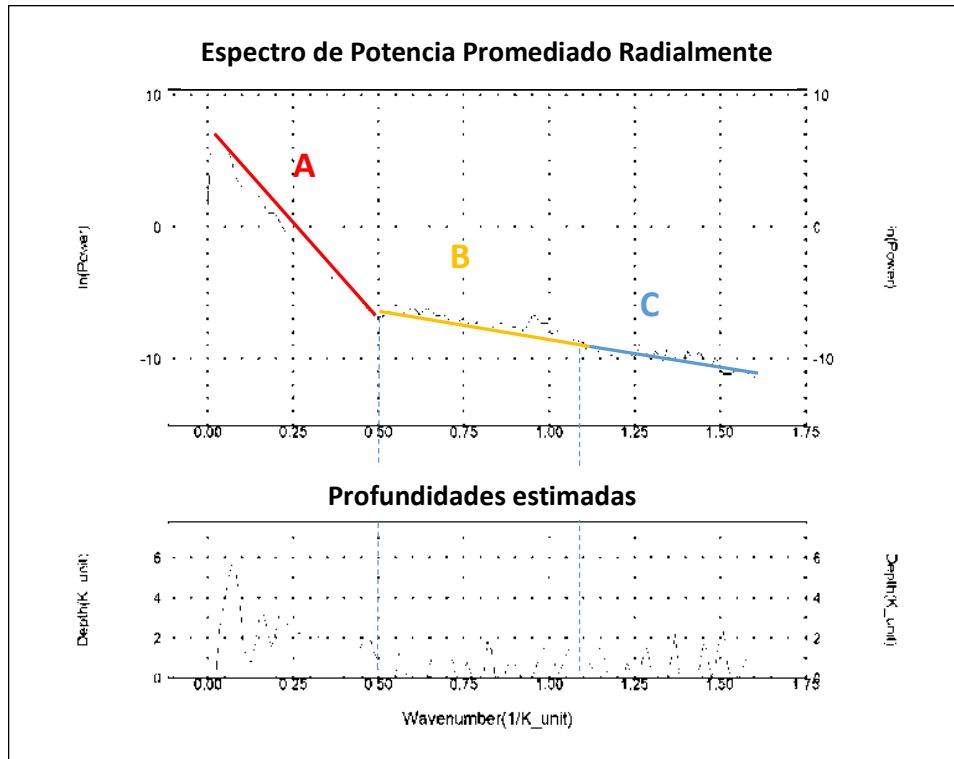


Figura 61. Espectro de Potencia Promediado Radialmente aplicado a los datos de Campo Magnético Residual que muestra las tres pendientes de las profundidades de los cuerpos fuente dentro de la zona de estudio.

De acuerdo con la figura 65, se pueden definir tres dominios de frecuencia. El primer dominio (dominio A) está comprendido en el intervalo de 0.02 a 0.5 ciclos/km. El segundo dominio (dominio B) está definido en los valores de 0.5 a 1.1 ciclos/km. Finalmente, el tercer dominio (dominio C) es atribuido a ruido blanco y está ubicado entre 1.1 y 1.63 ciclos/km.

Para poder estimar las profundidades de los diferentes dominios se tomaron en cuenta las diferentes rectas trazadas en el espectro de potencias, promediado radialmente, las cuales representan cambios en las pendientes, el cálculo de pendientes dio pauta a la deducción de las profundidades de cada fuente. A

continuación, se muestra el procedimiento para calcular las profundidades de dichas fuentes.

Dominio A. Fuente Profunda.

Los puntos P1 y P2 corresponden a la recta representativa del dominio A

P1 (0.02,8); P2 (0.5,-6).

$$m = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \quad \text{Ec. 24}$$

$$m = -6-8/0.5-0.02; \text{ Por lo tanto, } m = -29.17.$$

$$\text{Profundidad} = m/4\pi; \text{ Profundidad} = -29.17/4\pi$$

$$\text{Profundidad} = \underline{\underline{-2.3 \text{ km}}}$$

Dominio B. Fuente intermedia.

Los puntos P2 y P3 corresponden a la recta representativa del dominio B,

P1 (0.5,-6); P3 (1.1,-9)

$$m = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1}$$

$$m = -9+6/1.1-0.5 ; \text{ Por lo tanto } m = -5$$

$$\text{Profundidad} = m/4\pi; \text{ Profundidad} = -5/4\pi$$

$$\text{Profundidad} = \underline{\underline{-0.4 \text{ km}}}$$

El espectro de potencia promediado radialmente calculado para los datos aeromagnéticos muestra la componente profunda muy marcada dentro de la gráfica (pendiente roja) y presenta profundidades máximas aproximadamente de 2.3 km, mientras que las fuentes de profundidades medias (pendiente amarilla) van desde 0.4 km.

XIII.II. Magnetometría terrestre.

XIII.II.I. Análisis cualitativo.

Se obtuvieron los mapas de campo magnético residual, continuación ascendente, reducción al Polo y Señal Analítica de la zona de estudio a partir de diversos procesos de reducción y filtrado de los datos asignando un tamaño de celda de 390m, esto con la finalidad de realizar las primeras interpretaciones cualitativas y delimitar zonas específicas para los posteriores análisis.

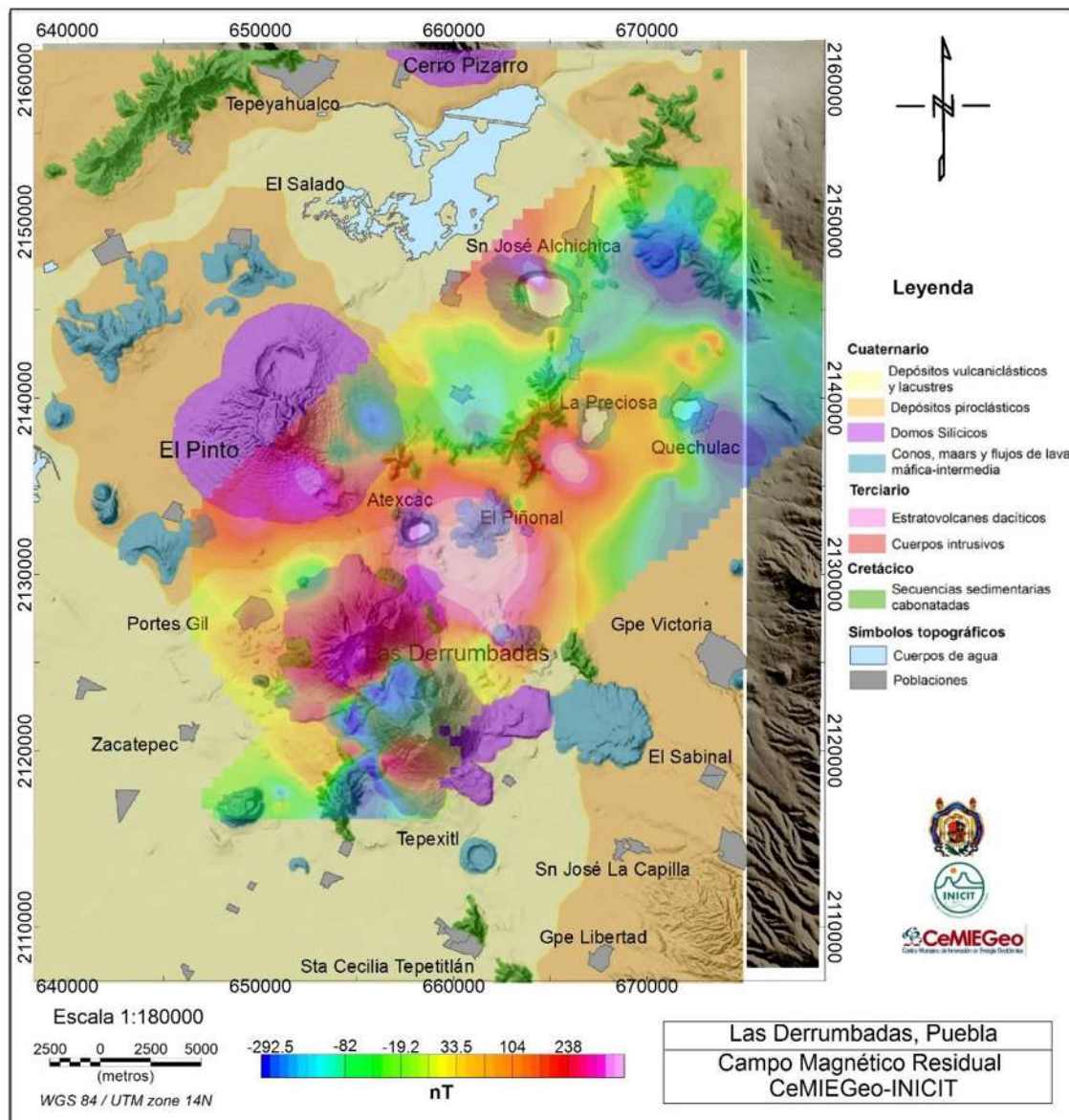


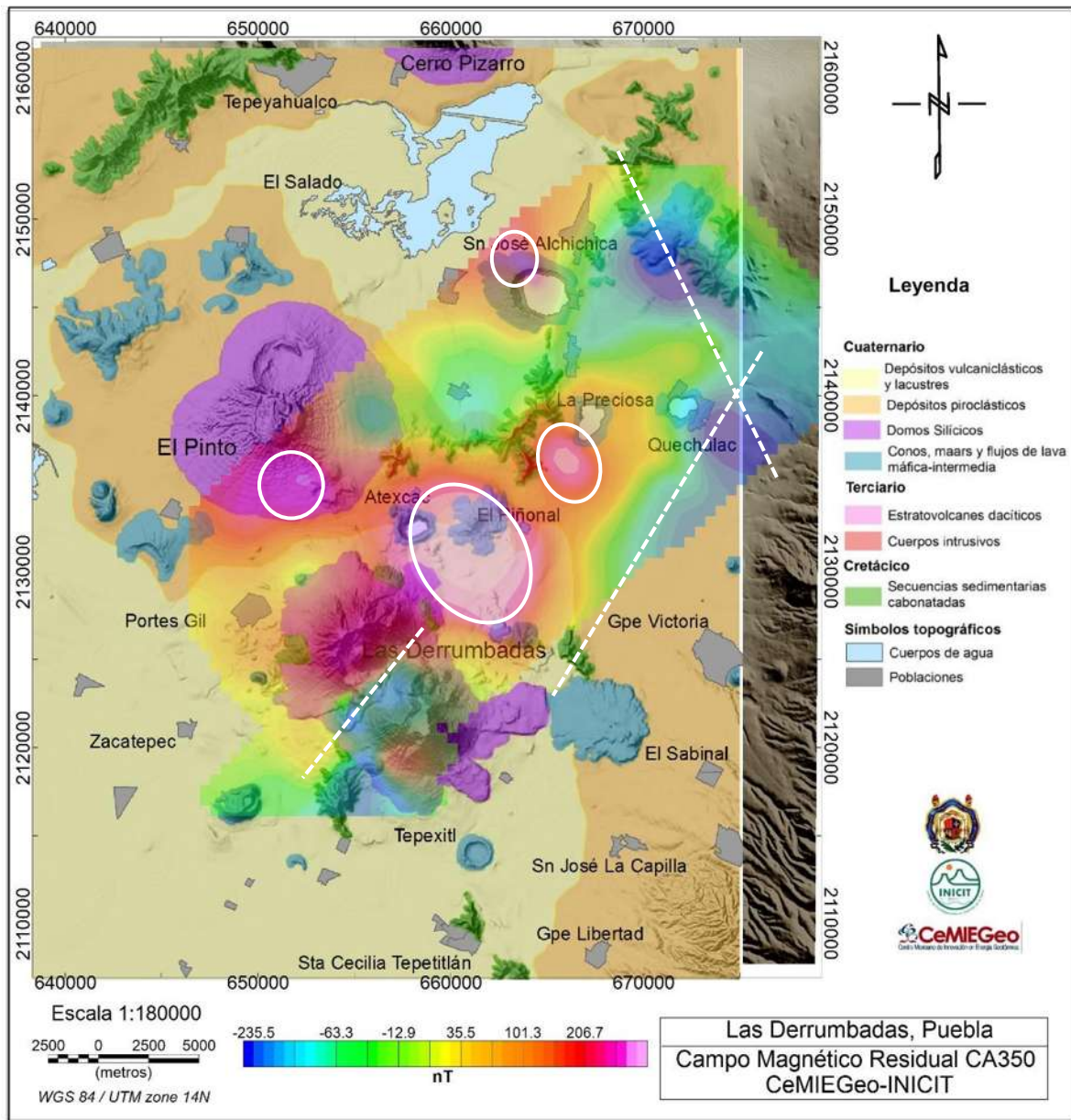
Figura 62. Mapa de campo magnético residual donde se observan pequeñas anomalías de corta longitud de onda debidas a ruido instrumental.

Al mapa magnético residual obtenido se le aplicó una continuación ascendente de 350m. El producto de esto es el enfoque de anomalías un poco más regionales, eliminando rasgos estructurales y anomalías superficiales de longitudes de onda corta que no corresponden a fuentes geológicas (Figura 63).

En el mapa obtenido se aprecian dos depocentros de forma alargada y de orientación NW-SE y SW-NE que se cruzan en la porción NE de los domos de las Derrumbadas, y del cual el primero va aumentando los valores de intensidad magnética hacia el SW al Lago cráter de Alchichica y a las secuencias carbonatadas de la Formación Agua Nueva, mientras que el segundo hacia NW, hacia el volcán El Piñonal, laguna La Preciosa y las secuencias calcáreas mencionadas anteriormente.

Entre los domos se aprecia un lineamiento casi N-S de anomalías negativas que se pueden interpretar con las zonas de mayor grado de alteración o fracturamiento.

Se aprecian también dos anomalías magnéticas positivas marcadas al NE de los domos, una de unos 6 km y otra de 1.56 km de diámetro aproximadamente y unas de menores dimensiones localizadas al flanco Sur del cerro El Pinto y flanco Norte del cráter Alchichica (Figura 63).



Se realizó una Reducción al Polo magnético para simular un cambio de la inclinación magnética respecto a la vertical (Reeves, 2005). Para este proceso se utilizaron los valores de inclinación y declinación magnética de la zona de estudio del año 2017 que fueron de 47.3472° y 4.0035° respectivamente. Este mapa obtenido muestra las anomalías y lineamientos magnéticos ligeramente desplazadas hacia el NE. Las

anomalías negativas de la porción NE van aumentando de intensidad hacia el SW y NW hasta llegar a las principales anomalías positivas, localizándose estas últimas entre el lago cráter de Atexcac y las calizas de la Formación Agua Nueva (Figura 64).

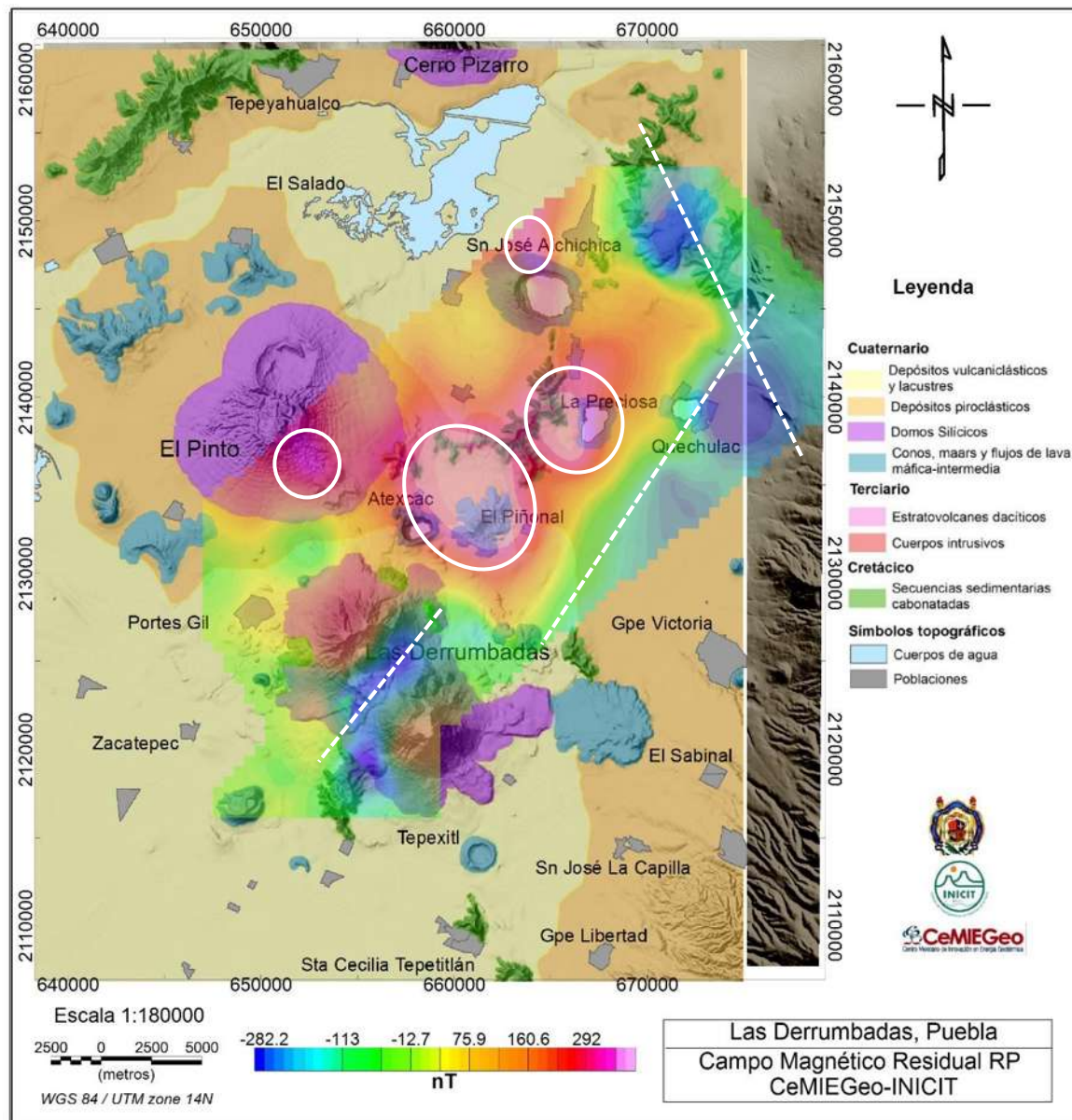


Figura 64. a), Mapa de campo magnético residual Reducido al Polo; b), Mapa de campo magnético residual reducido al Polo, que muestra las anomalías y lineamientos localizados en la porción NE.

Finalmente, para este primer análisis cualitativo se obtuvo el mapa de gradientes totales (Señal Analítica).

Este mapa muestra rasgos muy distintivos de la zona de estudio:

Las anomalías magnéticas positivas evidenciadas en los mapas de las figuras 64-66 se delinean con mayor claridad en este mapa: la de mayores dimensiones que se localiza sobre el Cerro El Piñonal, denominada como A y la otra inmediatamente al S de la laguna La Preciosa (Las Minas), denominada como B. Se aprecian también dos anomalías más, una en el borde N del lago cráter de Alchichica que se asocia al conducto que dio origen a este aparato volcánico; y la otra al SE del lago cráter de Atexcac, que se asocia a la presencia de un conducto volcánico que dio origen al derrame de lavas tipo malpaís en esta zona.

Al NE de la zona de estudio donde se apreciaban los depocentros magnéticos en los mapas anteriores con valores de intensidad ascendentes hacia el SW y NW, ahora aparecen como rasgos lineales de gradientes totales, que muy posiblemente se deba a la presencia de estructuras de dimensiones regionales de orientación SW-NE y NNW-SSE que se cruzan en las inmediaciones de la Laguna Quechulac, lo que pudo dar origen a este cráter de explosión. Mientras que al SW se aprecia un lineamiento de orientación NNW-SSE que alinea a los Domos de las Derrumbadas con el Cerro El Pinto, infiriéndose una estructura que permitió el emplazamiento de estos aparatos volcánicos, y, finalmente se aprecia un lineamiento de gradientes NE-SW en la parte central de los domos que parece conectarse con el lineamiento NE-SW descrito anteriormente (Figura 65).

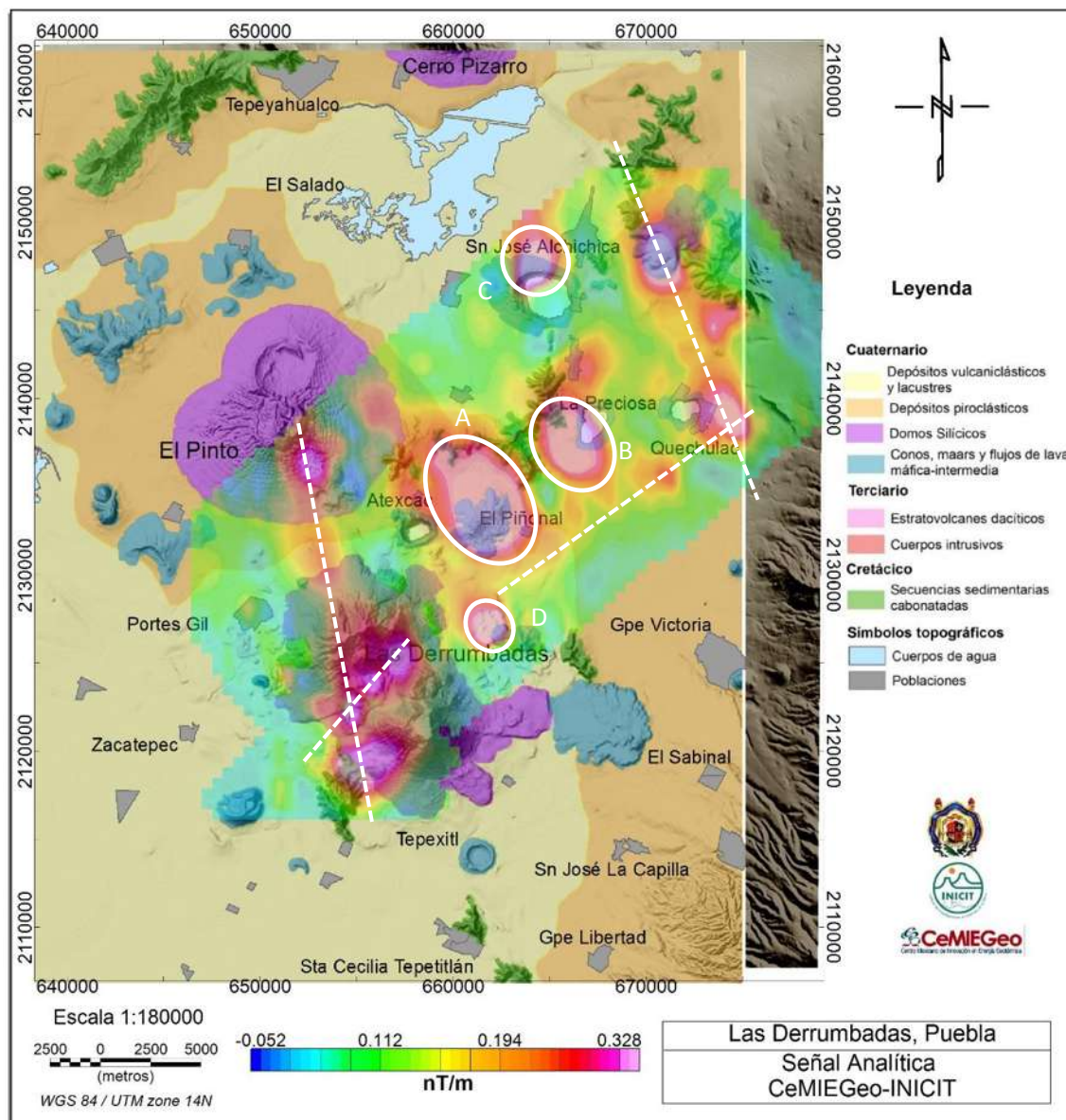


Figura 65. Mapa de gradientes totales donde se delimitan las anomalías anteriores con mejor claridad y se aprecian los lineamientos existentes en la zona de estudio (líneas y círculos punteados).

XIII.II.II. Análisis cuantitativo.

XIII.II.II.I. Inversión semi-empírica.

Con la finalidad de obtener información acerca de las dimensiones y profundidad de los cuerpos causantes de las anomalías magnéticas se aplicaron las técnicas de inversión semi-empírica de Deconvolución de *Werner* y Señal Analítica implementadas en el módulo *PDepth* del *software Oasis Montaj*

A partir del mapa de gradientes totales se trazaron cuatro perfiles: tres que cortan a las anomalías “El Piñonal” “La Preciosa” y “Alchichica” de orientación NNW-SSE, N-S y SW-NE; y uno que corta a las anomalías “La Preciosa” y “Alchichica”, de orientación NNW-SSE dentro de la zona de estudio (Figura 66).

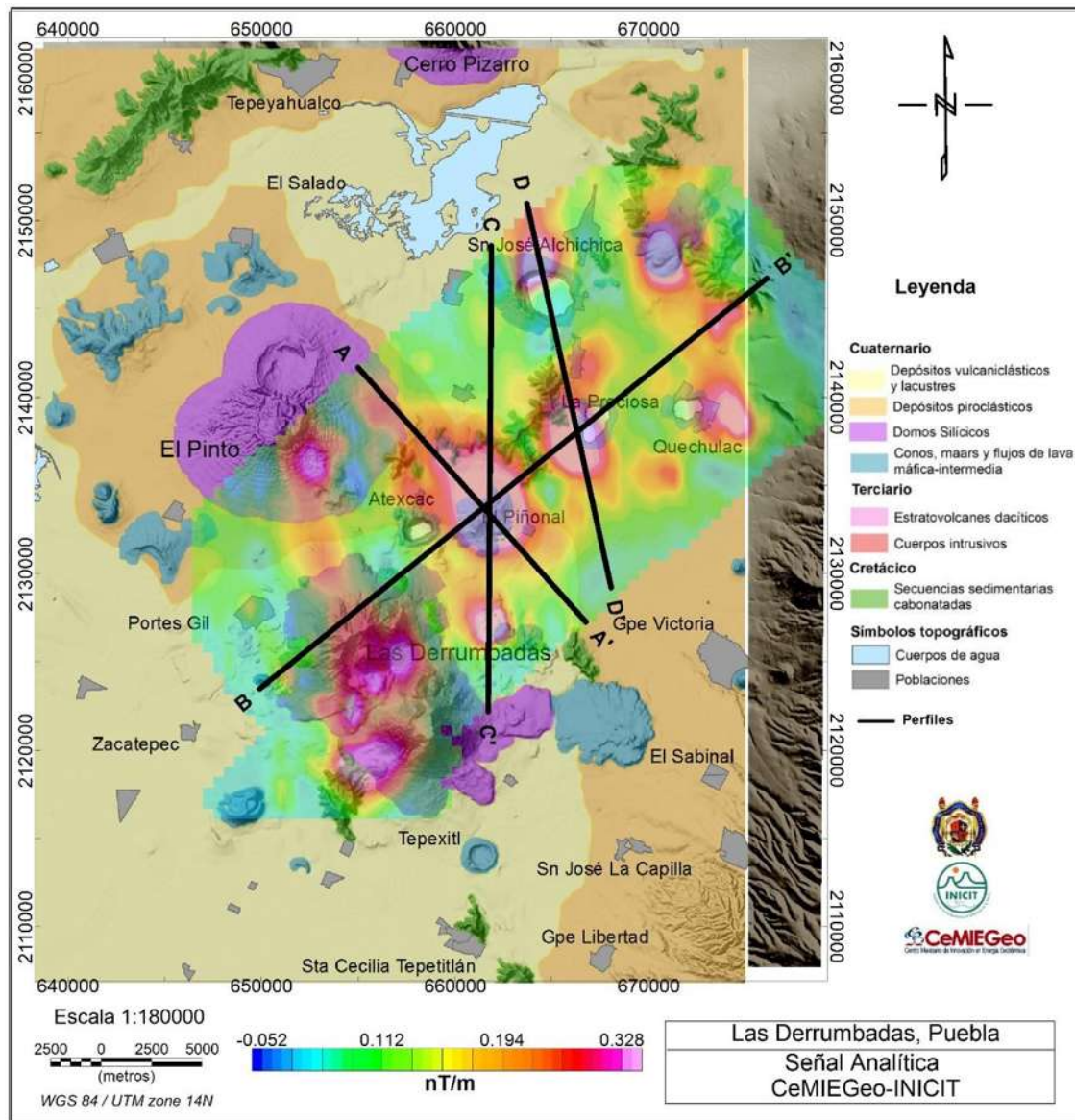


Figura 66. Mapa de señal analítica que muestra los perfiles cortando a las anomalías de interés donde se harán estimaciones de profundidad de cuerpos fuente.

Se realizaron estimaciones de la profundidad de cuerpos fuente de anomalías magnéticas mediante la técnica de inversión semi-empírica de Deconvolución de *Werner* y Señal Analítica a cada uno de los perfiles trazados sobre el área de estudio.

Para realizar el proceso de Deconvolución se utilizaron los siguientes parámetros:

- **Mínima y máxima profundidad de exploración:** 200-5000m-. esto como parámetro inicial suponiendo que no hay estructuras emplazadas a una profundidad menor y mayor.
- **Mínima y máxima longitud de ventana de análisis:** 500-5000m-. se refiere a los tamaños de ventana que se irán moviendo sobre el perfil donde la ecuación calculará soluciones para cuerpos con altas susceptibilidades magnéticas realtivas.
- **Expansión de la ventana:** 500m-. se refiere a la longitud de ventana de análisis que se expandirá cada que se mueva y realice nuevamente el cálculo de más soluciones.

Las estimaciones de profundidades para cuerpos fuente a partir de Deconvolución de *Werner* (Wener, 1953) y Señal Analítica (Rao *et al.*, 1981 y Roeset *et al.*, 1992) en el perfil A-A', nos muestra una gráfica azul que indica el valor del gradiente horizontal, el cual va aumentando conforme nos acercamos a la fuente magnética según la línea verde que indica el valor del campo magnético residual (CMR). Para este perfil, tanto el gradiente horizontal máximo como la anomalía magnética positiva del CMR se localizan debajo del aparato volcánico, cerro El Piñonal. Aquí el algoritmo realizó estimaciones de profundidad de cuerpos fuente de entre 800-2000m aproximadamente lo que supone la presencia posiblemente de su conducto volcánico (Figura 67).

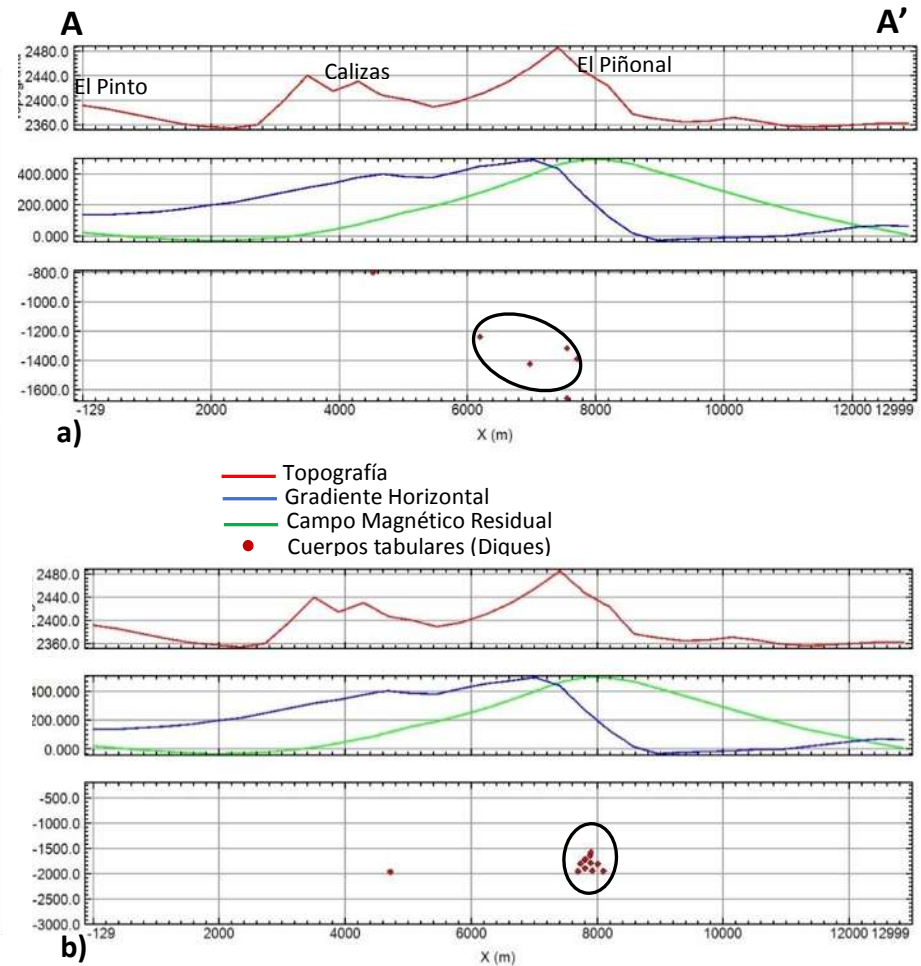
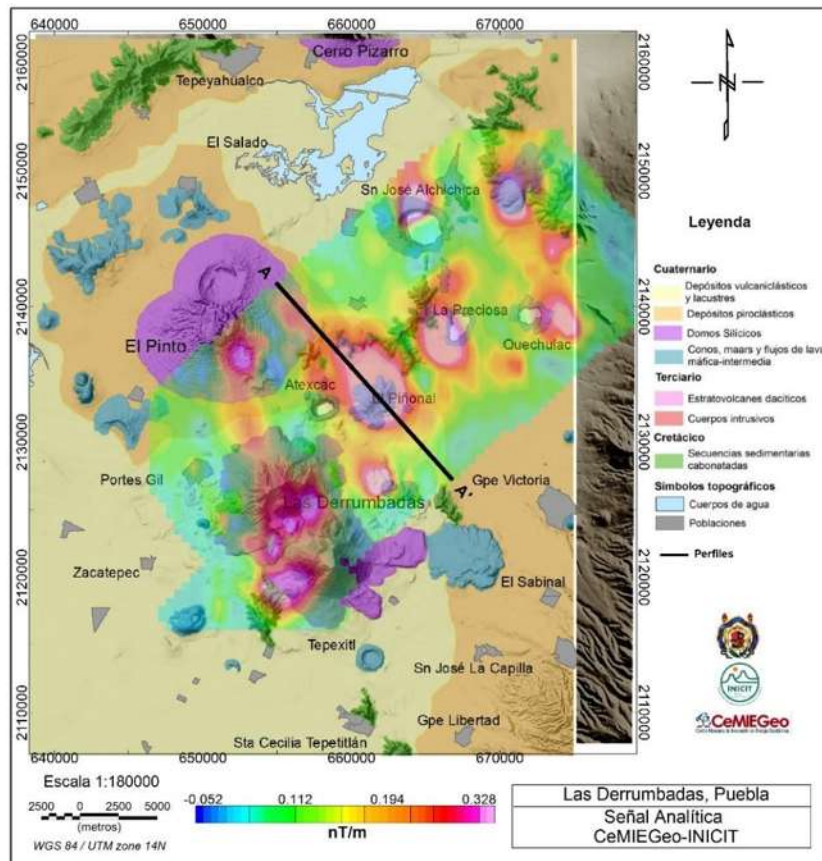


Figura 67. Deconvolución de *Werner* y Señal Analítica sobre el perfil A-A' que muestra las soluciones calculadas para profundidades de cuerpos fuente de entre 800-2000m (círculos oscuros) así como lineamientos asociados a fallas (líneas oscuras).

Las estimaciones de profundidades para el perfil B-B' que corta las anomalías de "El Piñonal" y "La Preciosa" muestra valores que están entre 800-2700m, lo cual concuerda perfectamente con las soluciones calculadas para el A-A sobre las mismas anomalías.

Las soluciones para la anomalía "El Piñonal", desde la porción SW hacia el NE se van haciendo más someras conforme el gradiente horizontal incrementa, hasta un punto en el que éstas se empiezan a profundizar conforme el gradiente decrece, lo mismo sucede para la anomalía "La Preciosa", lo cual se debe a la geometría e inclinación que presenta los cuerpos magnéticos en profundidad con este corte del perfil (Figura 68).

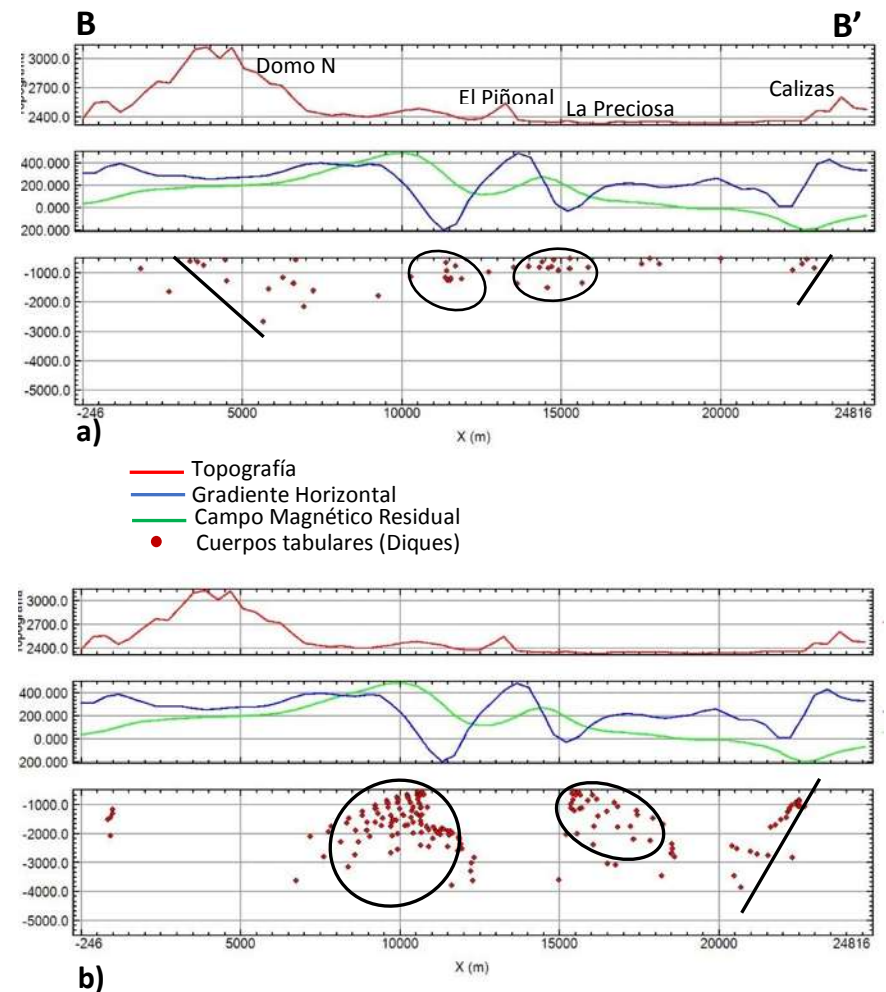
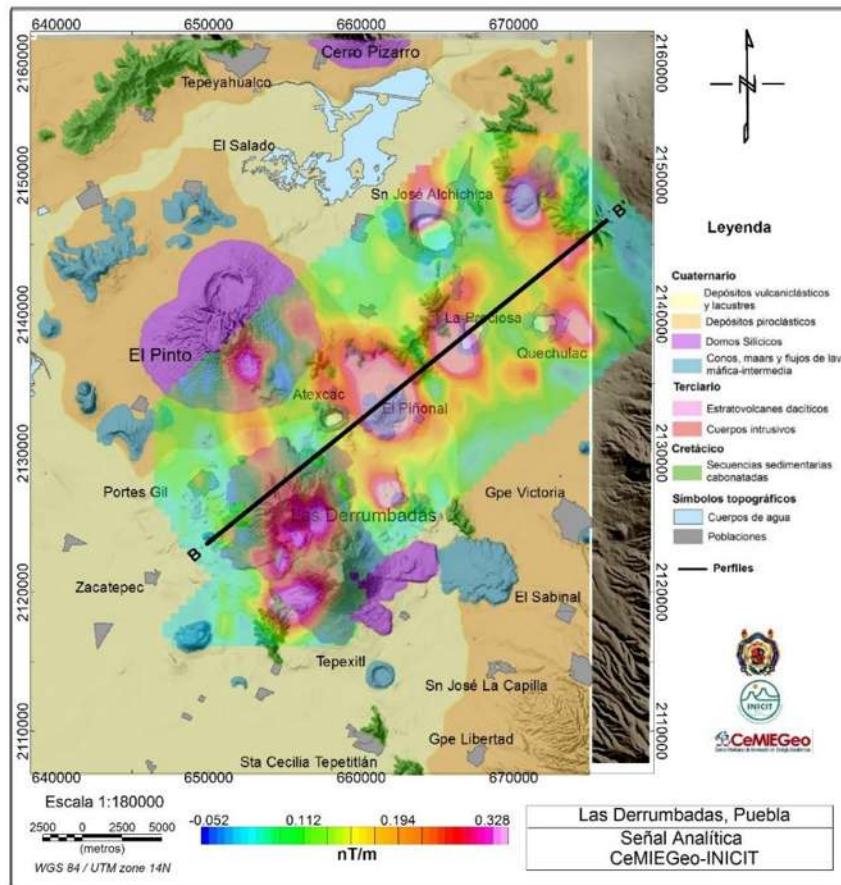


Figura 68. Deconvolución de Werner y Señal Analítica sobre el perfil B-B', que muestra las soluciones calculadas para profundidades de entre 800-2700m (círculos oscuros) así como lineamientos asociados a fallas (líneas oscuras).

Para el perfil C-C' que atraviesa la misma anomalía y a la ubicada al SE de Atexcac. Las soluciones arrojadas para este caso van desde los 400-3000m.

La mayoría de las soluciones se aglomeran de bajo el Piñonal, lo cual es más visible en Señal Analítica. Se aprecia que ambos cuerpos magnéticos presentan una geometría con inclinación al Sur, como lo indican las soluciones calculadas y la gráfica del gradiente horizontal (Figura 69).

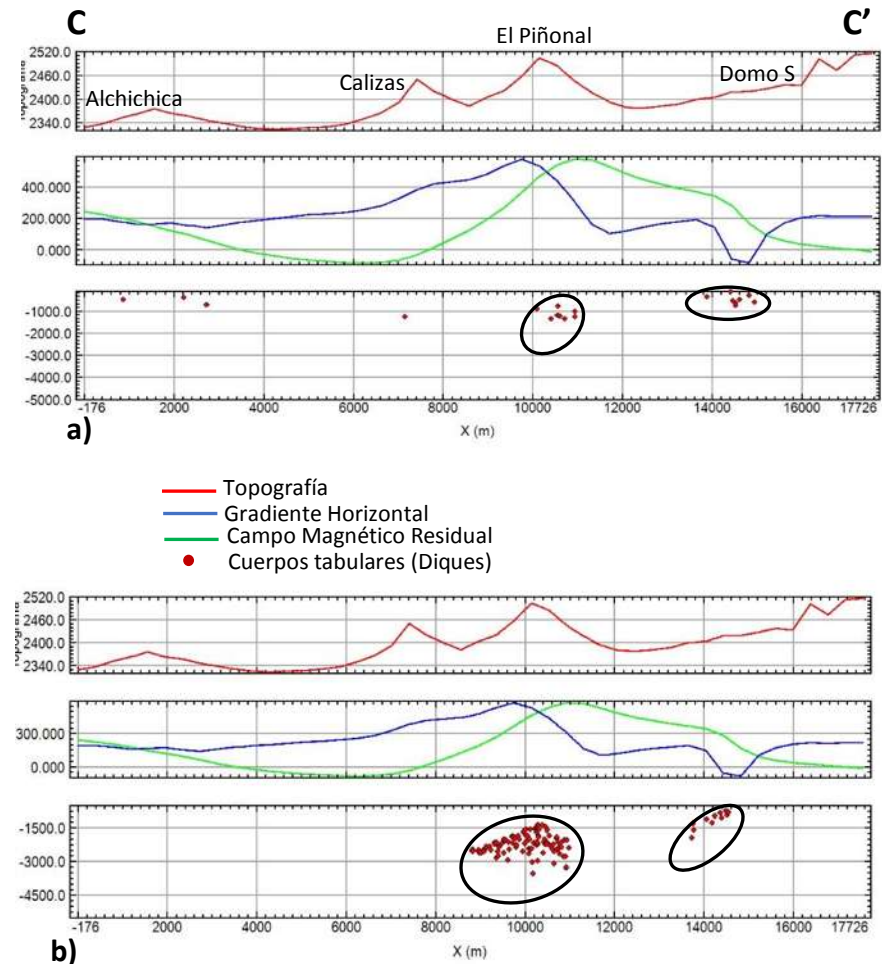
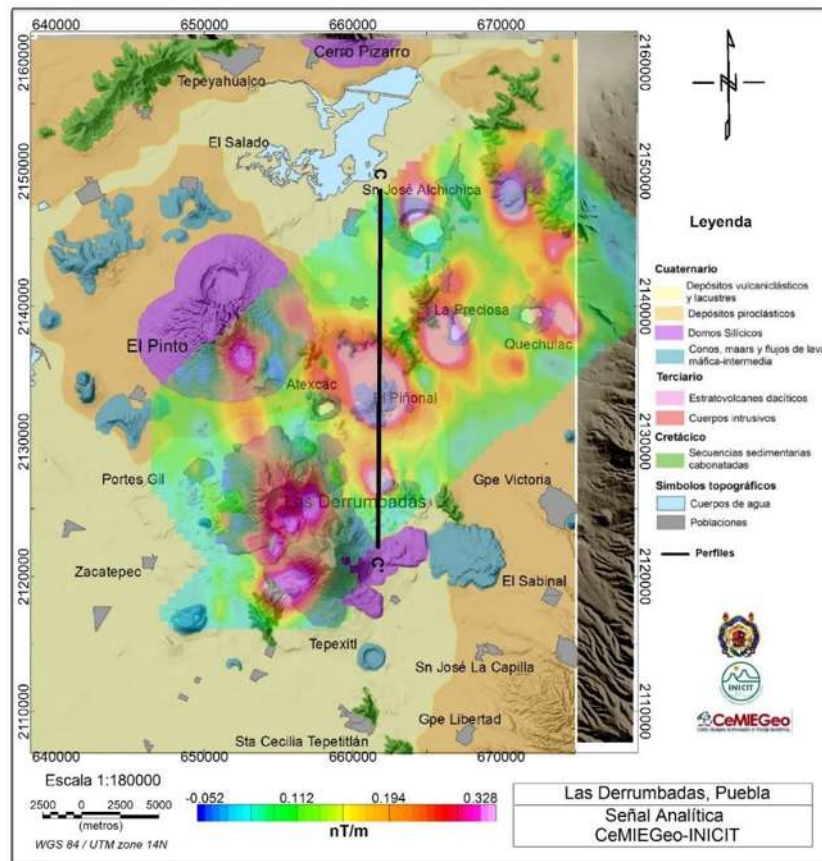


Figura 69. Deconvolución de Werner y Señal Analítica sobre el perfil C-C', que muestra las soluciones calculadas para profundidades de entre 400-3000m (círculos oscuros) así como lineamientos asociados a fallas (líneas oscuras).

Finalmente, las soluciones calculadas para el perfil D-D' que corta a las anomalías, "La Preciosa" y "Alchichica" fue de entre 400-3000m, de las cuales las más someras corresponden posiblemente al conducto volcánico del cráter Alchichica y que presenta una inclinación al NE, mientras que las más profundas corresponden la anomalía "La Preciosa" que en las soluciones de señal analítica se aprecia con una geometría mejor definida (Figura 70).

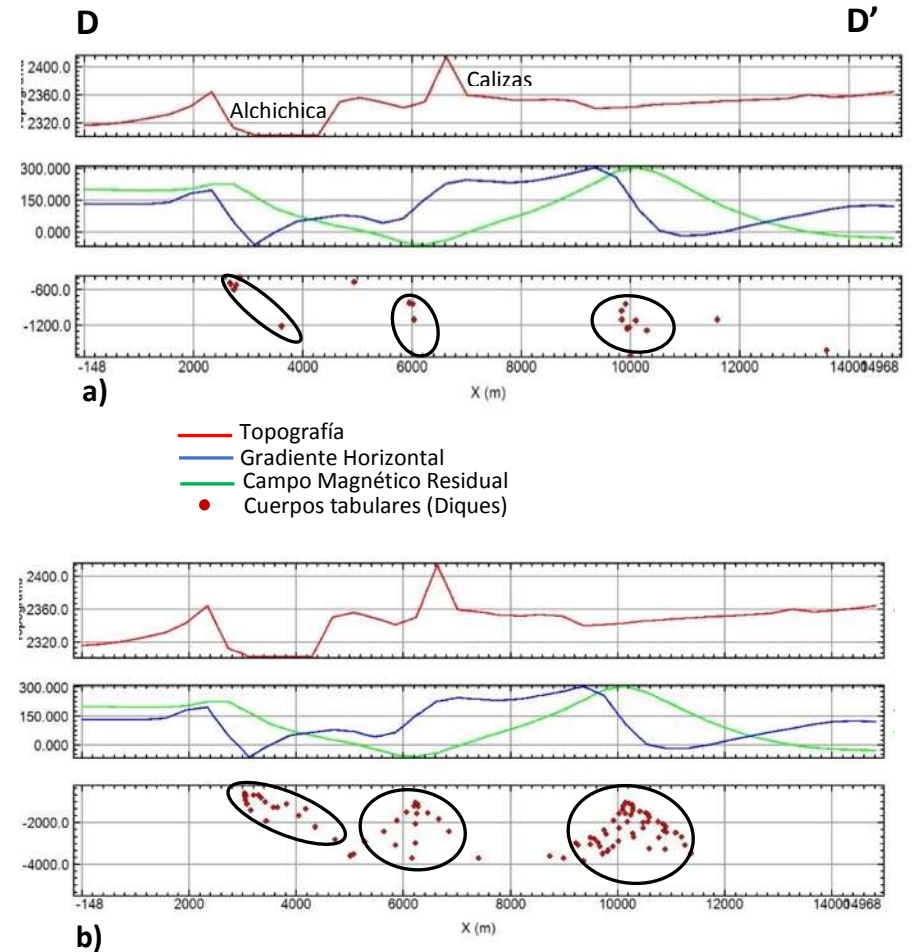
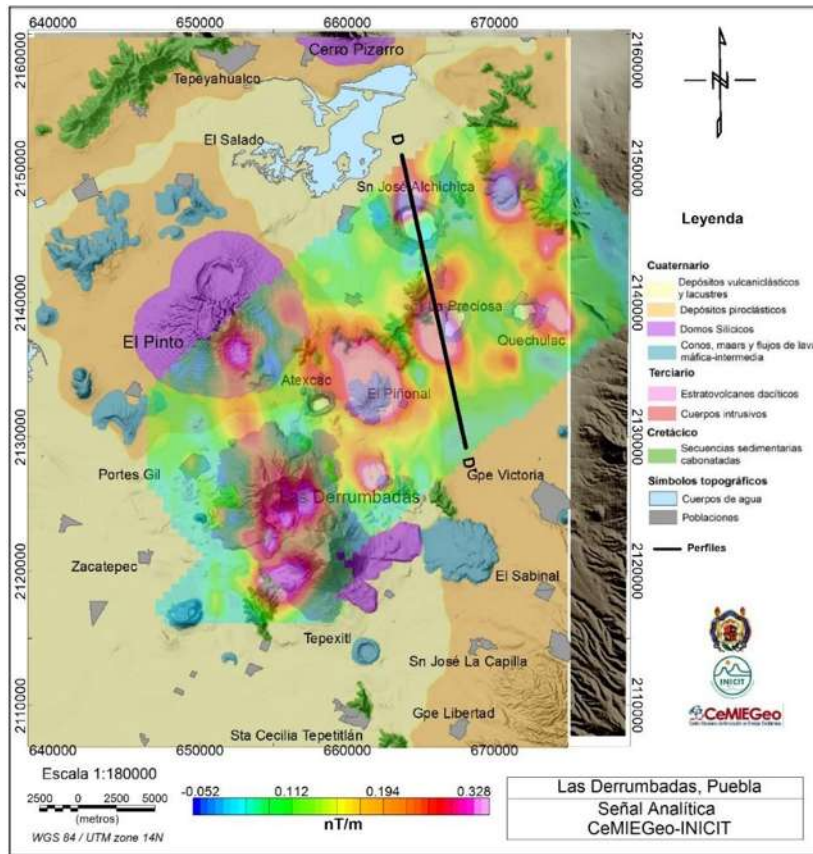


Figura 70. Deconvolución de Werner y Señal Analítica sobre el perfil D-D', que muestra las soluciones calculadas para profundidades de entre 400-3000m (círculos oscuros).

XIII.II.II.II. Modelo 3D de Inversión de la susceptibilidad magnética.

Con la finalidad de estimar profundidades, geometría y dimensiones de los cuerpos causativos de las anomalías magnéticas se aplicó la inversión de la susceptibilidad magnética, la cual es de gran ayuda para la visualización e interpretación cuantitativa de las anomalías magnéticas.

Para este proceso se utilizó el algoritmo de Li y Olbenbur (1996), implementado en el módulo *VOXI* de *Geosoft*.

En este caso se utilizó la base de datos de la anomalía magnética residual continuada ascendentemente a 350m, ya que esta muestra la geometría más real de la disposición de los cuerpos magnéticos emplazados en profundidad.

El proceso se calculó con un error 6.865nT para el modelo inicial, que es bastante aceptable ya que se corrió con un tamaño de voxel de 500m, que fue el mínimo permitido debido a la distancia de nuestro en campo de los datos magnéticos (Figura 71).

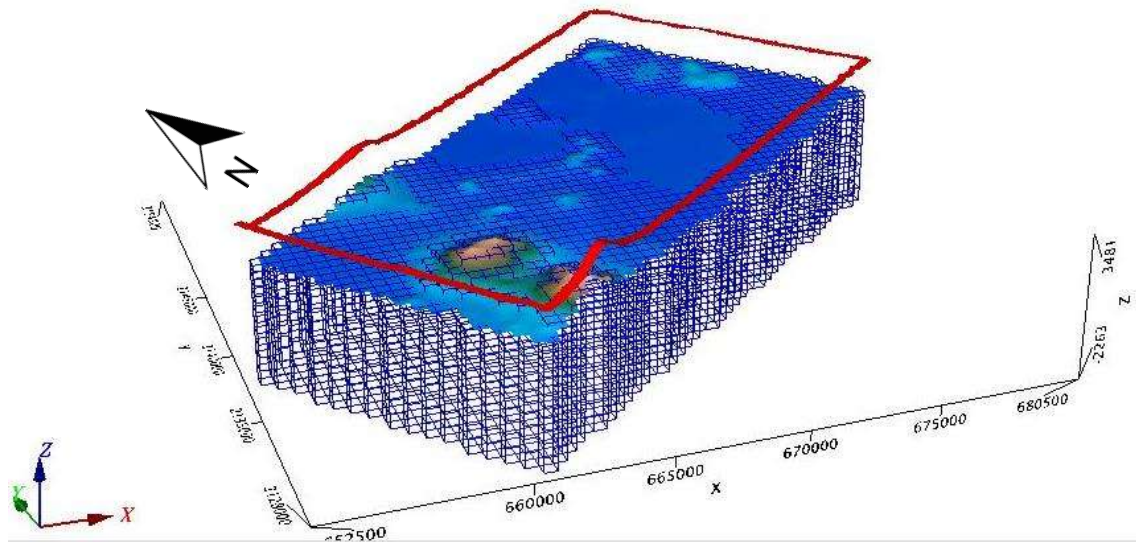


Figura 71. Proceso de inversión de la susceptibilidad magnética donde se muestra la malla y el tamaño de celda utilizado para el modelo.

Para el proceso de inversión es muy importante conocer la intensidad magnética total, calcular el Campo Geomagnético Internacional de Referencia (*IGRF*), y el promedio de la intensidad magnética total, así como la inclinación y declinación magnética de la zona de estudio.

Para el cálculo de este modelo se eligieron susceptibilidades magnéticas del rango de los cuerpos ígneos de composición intermedia, más específicamente de rocas dioríticas, esto en base a las observaciones de las litologías cartografiadas en campo (Figura 72).

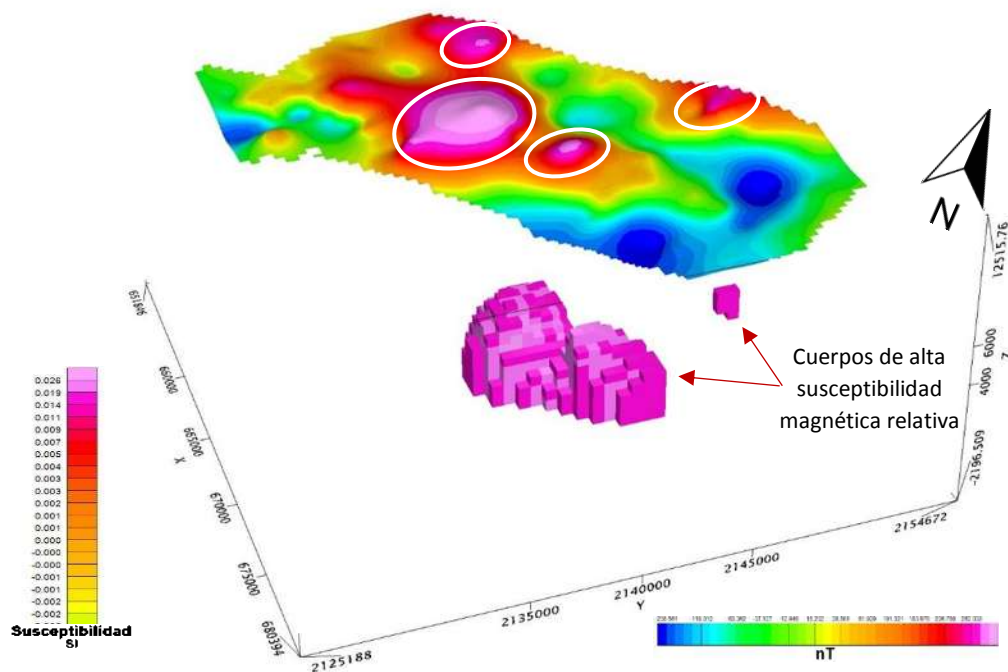


Figura 72. Modelo de susceptibilidad magnéticas calculado con el algoritmo de Li y Olbenbur (1996) a partir de los datos de intensidad magnética residual usando un tamaño de celda de 500m (círculos blancos delimitan las anomalías magnéticas positivas)

Al modelo obtenido se le sobrepuso la topografía y el mapa geología de la zona de estudio con la finalidad de visualizar mejor las profundidades estimadas para los cuerpos magnéticos modelados (Figura 73).

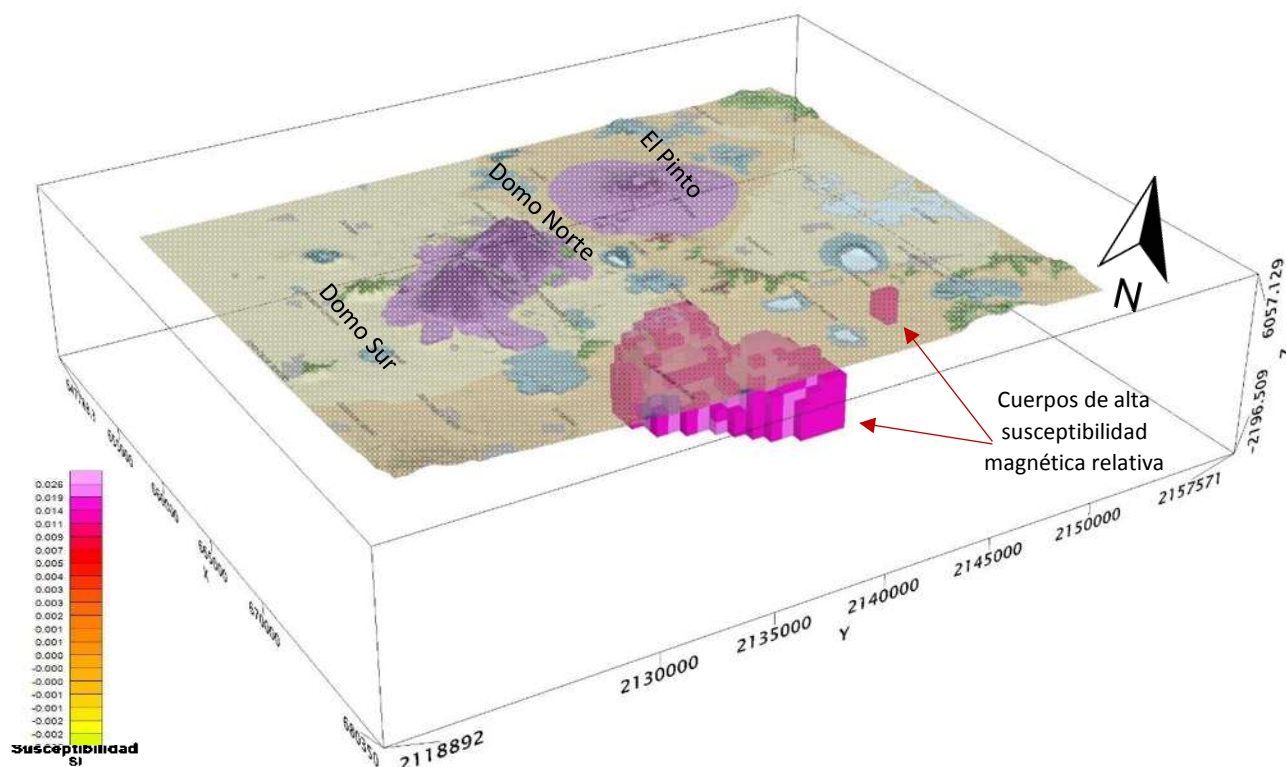


Figura 73. Modelo de inversión de la susceptibilidad magnética de la zona de Las Derrumbadas, Puebla calculado con un tamaño de celda de 500m y con un error de 6.865 nT y que muestra la forma de los cuerpos a profundidades entre ~0.4-3km. (Arriba) con la topografía y (abajo) con la topografía y el mapa geológico.

XIII.III. Ruido sísmico.

XIII.III.I. Cocientes H/V e inversión de la curva de elipticidad de ondas superficiales.

Arreglo Poligonal.

Se obtuvieron las razones espectrales H/V para todos los sitios de estudio de monitoreo sísmico de ruido ambiental.

La siguiente tabla y figura muestran los sitios de muestro de ruido ambiental dentro de la zona de estudio

Tabla 6 que muestra la localización de los sensores sísmicos dentro de la zona de estudio

Sitio	Material geológico	Este	Norte	Vp Prom. (m/s)	Vs Prom. (m/s)	Fo (Hz)	Profundidad (m)
Tequexquitla	Depósitos Vulcanoclásticos y lacustres	642079	2137583	944.2	439	0.62	280
Tepeyahualco	Depósitos piroclásticos	659364	2156070	2204.5	1068.9	4	130
Guadalupe Victoria	Depósitos piroclásticos	673447	2134117	1278.4	603.9	0.36	1320
Alchichica	Conos de Escoria	668522	2147020	1736.3	1014.2	1.4	183
SW Cerro El Pinto	Depósitos piroclásticos	650473	2138235	675.9	308	0.24	476.5
Guadalupe Libertad	Depósitos piroclásticos	669260	2122490	1349.5	667.3	0.28	1312*

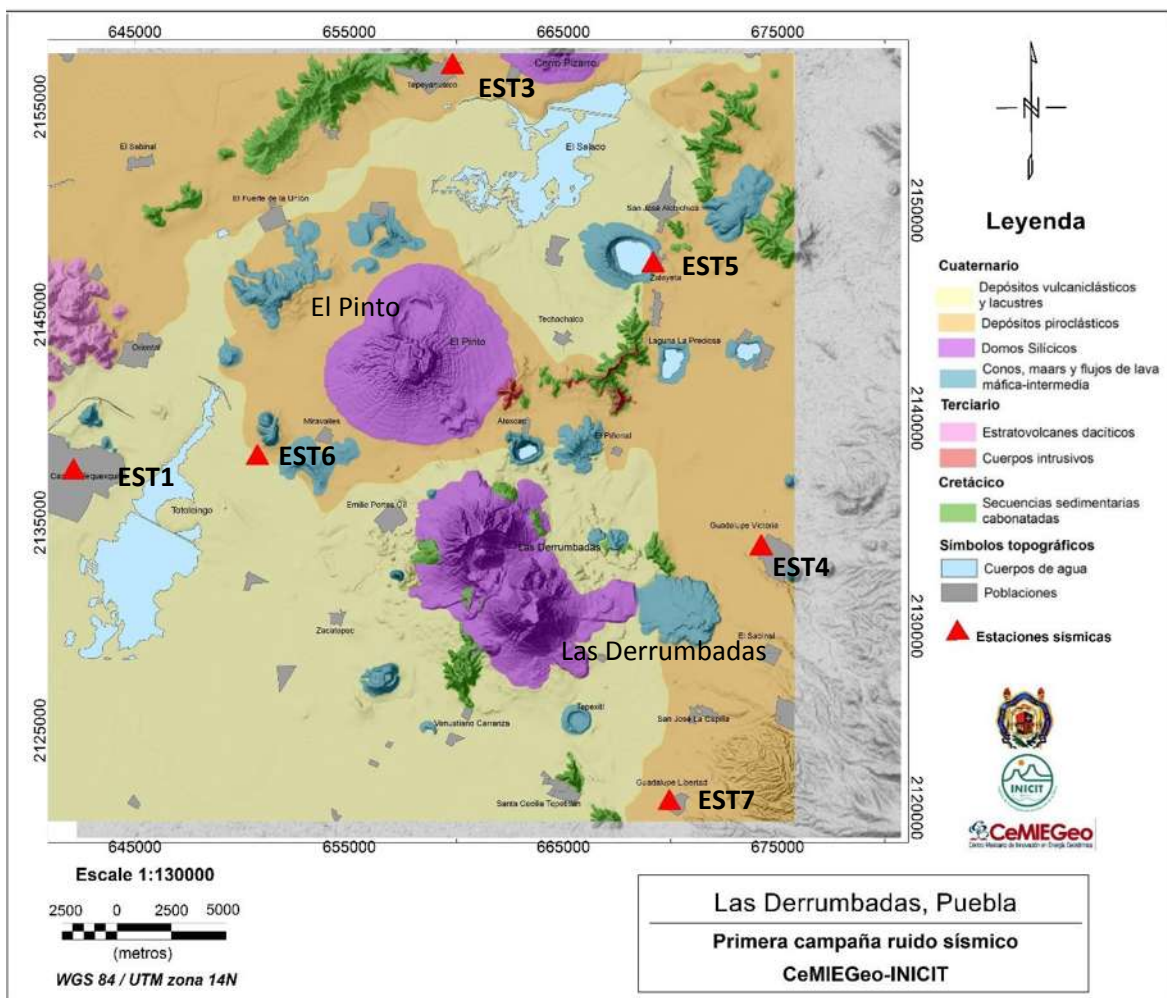


Figura 74. Mapa de ubicación de cada sitio donde se colocaron estaciones sísmicas.

Para este arreglo se calcularon frecuencias fundamentales de sitio que van desde los 0.28Hz a los 4.2Hz (Figura 75).

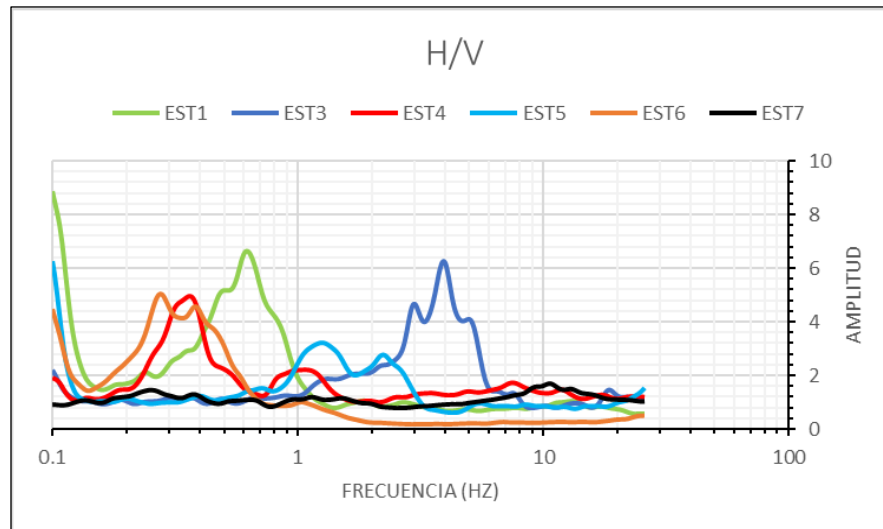


Figura 75. Gráfica que muestra las frecuencias fundamentales calculadas para los seis sitios de registro de ruido ambiental dentro de la zona de estudio.

Los modelos de inversión de la curva de elipticidad a partir de las razones espectrales mostraron una profundidad de exploración que van desde los 31 hasta los 1319m bajo la superficie del terreno (Figura 76).

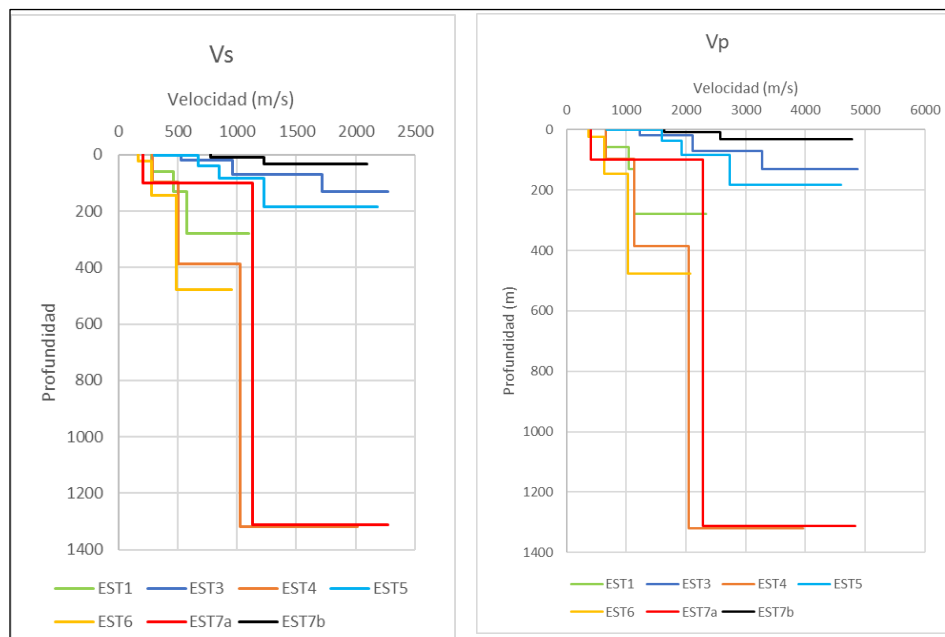


Figura 76. Gráfica que muestra los modelos de propagación de onda de corte y onda compresiva calculados para los sitios de la zona de estudio.

Los resultados de las frecuencias fundamentales y los modelos de inversión se aprecian en la tabla 7.

Tabla 7 donde se resumen los resultados descritos en las imágenes anteriores (* indica que sólo se tomó la frecuencia más baja de las dos obtenidas).

Sitio	Material geológico	Este	Norte	Vp Prom. (m/s)	Vs Prom. (m/s)	Fo (Hz)	Profundidad (m)
Tequexquitla	Depósitos Vulcanoclásticos y lacustres	642079	2137583	944.2	439	0.62	280
Tepeyahualco	Depósitos piroclásticos	659364	2156070	2204.5	1068.9	4	130
Guadalupe Victoria	Depósitos piroclásticos	673447	2134117	1278.4	603.9	0.36	1320
Alchichica	Conos de Escoria	668522	2147020	1736.3	1014.2	1.4	183
SW Cerro El Pinto	Depósitos piroclásticos	650473	2138235	675.9	308	0.24	476.5
Guadalupe Libertad	Depósitos piroclásticos	669260	2122490	1349.5	667.3	0.28	1312*

Los modelos de inversión obtenidos para los sitios de esta campaña geofísica no pudieron correlacionarse con columnas geológicas ya que estas no existen cerca de cada sitio de estudio, así que la finalidad de validar cada cociente espectral y el modelo, se calculó la frecuencia fundamental a partir de la ecuación propuesta por Kramer, S. (1996) la cual relaciona el periodo predominante con las condiciones del suelo.

$$T_0 = \frac{4H}{V_s} \quad \text{Ec. 25}$$

En este caso se tomó la frecuencia fundamental calculada en la gráfica del cociente H/V que será comparada con la obtenida con la ecuación de Kramer. Se tomó la

profundidad máxima obtenido con el modelo de inversión de la curva de elipticidad, así como Vs máxima para esta profundidad del modelo.

Para poder realizar el cálculo, se reescribe la ecuación anterior en función de la frecuencia:

$$F0 = \frac{V_s}{4H} \quad \text{Ec. 26}$$

La siguiente tabla muestra las frecuencias fundamentales obtenidas con el método de cocientes espectrales comparadas con las obtenidas mediante la ecuación de Kramer, lo cual muestra que estas son muy parecidas verificando con esto la validez de las profundidades encontradas en los modelos de inversión para cada sitio de estudio.

Tabla 8 que muestras las frecuencias fundamentales obtenidas mediante cocientes espectrales y la ecuación de Kramer.

Validación de los cocientes H/V usando la ecuación de Kramer $F0=Vs/4H$		
Campaña5	Fo obtenido con H/V	Fo obtenido con ecuación deKramer
EST1	0.62	0.51
EST3	4	3.32
EST4	0.36	0.19
EST5	1.4	1.68
EST6	0.24	0.25
EST7	10 y 0.23	9.8 y 0.21

Arreglos lineales.

Se instalaron cinco sensores distribuidos en cuatro arreglos en las inmediaciones de los domos de las Derrumbadas, tres lineales y uno triangular. Se obtuvieron las frecuencias de sitio, así como los modelos inversión o estructuras de velocidades y los perfiles de propagación de Vs de tres de los arreglos, estos últimos mediante el método de *Kriging* implementado en el programa *Surfer* de *Golden Software*; esto con la finalidad de ver la distribución de la velocidad de onda de corte a lo largo del perfil y así interpretar las anomalías ligadas a las características físicas del subsuelo como pueden ser grado de compactación y/ fracturamiento de las unidades rocosas.

En el A1 de orientación NW-SE se obtuvo un rango de frecuencias de sitio de 0.3-4Hz (Figura 77).

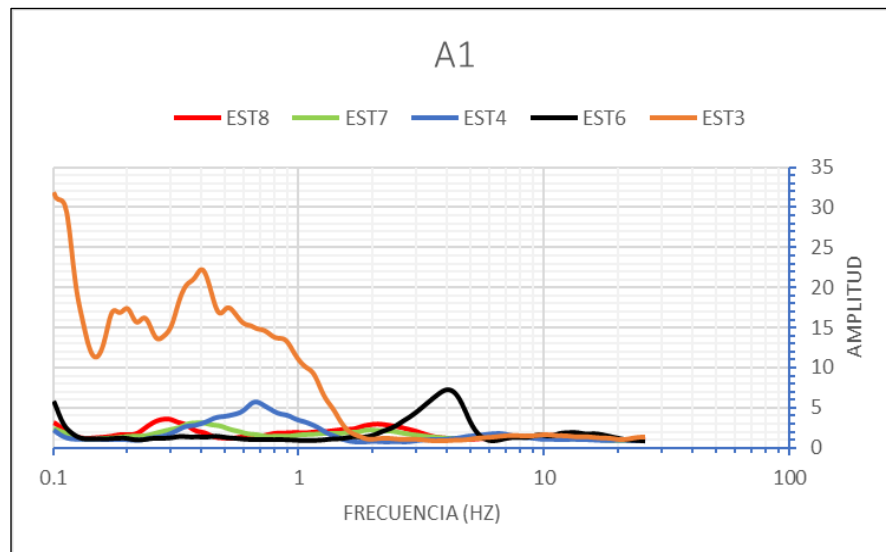


Figura 77. grafica que muestra los cocientes espectrales para el A1 y el rango de frecuencias de sitio dominantes.

Los modelos e inversión de onda compresiva y de corte muestran profundidades de exploración de entre 66m y 726m, con un máximo de cuatro discontinuidades asociadas a secuencias geológicas definidas (Figura 78).

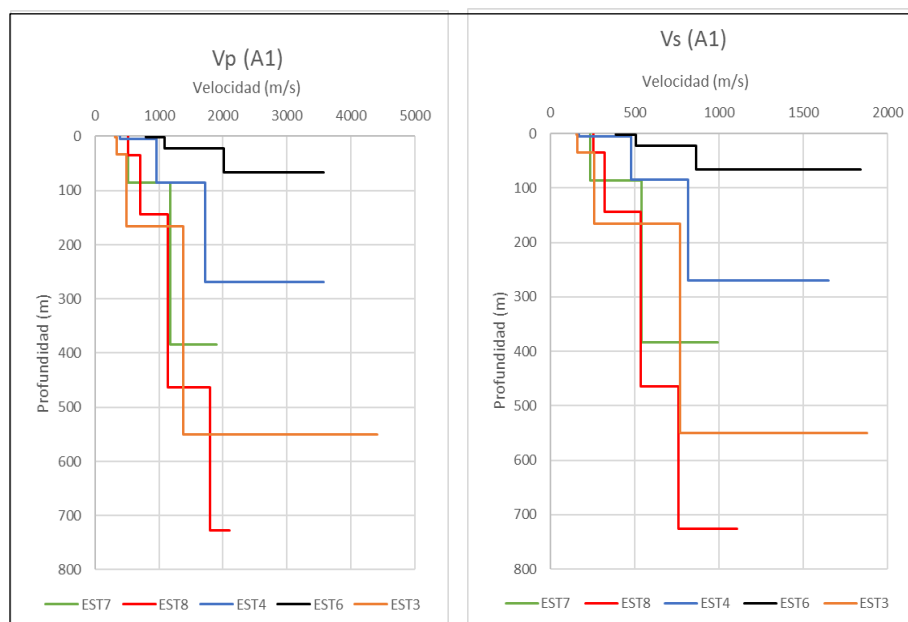
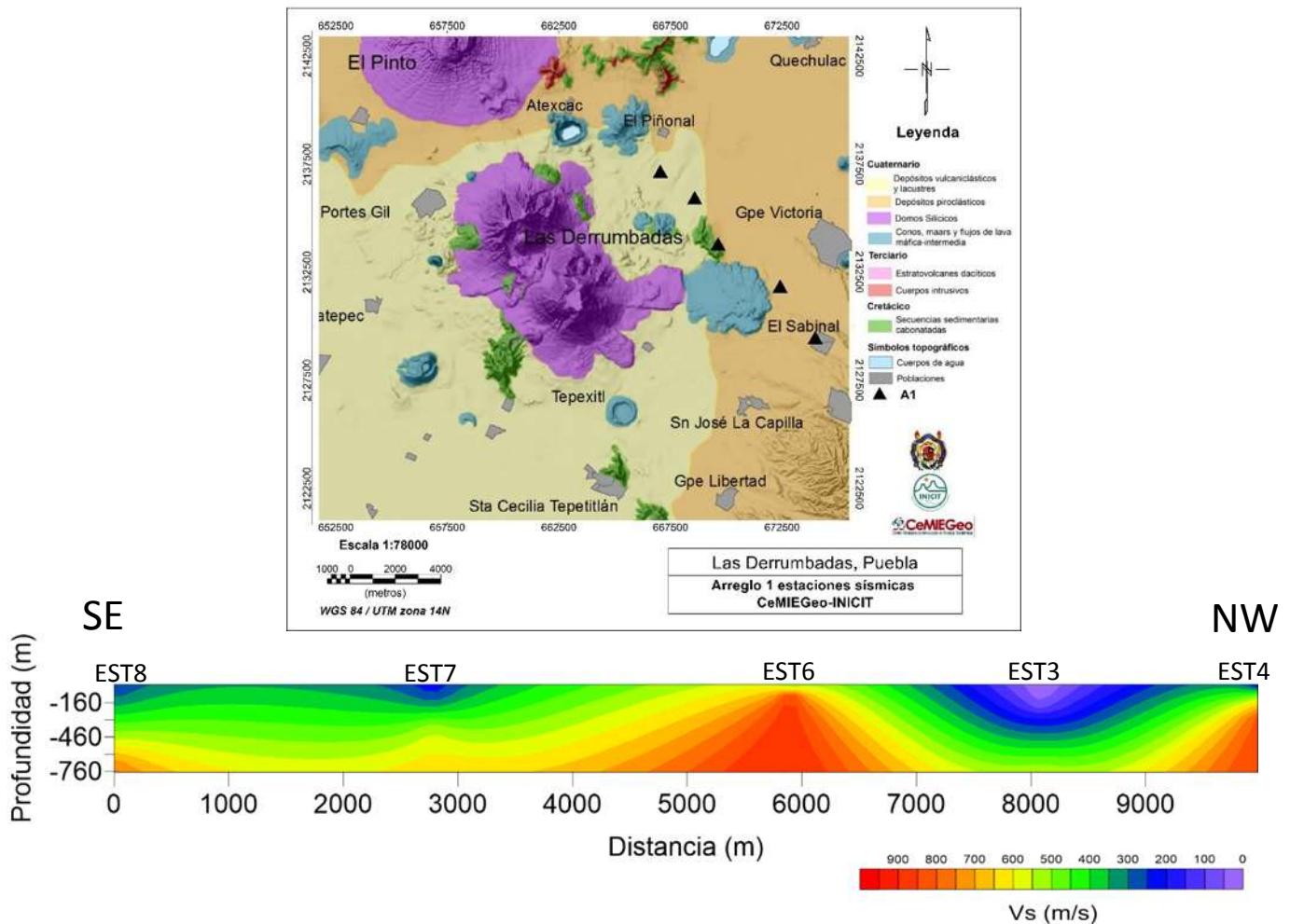


Figura 78. Gráfica que muestra los modelos de inversión calculados para los sitios del A1 dentro de la zona de estudio.

Para este arreglo lineal se obtuvo la sección de la variación de Vs con la profundidad. En esta se observa la distribución de altos valores de velocidad de onda de corte a aproximadamente la mitad del perfil, cerca de la EST6 localizada en las inmediaciones de una secuencia sedimentaria carbonatada al E de los domos de la Las Derrumbadas. Se logra apreciar de igual forma, una anomalía de baja velocidad de 0-300 m/s entre la EST3 y EST4 con profundidades que van desde 0-460m y con una extensión lineal aproximada de 2km (Figura 79).

Finalmente, en las cercanías de la EST4, al SE de cono El Piñonal se aprecia una anomalía de altos valores de Vs.



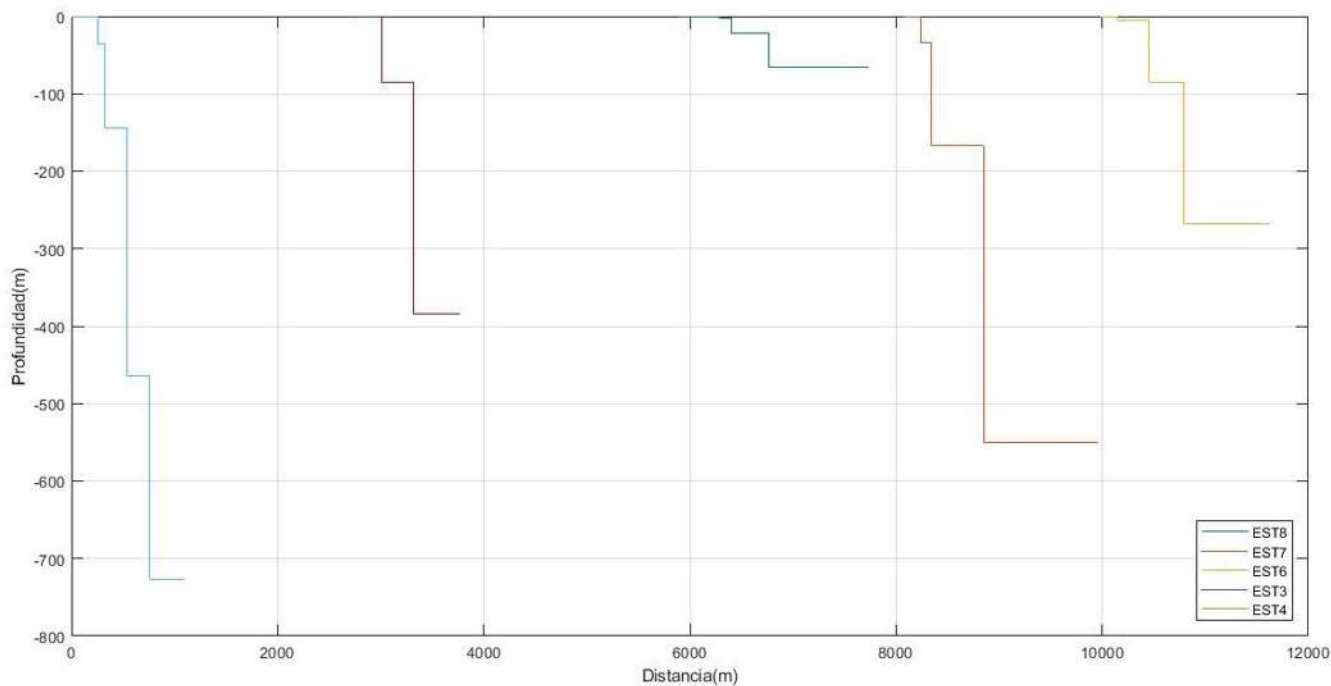


Figura 79. Mapa de localización del A1, estructuras de velocidades y sección de Vs calculada para este arreglo, y que muestra las anomalías de velocidad de onda de corte.

Para el A2 de geometría triangular al SE de los Domos de Las Derrumbadas se obtuvieron frecuencias de sitio de 0.3-4.2 Hz (Figura 80).

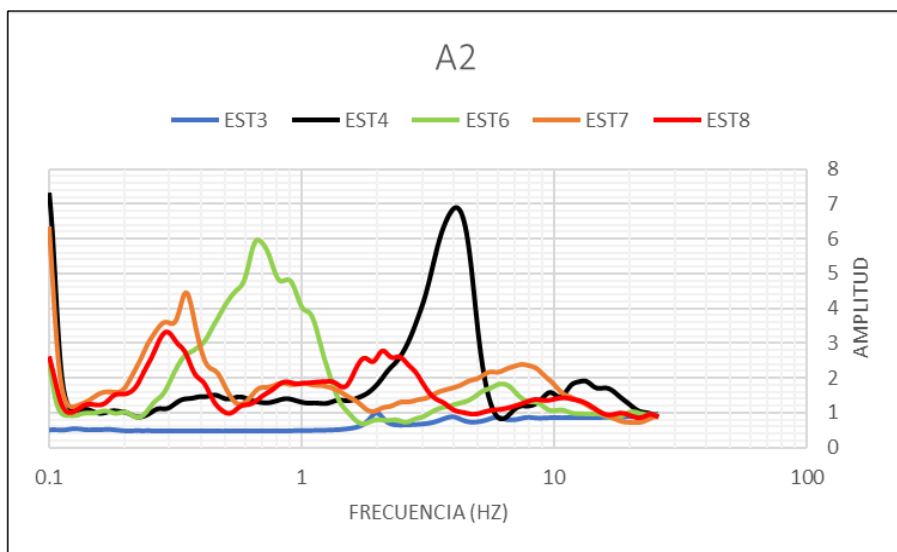


Figura 80. Gráfica que muestra las frecuencias fundamentales para los sitios del A2 dentro de la zona de estudio.

Los modelos de inversión muestran profundidades de exploración de entre 44m y 951m con un máximo de seis discontinuidades asociadas a geológicas definidas (Figura 81).

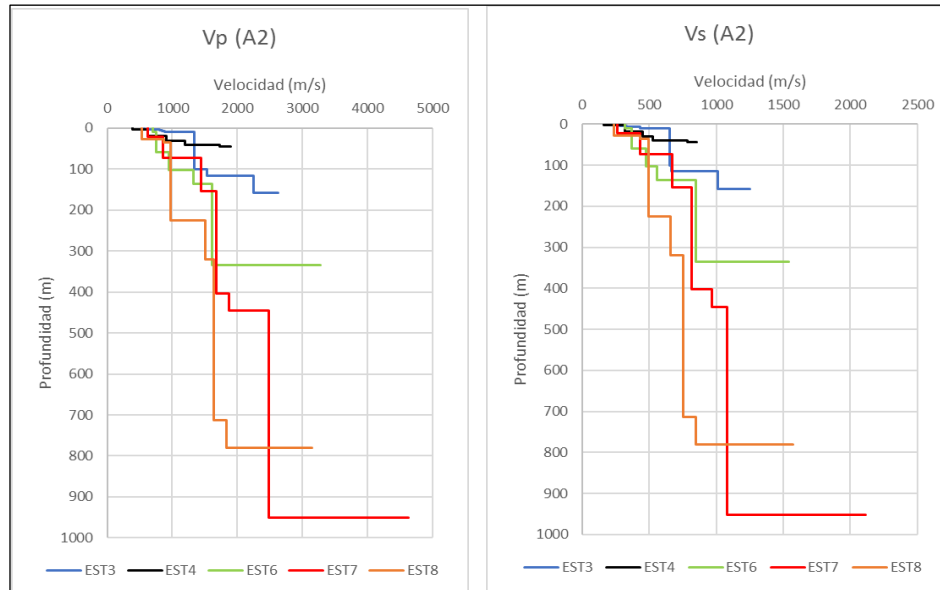


Figura 81. Gráfica que muestra los modelos de inversión calculadas para los sitios del A2 dentro de la zona de estudio.

Para el caso del este arreglo no se obtuvo sección de variación de Vs con la profundidad, ya que presentó una geometría triangular con tres estaciones máximo formando uno de sus lados, lo que dificultó su representación lineal ya que se necesita un mínimo de cuatro para poder hacer la correlación en frecuencias.

Para el el siguiente arreglo, el A3 se calcularon frecuencias fundamentales de sitio de 0.28-2 Hz (Figura 82).

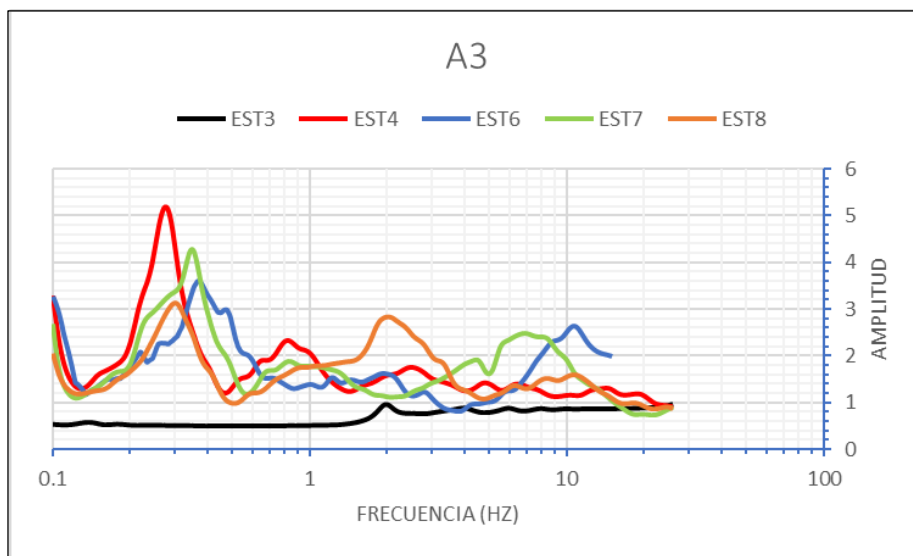


Figura 82. Gráfica que muestra las frecuencias fundamentales para los sitios del A3 dentro de la zona de estudio. Nótese que la mayoría de las estaciones presenta frecuencias muy similares, lo que se traduce en una profundidad de exploración homogénea.

Los modelos de inversión obtenidos a partir de la inversión de la curva de elipticidad de los H/V muestran profundidades de exploración de entre 535m y 1374m con un máximo de cinco discontinuidades obtenidas y asociadas secuencias geológicas definidas (Figura 83).

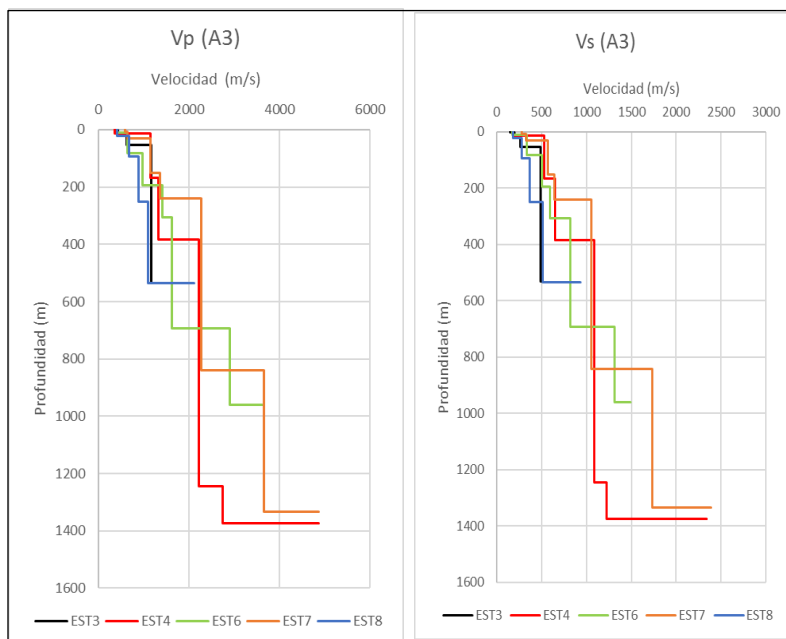
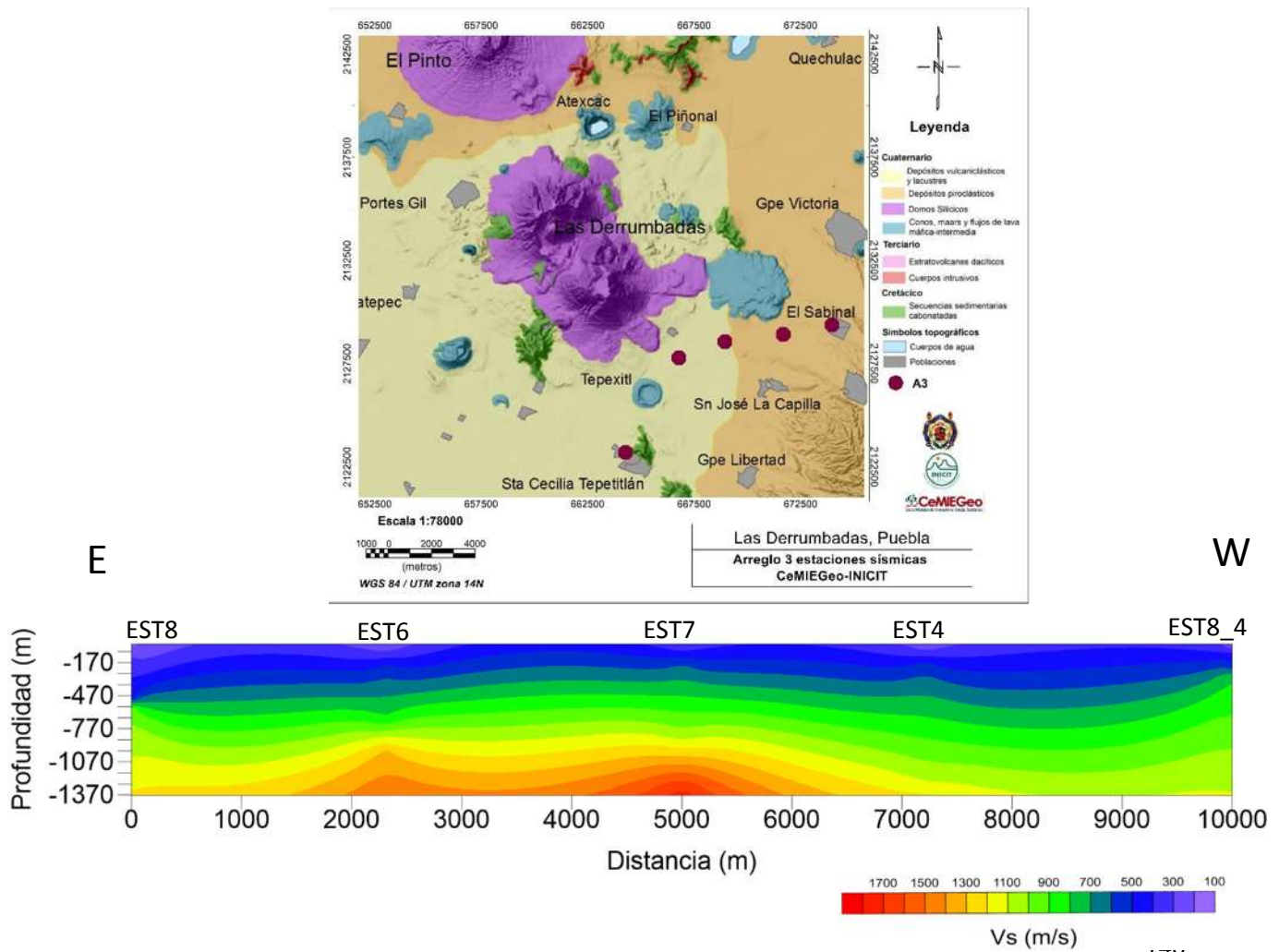


Figura 83. Gráfica que muestra los modelos de inversión calculados para los sitios del A3 dentro de la zona de estudio.

En la sección de distribución de Vs obtenida no se aprecia una anomalía que pudiera estar asociada a alguna zona con un grado de alteración o fracturamiento característico, sin embargo, los cambios más significativos se aprecian hacia la población de San José de La Capilla, entre las EST6 y EST7 donde se aprecian con mayor claridad las zonas zona alta velocidad relativa y que puede estar ligado a la prescencia del basamento calcáreo en esta zona, el cual se encuentra a diferentes profundidades a lo largo del perfil que van de 900-1400m y con velocidades de entre 1200 y 1800m/s (Figura 84).

Finalmente se aprecia una zona de baja velocidad relativa de 100-800m/s en las cercanías de la EST8 del arreglo 4 (EST8_4) al Sur de los domos y que presenta un espesor aproximado de 500m desde la superficie del terreno, y que aquí asociamos al espesor de la cubierta de depósitos no consolidados del Domo Sur.



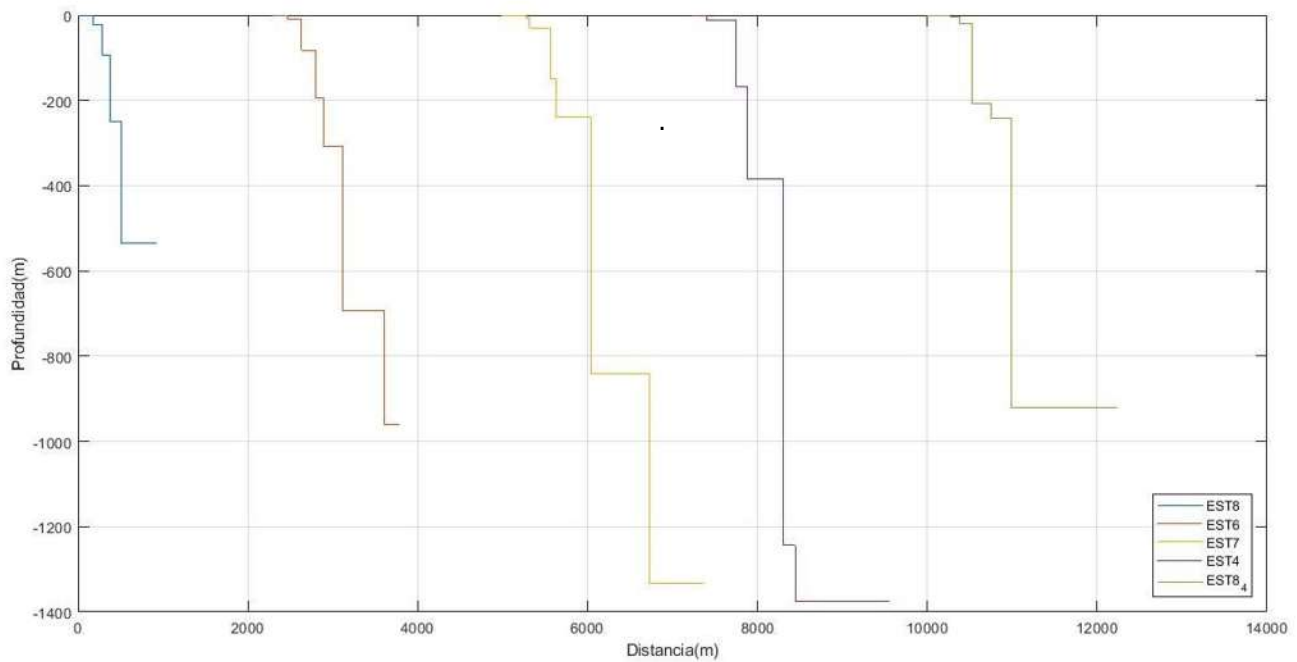


Figura 84. Mapa de localización del A3, estructuras de velocidades y sección de Vs calculada para este arreglo, y que muestra las anomalías de velocidad de onda de corte.

Finalmente, para el A4 se obtuvieron frecuencias fundamentales de 0.2-3Hz en la zona de estudio (Figura 85).

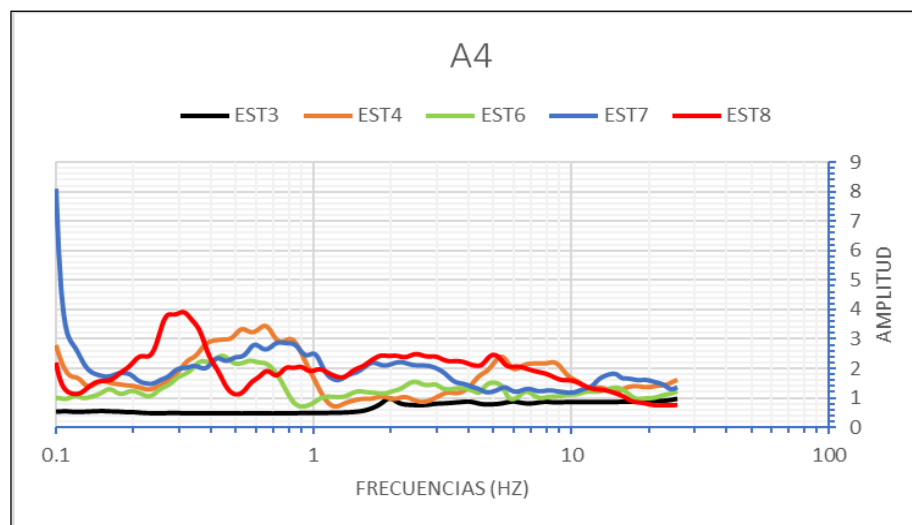


Figura 85. Gráfica que muestra las frecuencias fundamentales para los sitios del A4 dentro de la zona de estudio. Nótese todos los picos de cada gráfica lo que hace relativamente difícil localizar la frecuencia fundamental, esto debido a la dispersión de energía en cada sitio.

Los modelos de inversión calculados para este arreglo muestran profundidades de exploración de entre 407m y 1182m presentando un máximo de cinco discontinuidades asociadas secuencias geológicas definidas en la figura siguiente (Figura 86).

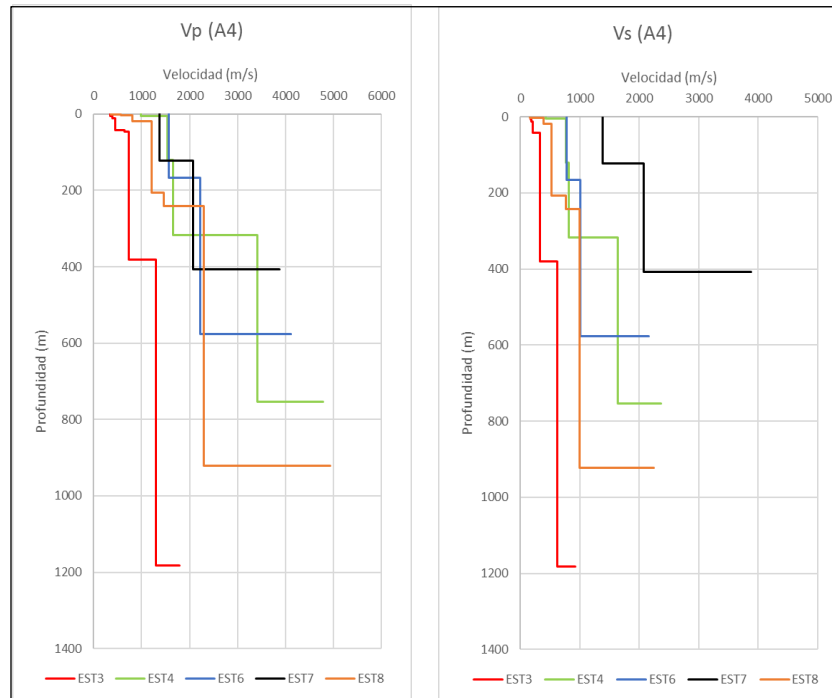


Figura 86. Gráfica que muestra los modelos de inversión calculadas para los sitios del A4 dentro de la zona de estudio.

En la sección obtenida de distribución de Vs se aprecia una gran similitud con el del A3. En la porción SE perfil, entre las EST3 y EST8 se observa claramente una anomalía de baja velocidad sísmica con valores de 150-700 m/s. Estos valores se prolongan desde la superficie hasta una profundidad de cerca de 1200m por debajo de la EST3. Esta anomalía va perdiendo espesor hacia el NW, justo debajo de la EST8 donde se vuelve superficial hasta alcanzar un espesor aproximado de 200m al cual se mantiene hasta la EST7, aproximadamente a la mitad de los domos.

Finalmente, a partir de la EST7 se observan anomalías de alta velocidad, las cuales presentan continuidad lateral y van incrementándose tanto en espesor como en intensidad hacia al NW, en las inmediaciones del poblado de Portes Gil (Figura 87).

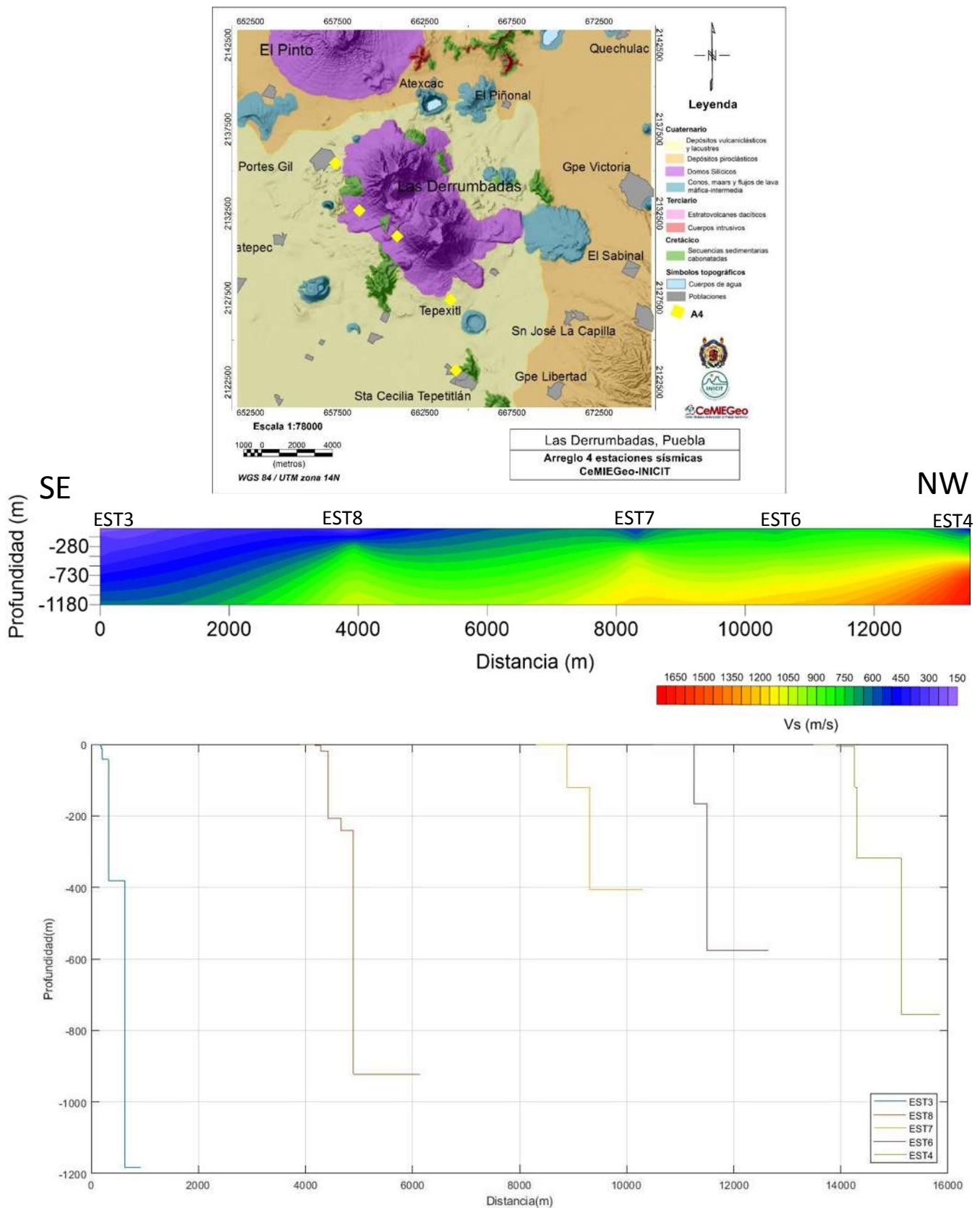
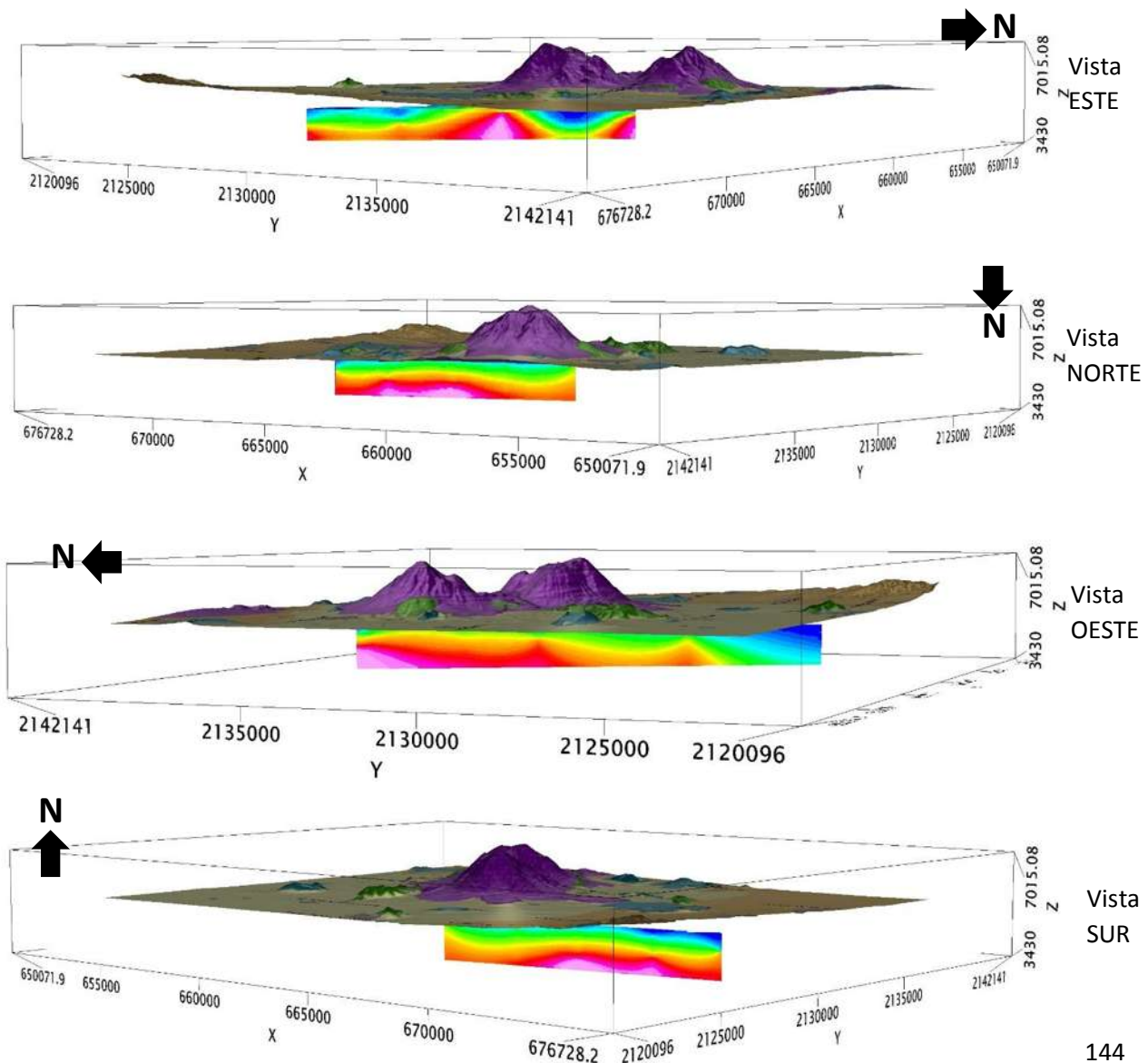


Figura 87. Mapa de localización del A4, estructuras de velocidades y sección de Vs calculada para este arreglo, y que muestra las anomalías de velocidad de onda de corte.

XIII.III.II. Modelo 3D de propagación de Vs.

El modelo 3D de la propagación de las velocidades de ondas de corte muestra zonas de anomalías positivas desde los 700-800m de profundidad a excepción de la sección correspondiente al A1 que pueden deberse a las secuencias carbonatadas de las formaciones sedimentarias en el área.

Las anomalías de baja velocidad más importantes se sitúan al NE, SW y S de lo domos que pueden corresponder a la poca consolidación de los paquetes vulcano-sedimentarios dentro de la zona de estudio (Figura 88).



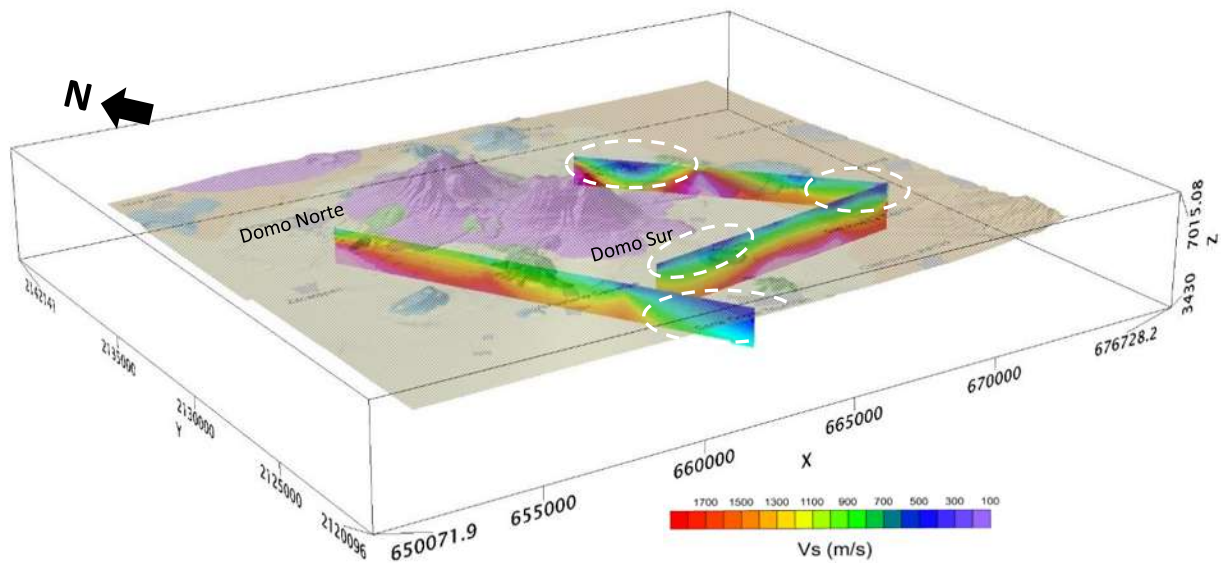


Figura 88. Vistas del modelo 3D de las secciones de velocidad de onda de corte donde se muestra la propagación de valores de Vs, de los cuales las de interés geotérmico podrían ser las anomalías negativas ubicadas al NE, SW y S de los domos (círculos blancos punteados).

XIII.III.III. Modelo 3D integrado de propagación de Vs e inversión de la susceptibilidad magnética.

El modelo integrado muestra cierto desfase de profundidad de las secciones de distribución de Vs en comparación de los cuerpos de alta susceptibilidad magnética, esto debido a que las primeras llegaron a una profundidad máxima de 1400m, mientras que para los cuerpos de alta susceptibilidad se calcularon profundidades que rondan valores máximos de 3000m. Aun así, podemos interpretar en base a las anomalías magnéticas y de Vs en la periferia de los Domos de Las Derrumbadas, como una zona donde se localizan cuerpos intrusivos en la porción NE y zonas de baja velocidad de onda de corte al NE, SW y S de los Domos volcánicos dentro en la zona de estudio (Figura 89).

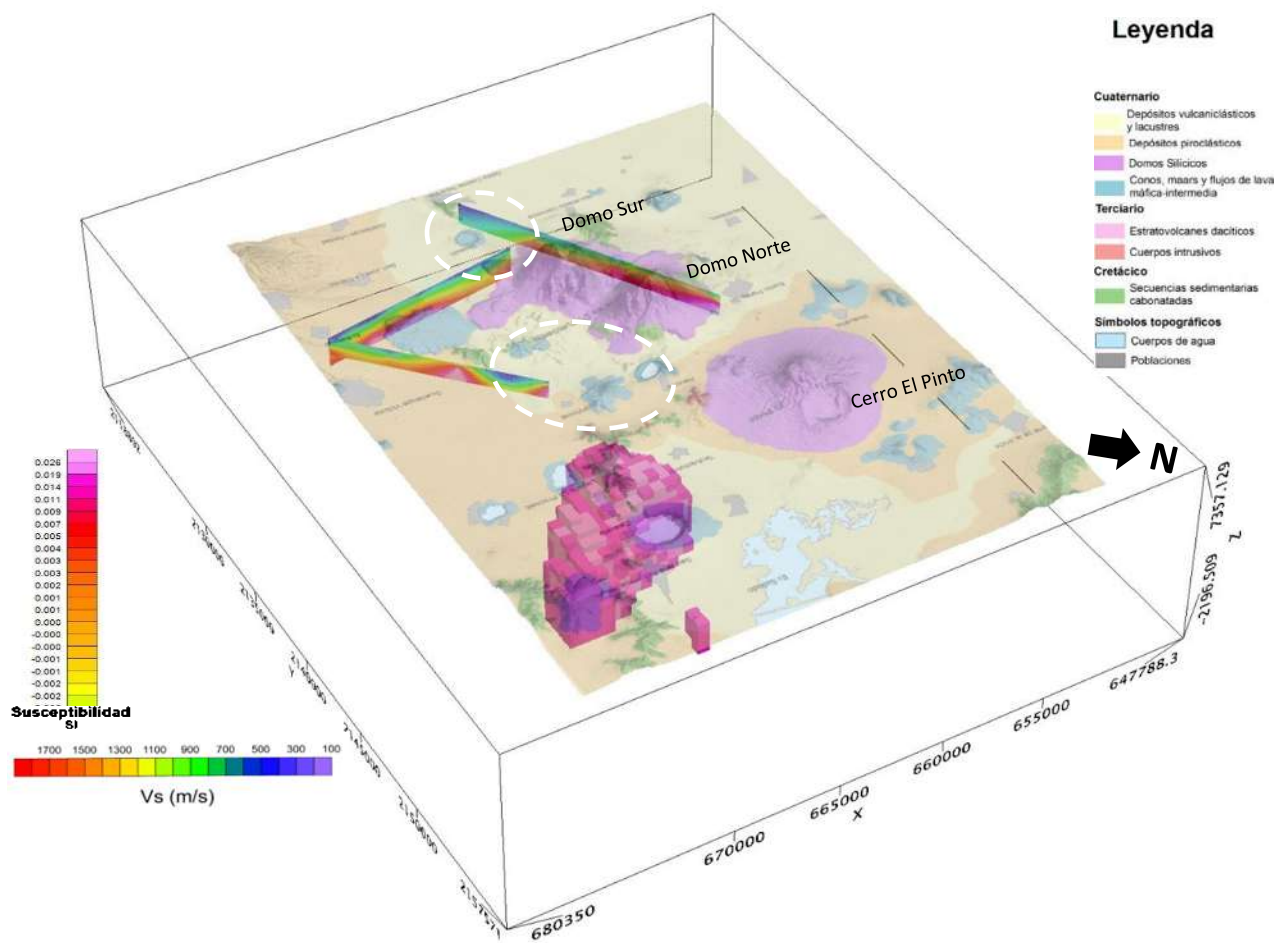


Figura 89. Modelo integrado 3D de inversión de la susceptibilidad magnética con las secciones de propagación de velocidades de onda de corte en el complejo dómico Las Derrumbadas, donde se aprecian las zonas de interés geotérmico (círculos punteados).

XIV. CONCLUSIONES Y DISCUSIONES.

XIV.I. Magnetometría.

- Los mapas de intensidad magnética terrestre y gradientes magnéticos totales muestran cuatro principales anomalías semicirculares de ~1.5-5km de diámetro dentro de la zona de estudio. La anomalía A denominada como “El Piñonal” corresponde posiblemente al conducto del centro volcánico del mismo nombre y para el cual se estimaron profundidades de emplazamiento mínimas de 0.8km y máximas de 3km, infiriéndose con esto dimensiones aproximadas para el cuerpo de 0.8km de ancho x 2.2km de largo (espesor) según los resultados obtenidos con los métodos de inversión semi-empírica y directa.
- La anomalía B, denominada como “La Preciosa”, corresponde posiblemente a cuerpos intrusivos de composición granodiorítica que metamorfiza a las secuencias sedimentarias de la Formación A Nueva en este sitio. Estos cuerpos podrían estar emplazados entre ~1-3km con dimensiones aproximadas de 1km de ancho x 2km de largo (espesor).
- La anomalía C, denominada como “Alchichica” presenta dimensiones aproximadas de 2km de diámetro. Esta anomalía se asocia al conducto de este aparato volcánico emplazado entre ~0.4-2km, una geometría tabular e inclinación hacia el SW según los resultados de las técnicas de inversión semi-empírica.
- La anomalía D, denominada como La “Mesa” presenta un diámetro aproximado de 1.5km. Esta anomalía está asociada al conducto volcánico o dique que permitió el extravasamiento de los derrames lávicos localizados en ese sitio. Los resultados obtenidos con los métodos de inversión arrojan estimaciones de profundidades para este cuerpo de entre ~0.4-1.5km, con inclinación aparente hacia el NE y con geometría tabular concordante con la cartografía de un dique en esta zona.

- Se identificaron cuatro lineamientos de gradientes magnéticos totales, dos de orientación NNW-SSE y dos NE-SW. Los primeros, de aproximadamente 11 km de longitud se asocian a estructuras regionales que permitieron el emplazamiento de los domos de las Derrumbadas y el Cerro El Pinto y al extravasamiento de los productos de cráter Quechulac, al E de la laguna La Preciosa.
- Los lineamientos de orientación NE-SW se asocian a la existencia de una falla lateral cartografiada en las calizas del cerro La Ventana, al SW de los domos y que cruza por el centro de estos y, que parece continuar hacia el NE hasta el cráter Quechulac donde se intersecta con una de las estructuras de orientación NNW-SSE.

XIV.II. Ruido sísmico.

- Los resultados del registro de ruido sísmico del primer muestreo arrojan frecuencias fundamentales de 0.25-4.2 Hz alcanzando una profundidad de exploración de entre ~31-1319m e identificándose tres principales discontinuidades asociadas a secuencias geológicas, la mayoría de ellas corresponden a la cubierta sedimentaria de la zona.
- Los resultados del muestro en arreglos lineales muestran frecuencias fundamentales de 0.28-4.2Hz, alcanzando profundidades de exploración de ~48-1400m, con un máximo de seis discontinuidades características con diferente propagación de velocidad de onda de corte y diferente grado de compactación.
- Lo anterior se interpreta como una zona donde los depósitos presentan una relativa homogeneidad respecto al espesor de los mismos, ya que en ambas campañas los resultados son similares.
- La sección de propagaqción de Vs obtenida para el A1 muestra una zona de muy altos valores de velocidad de onda de corte, localizada en las cercanías de un cuerpo de calizas, al NE de los domos de Las Derrumbadas y, que se

correlaciona con esta unidad rocosa a profundidad. Se aprecia de manera clara la existencia de una anomalía de baja velocidad en las cercanías de la EST3, que se asemeja geométricamente a una especie de cono invertido y que está ligada al posible fracturamiento y/o alteración o poca consolidación de las unidades litológicas en esa zona.

- La sección calculada para el A3 muestra una zona de alta velocidad relativa a profundidades mayores de 1km y que se extiende lateralmente al SW, hasta la EST4 donde parece profundizarse, y que aquí asociamos al basamento calcáreo en esa zona. Se aprecia de igual manera una secuencia estratificada de anomalías de baja velocidad que se hace más potente al S de los domos y que se asocia al espesor de los depósitos del domo sur.
- Finalmente, la sección Vs obtenida para el A4 muestra una zona de altos valores de Vs relativas localizadas a aproximadamente 500m de profundidad en las cercanías de la EST4, en el poblado de Portes Gil, la cual se va profundizando al S de los domos. Esta anomalía aquí la interpretamos como evidencia del basamento calcáreo ligeramente inclinado al S. Se aprecia de igual manera una anomalía de baja velocidad que comienza desde el domo sur y se va profundizando al S hasta el poblado de Santa Cecilia, la cual se interpreta como el espesor de los depósitos asociados al domo sur.

La zona geotérmica de Las Derrumbadas presenta magmatismo tanto de composición ácida como básica con edades relativamente muy jóvenes que van desde el Pleistoceno (~1.076 M.a) (CeMIEGeo P-17, 2017) con emplazamientos de derrames de lava basálticos y cuerpos intrusivos de composición intermedia a ácida, subyacidas por secuencias sedimentarias carbonatadas formadas desde el Cretácico inferior; así como también aparatos volcánicos monogenéticos con edades de menores a 170 k.a, pertenecientes al Pleistoceno Medio (CeMIEGeo P-17, 2017) (anillos piroclásticos, conos monogenéticos y derrames de lava).

En este sentido recientemente se ha calculado que los domos de Las Derrumbadas de composición ácida presentan edades menores a 10 k.a (CeMIEGeo P-17, 2017),

lo cual da pauta a la existencia de cuerpos magmáticos en proceso de enfriamiento, aunado a la recarga de agua desde las zonas altas. Todo esto hace a la zona factible para la existencia de un yacimiento geotérmico a profundidad.

Mediante los levantamientos magnéticos terrestres realizados se delimitaron las dimensiones de tres cuerpos intrusivos al NE de los domos de Las Derrumbadas emplazados debajo de las calizas de la formación Agua Nueva, el cono monogenético El Piñonal y en las cercanías de las lagunas Atexcac y La Preciosa.

Estos cuerpos geológicos se estimaron a profundidades variables que van desde ~0.4km a 3km.

Los resultados concuerdan en parte por lo expuesto por García-Velázquez y Palacios-Hartweg, (1990), que mencionan la presencia de una anomalía magnética en la porción NE de los domos de Las Derrumbadas y que corresponde a un cuerpo emplazado a 2km.

Se identificaron de igual manera cuatro lineamientos por gradientes magnéticos totales (Señal Analítica) y que asociamos a estructuras cubiertas por los sedimentos vulcano-sedimentarios, lineamientos que no son evidenciados en el estudio de los autores mencionados anteriormente.

En el caso del estudio de ruido sísmico ambiental, para la localización de zonas de baja velocidad relativa, los resultados obtenidos muestran que éstas se localizan al NE, SW y S de los domos, resultado muy concordante a lo encontrado por los autores anteriores, los cuales ubican la zona de anomalías negativas de resistividad eléctrica en la parte Centro-NE de los domos.

Se encontró que, de manera general las zonas de altos valores de Vs se localizan a profundidades mayores de 0.8km y se asocian al basamento calcáreo en la zona de estudio.

De acuerdo a los resultados mostrados, una de las grandes ventajas de estos métodos geofísicos es que se pudieron obtener buenas correlaciones entre ambos

resultados mediante el cual se pudieron definir las estructuras más profundas, así como las relativamente superficiales.

La aplicación de ambos métodos permitió interpretar espacialmente con base a distribución de anomalías de alta susceptibilidad magnética y bajas velocidades de onda de corte, la posible fuente de calor del sistema, así como las zonas de mayor fracturamiento/alteración como posible ascenso/circulación de fluidos. De esta manera las zonas de interés geotérmico parecen estar al SW y NE de los domos de las Derrumbadas; en la primera se prolonga una zona de baja velocidad en dirección S, y en la segunda aparece una zona de baja velocidad en las cercanías del Cerro El Piñonal, donde también se aprecia un cuerpo de alta susceptibilidad magnética asociado al conducto de este aparato volcánico que puede estar actuando como fuente de calor del sistema geotérmico.

En este caso, la magnetometría y el registro de ruido sísmico ambiental o microtemores, resultaron herramientas muy útiles para los trabajos de exploración geotérmica en esta zona en cuanto a la identificación de variaciones espaciales de susceptibilidad magnética y velocidad de onda de corte. Una de las ventajas de estas metodologías es que no se tiene que alterar el medio que se desea estudiar, ni tampoco se tiene que usar fuentes mecánicas, ni explosivos y menos esperar sismos para poder conocer el medio en donde se propagan los frentes de ondas.

Una cuestión a considerar, es conocer *a priori* el sitio que se estudiará, como las dimensiones y la geología superficial del área, así como tener presente las estructuras geológicas que se están buscando en la exploración para poder definir las longitudes de onda que se requieren, y en función de esto, determinar qué tipo muestreo y arreglo instrumental se requiere.

Se recomienda realizar perfiles de propagación de Vs de mayor longitud en las cercanías de los cuerpos magnéticos encontrados e integrarlos en un modelado 2D de las anomalías magnéticas para así obtener un modelo geológico-geofísico más cercano a la realidad de la zona geotérmica.

XV. REFERENCIAS.

- Aguirre-González J., (2003). Aplicación de observación de arreglos de microtemores a estudios geotécnicos mediante el método SPAC. Reporte Instituto de Ingeniería, UNAM Julio, 2001.
- Akamatsu, K. (1961). On microseisms in frequency range from 1 c/s to 200 c/s. En: Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. Vol. 39. p. 23-75.
- Aki, K. (1998). Local effects on ground motion. En: Earthquake Engineering and Soil Dynamics II – Recent Advances in Ground Motion Evaluation (jun. 27– 30). Geotechnical Special Publication. Utah, EEUU p. 103 – 155.
- Aki, K. (1957), Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtemores, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 415-456.
- Alaniz-Álvarez S. A., Nieto-Samaniego, Á. F. (2005) El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. Boletín de la Sociedad. Geológica Mexicana Vol. 57, No. 1, Volumen Conmemorativo del Centenario: Grandes Fronteras Tectónicas de México, pp. 65-82.
- Alatorre-Zamora, M.A., Rosas-Elguera, J., Pérez-Rodríguez, G., Campos-Enríquez, J.O. (2012). Contribución de la Deconvolución de Euler y la señal analítica en 3D al análisis de riesgos por fallas en el graben de Valle de Banderas. Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal Sistema de Información Científica, Volumen 10, 1-31
- Alberti-M, H.G. (2012). Generación de un mapa de basamento de la cuenca Barinas-Apure de Venezuela a partir de datos gravimétricos y magnéticos de

origen satelital. Trabajo especial de Grado. Universidad Central de Venezuela Caracas, Venezuela.

- Alcala, R. A., Escolero, F. O., 2004. Interacción lago-acuífero, caso: La laguna de Alchichica, Edo. de Puebla. GEOS Unión Geofísica Mexicana AC, Vol. 24, No. 2, p. 124
- Asten, M. W., Henstridge, J.D., 1984. Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance for sedimentary basins. Geophysics 49 (11), 1828 – 1837.
- Asten, M.W., 1978. Geological control of the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. Bulletin of the Seismological Society of America 68 (6), 1623 – 1636.
- Ayala, C., y Rey, C., (2009). Establecimiento de bases metodológicas para la obtención de cartografía gravimétrica 1:50.000. Aplicación a la modelización 2D y 3D en varias zonas de la Península Ibérica. Capítulo 6 Modelización 2D y 3D
- Bard, P. (1998). Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?. The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds), 1251-1279.
- Bevan, W., 2006. Understand Magnetic Maps. Geosight. Virginia, pp 74.
- Bigurra Pimentel, E., 1985. Estudio Eléctrico Resistivo de Las Derrumbadas, Pue., Morelia, Mich., CFE. (Inédito).
- Blakely, R.J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, pp 441.

- Bonnefoy-Claudet, S., Köhler, A., Cornou, C., Wathelet, M., Bard, P.-Y., 2008. Effects of Love waves on microtremor H/V ratio. Bull. Seismol. Soc. Am. 98 (1), 288–300. <http://dx.doi.org/10.1785/0120070063>.
- Borchardt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motions near San Francisco Bay. En: Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 60 p. 29 – 61.
- Borchardt, R. D. and G. Glassmoyer (1994). Influences of local geology on strong and weak motions in the San Francisco Bay region, California, and their implications for site response code provisions, en The Loma Prieta Earthquake of October 17, 1989 – Strong Ground Motion. R. D. Borchardt, Edit. U. S. Geological Survey Professional Paper No. 1551-A p. A77-A108.
- Borchardt, R. D. (1994). Simplified site classes and empirical amplification factors for site-dependant code provisions. En: Proc. of the 1992. nceer/seaoc/bssc workshop on site response during earthquakes and seismic code provisions. g. r. Martin, Edit. University of Southern California. Los Angeles. Nov. 18-20.1992. NCEER 94-SP01. Buffalo, NY.
- Candela-Medel, R., Navarro-Bernal, M., García-Jerez, A. (2016). Cálculo e Interpretación del Cociente espectral H/V a lo largo del perfil Venta Pampanico-Guardias Viejas (AL-03, Campo de Dalías, Almería).
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., and Lozano V., L., 1997. Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, Central Mexico. Geological Society of America Map and Chart Series MCH 081, 10 p. Incluye texto sobre la Estratigrafía e Historia Volcánica.

- Carrasco-Núñez, G., McCurry, M., Branney, M.J., Norry, M., Willcox, C., 2012. Complex magma mixing, mingling, and withdrawal associated with an intraplinian ignimbrite eruption at a large silicic caldera volcano: Los Hornos of central Mexico. Geological Society of America Bulletin, 124, 11-12, 1793-1809. doi: 10.1130/B30501.1. FI=4.494
- Chávez-García, F. J., F. J. Sánchez-Sesma, M. Campillo y P. I. Bard (1994), El terremoto de Michoacán de septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio, Física de la Tierra, G. Madrid, España pp.157-200.
- Chávez-García, F. J., and J. Cuenca (1998), "Site Effects and Microzonation in Acapulco", Earthquake Spectra 14, pp. 75-93.
- Chávez-García, F.J., Rodríguez M., Stephenson W.R., (2005). An Alternative approach to the SPAC analysis of microtremors; Exploring stationary of noise, Bull. Seismol. Soc. Am., 95, 277-293
- Chávez-García, F. J., Rodríguez, M., & Stephenson, W. R. (2006). Subsoil structure using SPAC measurements along a line. Bulletin of the Seismological Society of America, 96(2), 729-736.
- Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki, (2008). Assessing the applicability of the spatial autocorrelation method: A theoretical approach, J. Geophys. Res. 113, B06307, doi:10.1029/2007JB005245.
- Clark, D.A., 1997. Magnetic Properties of rocks and minerals. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, pp. 17(2). pp, 83-103.
- Clemente-Chávez, A., Zúñiga, F. R., Lermo, J., Figueroa-Soto A., Valdés, C., Montiel, M., Chavez, O., Arroyo, M. (2014). On the behavior of site effects in

central Mexico (the Mexican Volcanic Belt – MVB), based on records of shallow earthquakes that occurred in the zone between 1998 and 2011. *Natural Hazards and Earth System Science*, Volumen 14, 1391–1406.

- Cárdenas-Contreras, A., Acosta-Chady, J. C., Arias, J. A., 2010 Fuente de parámetros imagen de la anomalía magnética en el sector Punta Gigante, de la Bahía de Cartagena. Universidad Distrital Francisco José de Caldas. Colombia.
- Cedillo-Rodríguez, F., 1984. Estudio Geohidrológico en el área Los Humeros-Las Derrumbadas. Morelia, Mich., CFE. Resumen inédito, pp 69-71.
- Cortés-Guerrero, P.P. 2014. Ubicación espacial y estimación de la profundidad de anomalías gravimétricas mediante la señal analítica y las componentes tensoriales del campo gravitacional. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería. División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra. Departamento de Ingeniería Geofísica. Tesis de Licenciatura.
- Cuadra Monreal, Pilar Elena. (2007) Aplicación de técnicas de vibraciones ambientales: Análisis de microtemores y vibraciones naturales, para la caracterización de sitio. Trabajo especial de grado. Universidad Simón Bolívar.
- Daza-García, F. B., 2014. Caracterización geofísica del área sureste de la cuenca de Maracaibo, mediante la adquisición de ruido sísmico ambiental utilizando el método de Nakamura. Universidad Central de Venezuela. Trabajo especial de grado.
- Dean, W. C., 1958, Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation: *Geophysics*, 23, 97–127.

- Domingo-Rosales, C., Vidal-Safor, E. y Veliz-Castillo, O. 2010. Levantamiento geomagnético cerro Merihill-Radio Observatorio de Jicamarca. Instituto Geofísico del Perú. Área de Geomagnetismo.
- Dravinski, M., T. K. Mossesian, H. Kagami, and H. Esharagi (1991). Predominant motion of the Los Angeles sedimentary basin. En: Eng. Anal. Boundary Elements. Vol. 8. No. 4 p. 206-214.
- Escorza-Reyes, M. (2010). Magnetometría de la Isla Socorro, archipiélago de las Revillagigedo. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). México, DF.
- España-Bernardino, J. M. 2017. Análisis Aeromagnético del complejo dómico “Las Derrumbadas”, en el estado de Puebla. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. Posgrado en Geociencias Aplicadas. Tesis de Maestría
- Ferrari et al., Orozco Esquivel, Teresa, Manea, vlad constantin, Manea, Marina 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. Tectonophysics. Vol 522-523. Pag. 122-149
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., and Carrasco-Núñez, G., 1999. Spacetime patterns of Cenozoic arc volcanism in Central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. Geology, 27 (4), 303-306
- Ferriz, H., and Mahood, G., 1984, Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico: Journal of Geophysical Research, v. 89, B10, p. 8511–8524, doi:10.1029/JB089iB10p08511.

- Field, E. H., (1994), Earthquake Site Response Estimation. Ph.D. thesis, Columbia University E.U.A.
- Field, E. H and K. H. Jacob (1990). Using microtremors to assess potential site response: a case study in Glushing Meadows, New York City. En: Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 89 No. 6. p.1456-1480.
- Field, E. H and K. H. Jacob (1995). A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are not reference site dependant. En: Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 85. p. 1127-1143.
- Flores-Estrella, H., Aguirre González, J. 2003. SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City. Geofísica Internacional 42 (2), 227 – 236.
- Flores-Estrella, H. (2004). Método SPAC: Una alternativa para la estimación de modelos de velocidades en el Valle de México. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Foti, S. (2000). Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves. Ph.D. thesis, Politecnico di Torino, Torino, Italy.
- Foulger, G. (1982). Geothermal exploration and reservoir monitoring using earthquakes and the passive seismic method. Geothermics, Volumen 11, 259-268.

- Gabriels, P., Snieder, R., & Nolet, G. (1987). In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode rayleigh waves. *Geophysical Prospecting*, 35, 187-196.
- Gálvez, C. (2012). Microzonificación sísmica en los sectores de Lampa y Batuco, Región Metropolitana, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Galindo-Guerra, G. F., 2010. Aplicación de la técnica SPAC en la ciudad de Xalapa. Universidad Veracruzana, Facultad de Ingeniería Civil. Tesis de Licenciatura.
- García-Jerez, A., Luzón, F., Navarro, M., Pérez-Ruiz, A., 2008. Determination of elastic properties of shallow sedimentary deposits applying a spatial autocorrelation method. *Geomorphology* 93(1-2):74-88
- García-Velázquez, H., y Palacios-Hartweg, L. H. (1990). Estudio geofísico del Proyecto Geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería. México, DF.
- Geometrics, Inc., 1995. G_856 memori.magtm, proton precession magnetometer, manual del operador.
- Giraldo, V., A. Alfaro, L.G. Pujades J.A. Canas (1999). Estimación de efectos locales con movimientos sísmicos y microtemblores. Monografías de Ingeniería Sísmica. A.H. Barbat, Editor. Monografía CIMNE IS-36, Barcelona. 77p
- Gómez-Cortes, J.J., (2014). Prospección magnetométrica del campo geotérmico de Araró, Zinapécuaro Michoacán. Tesis de Licenciatura. Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro.

- Gómez-Martínez, G. M. (2008). Modelamiento de reservorios magmáticos del Volcán Azufra (Departamento de Nariño), a partir de anomalías de campos potenciales. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias, Bogotá, Colombia.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L. (2005) Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario.
- González-Partida, E., González-Ruiz, L. E., 2016. Apuntes de Geología de la Geotermia (Material didáctico). GEOMINCO.
- González, W., 2006. Compilación de datos magnéticos en el norte de Venezuela y el Caribe y un estudio de prueba en el Graben de Espino. Trabajo especial de grado.
- Gutenberg, B., 1958. Microseisms. Advances in Geophysics 5, 53 – 92 Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- Gutierrez. C., S. K. Shingh (1992), A site effect study in Acapulco Guerrero, Mexico: A comparison of results from strong motion and microtremor data. Bulletin of the Seismological Society of America. 82, pp.642-659
- Havskov, Jens, Alguacil, Gerardo (2010) Instrumentation in Earthquake Seismology. Springer. pp 77- 85.
- Henderson, R. G., and I. Zietz, 1949, The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields: Geophysics, 14, 508–516.
- Herrmann, R. (1994). Computer programs in seismology, St Louis University.

- Henstrindge D. J. (1979). A signal processing method for circular arrays, Geophysics 44, 179-184.
- Horike, M. (1985), Inversion of Phase Velocity of Long-Period Microtremors to the S-wave Velocity Structure down to the basement in urbanized areas, J.Phys.Earth, 33 pp. 59-96.
- Horike, M. (1993), Studies on microtremors. Resumen en ingles En: Jour. Seism.Soc. Japan, Vol. 64. p. 343-350.
- Huang HC and Wu ST (1998). Site effect evaluation in the Yun-Chia-Nan area, Taiwan using H/V ratio. The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, IrikuraK, KudoK. OkadaH, Sasatani T (eds). Vol. 2. A.A. Balkema: Rotterdam pp. 681–688.
- Humire Guarachi, F. (2013) Aplicación de métodos geofísicos basados en ondas superficiales para la caracterización sísmica de suelos. Aplicación a la microzonificación sísmica del norte y poniente de Santiago de Chile. Trabajo especial de postgrado. Pontificia Universidad católica de Chile.
- Jaramillo, A., Piña, J., Aguilar, R. (2012). Aplicación del método de cocientes espectrales para la reconfiguración detallada del mapa de Isoperiodos en la cuenca del valle de México. Sociedad Mexicana de Ingeniería Geotécnica,
- A.C. XXVI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica.
- Keating, P., y Sailhac, P. (2004). Use of the analytic signal to identify magnetic anomalies due to kimberlite pipes. Society of Exploration Geophysicists, Volumen 69, 180–190.

- Landa-Piedra, L. 2016. Estudio geoquímico, petrográfico detallado y Microanálisis químico del magmatismo silíceo de la Cuenca serdán-oriental, Puebla. Universidad Autónoma de Guerrero. Unidad Académica de Ciencias de la Tierra. Tesis de Licenciatura.
- Kanai, K and Tanaka T. (1954), Measurement of microtremor. En: Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. Vol. 32. p. 199 –209.
- Kanai, K. (1957), The requisite conditions for the predominant vibration of ground. En : Bulletin of the earthquake research institute, Vol 35. Universidad de Tokyo. p. 457-470.
- Kanai, K. & T. Tanaka. (1961), On Microtremors VIII. En: Bulletin of the Earthquakes Research Institute, Vol. 39, University of Tokyo. p. 97-114.
- Kagami, H., C, Martin, G. Liang, And Y. Otah. (1982), Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effects upon seismic Wave amplification due to the extremely Deep Soil Deposits. En: Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 72. p. 987-998.
- Konno, K., Ohmachi, T., 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. Bull. Seismol. Soc. Am. 88 (1), 228–241.
- Kramer, S. (1996) Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice Hall, Inc., Upper Saddle River, NJ.
- Lacoss, R. T., E. J. Kelly, and M.N. Toksoz (1969), “Estimation of seismic noise structure using arrays”. Geophysics 34. 21-38.

- Lermo, J., M. Rodriguez and S. K. Shing (1998), Natural Period of sites in the Valley of Mexico from Micro Tremor Measurements and Strong Motion Data. *Earthquake Spectra*, 4, pp.805-814.
- Lermo, J., Antayhua, Y., Bernal, I., Venegas, S., Arredondo, J. (2004) Monitoreo sísmico en la zona geotérmica de Acoculco, Pue., México. *Geotermia*, Vol. 22, 40-58.
- Lermo, J., & Chávez-García, F. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, 1574–1594.
- Lermo, J., Antayhua, Y., Quintanar, L. y Lorenzo, C., 2008. Estudio sismológico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Parte I: Sismicidad, mecanismos de fuente y distribución de esfuerzos. *Revista de Geotermia* Vol. 21, No. 1, p. 27
- Leyton, F., Sepúlveda, S., Astroza, M., Rebolledo, S., González, L., Ruiz, S., Foncea, C., Herrera M., & Lavado, J. (2010). Zonificación Sísmica de la Cuenca de Santiago, Chile. *Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica*. Santiago, Chile.
- Li Y, Oldenburg DW (1996) 3D inversion of magnetic data. *Geophysics* 61:394–408
- López-Ramos, E. 1979, *Geología de México (Geology of Mexico)*, 2da Edition, v. III: México, D.F., 454 p. (Published by the autor).
- Martini M., Ferrari L., López-Martínez M., Cerca-Martínez M., Valencia V., Serrano-Duran L., 2009. Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide

deformation in south-western Mexico: no role for terrane accretion. Geological Society of America Memoir "Backbone of the Americas, p. 151-182.

- Milana G., Barba S., Del Pezzo E., Zambonelli E. (1996). Site response from ambient noise measurements: New perspectives from an array study in central Italy, Bulletin of the Seismological Society of America, 86-2, 320-328.
- Milligan, P. R., and Gun, P. J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics 17, 63-75
- Milson, J.J. 2003. The Geological Field Guide John Wiley & Sons. Inglaterra, pp, 52-53.
- Mohammadzadeh-Moghaddam., M., Mirzaei, S., Nouraliee, J., Porkhial, S. (2016). Integrated magnetic and gravity surveys for geothermal exploration in Central Iran. Arabian Journal of Geosciences. 1-12.
- MacLeod, I. N., Jones, K., & Dai, T. F. (1993). 3-D Analytic Signal in the Interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. Exploration Geophysics, 24, 679-688
- MacLeod, N. y Ellis, G. (2013). Magnetic Vector Inversion, a simple approach to the challenge of varying direction of rock magnetization. 23rd International Geophysical Conference and Exhibition.
- Matsuoka, T., N. Umezawa, and H. Makishima (1996). Experimental studies on the applicability of the spatial autocorrelation method for estimation of geological structures using microtremores, BUTSURI-TANSA 49. 26-41 (in Japanese whit English abstract).

- Matsushima, T. H. Okada and S. Ling (1996). Determination of deep geological structures under urban areas, BUTSURI-TANSA 43, 21-33.
- Morikawa, H., K. Toki, S. Sawada, J. Akamatsu, K. Miyacoshi, J. Ejiri and D. Nakayima, (1998), Detection of dispersion curves from microseisms observed at two sites. The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds.), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp 719-724.
- Morikawa, H., Sawada, S. & Akamatsu, J. (2004). A method to estimate phase velocities of Rayleigh waves using microseism simultaneously observed at two sites, Bulletin of the Seismological Society of America, 94, 961–976.
- Nabighian, M. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section — Its properties and use for automated anomaly interpretation: Geophysics, 37, pp 507–517.
- Nabighian, M. N., 2005. Historical development of the gravity method in exploration. Geophysics, 70, 63ND-89ND, doi: 10.1190/1.215.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground Surface. WR of R.T.T., 30 – 1.
- Nakamura, Y., 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering. New Zealand: Auckland.
- Nogoshi, M., & Igarashi, T. (1970). On the propagation characteristics of microtremors. J. Seism. Soc. Japan, 23, 264-280.

- Nolet, G. (1981). Linearized inversion of (teleseismic) data. In R. Cassinis (Ed.), *The Solution of the Inverse Problem in Geophysical Interpretation* (pp. 9-37). New York: Plenum Press.
- Mushayandebvu, M. F., van Driel, P., Reid, A. B., and Fairhead, J. D., 2001, Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution: *Geophysics*, 66, 814–823.
- Ohmachi, T. and Umezono, T. (1998), Rate of Rayleigh waves in microtremors. *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Yokohama, Japan, pp. 587 – 592.
- Ohta, Y. H., Kagami, N. Goto and K. Kudo. (1978), Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering, Part I: Comparison with long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquake of 1968. *En: Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 68. p. 767-79.
- Okada,H. (1998), Microtremors as an exploration method, *Geo-exploration handbook*, Soc. Of Exploration Geophysicists of Japan, 2,203-211.
- Okada,H., MatsushimaT., Moriya,T. And Sasatini,T. (1990), An exploration technique using longe period microtremors for determination of deep geological structure under urbanized areas ,*BUSURITANSA*, 43, 402-417(en japones con resumen en inglés)
- Okada, H. (2003). *The Microtremor Survey Method*, Geophysical Monographs Series, no.12. Published by Society of Exploration Geophysicists.

- Okada, H. (2006). Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC method. *Exploration Geophysics*, 37, 73-85.
- Pasten, C. (2007). Respuesta Sísmica de la Cuenca de Santiago. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, Mención Ingeniería Geotécnica. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Phillips, J. D., 2000, Locating magnetic contacts: A comparison of the horizontal gradient, analytic signal, and local wavenumber methods: 70th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 402–405.
- Pilz, M., Parolai, S., Picozzi, M., Wang, R., Leyton, F., Campos, J., & Zschau, J. (2010). Shear wave velocity model of the Santiago de Chile basin derived from ambient noise measurements: a comparison of proxies for seismic site conditions and amplification. *Geophysical Journal International*, 182(1), 355-367.
- Ponce-Villareal, A. P. (2008) Exploración de Recursos Geotérmicos del Volcán Azufra a partir de la Interpretación de Anomalías de Campos Potenciales. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias Bogotá, Colombia.
- Prado-morales, I. E. (2014). Estimación de una estructura tridimensional de velocidad de ondas y periodo fundamental en la ciudad de Coatzacoalcos, Veracruz. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de ingeniería. Tesis de licenciatura.
- Rix, G., & Leipski, E. (1991). Accuracy and Resolution of Surface Wave Inversion. En S. K. S. K. Bhatia (Ed.), *Recent advances in instrumentation*,

data acquisition and testing in soil dynamics (págs. 17-32). American Society of Civil Engineers.

- Romero-Ríos, F. (1985) Exploración en la zona geotérmica de Las Derrumbadas, Pue. Comisión Federal de Electricidad. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Subgerencia de estudios Geotérmicos. Departamento de Exploración. Informe 37/85.
- Rubio, F.M., y Ayala, C., (2009) Establecimiento de bases metodológicas para la obtención de cartografía gravimétrica 1:50.000. Aplicación a la modelización 2D y 3D en varias zonas de la Península Ibérica. Capítulo 5 revisión de los procedimientos y del software de cálculo y tratamiento de las anomalías gravimétricas.
- Ruiz-Sainz, 1978. P. Ruiz-Sainz Estudio radiométrico de las rocas ígneas y metamórficas del área Villa Juárez-Tlapacoyan, Estado de Veracruz. Inst. Mex. Petroleo, proyecto C 1007 (1978), pp. 1-28.
- Sánchez-Sesma, F. J., M. Rodríguez, U. Iturrarán-Viveros, A. Rodríguez-Castellanos, M. Suárez, M. Santoyo, A. García-Jerez and F. Luzón. 2010. Site effects assessment Using seismic noise, 9th International Workshop on Seismic Microzoning and Risk Reduction. February, 2010 Sumiya, Cuernavaca, México.
- Sato, T., H. Kawase, M. Matsui, and S. Kataoka (1991). "Array measurement of high frequency microtremors for underground structure estimation", in Proc. of the 4th International Conference on Seismic Zonation, Stanford, California, 25–29 August, Vol. 2, 409–416
- Sato, T., R. W. Graves, and P. G. Somerville (1999). "3-D finite-difference simulations of long-period strong motions in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake (MJ 5.1) and the great 1923 Kanto

earthquake (MS 8.2) in Japan”, Bull. Bulletin of the Seismological Society of America. 89, 579–607

- Scherbaum, F., Hinzen, K-G. & Ohrnberger, M. (2003). Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations, Geophys. J. Int, 2003, 152, 597-612.
- Seo, K. (1992), A joint work for measurements of microtremors in the Ashigara valley. En: Int. Symp. Effects of Surf. Geol. On Seismic Motion, Esg. Odawara, Japan, Vol. 2. p. 43-52.
- SGM, 2010. Carta magnética de campo total clave E14-B35 (Guadalupe Victoria, Puebla), escala 1:50000. <http://mapasims.sgm.gob.mx/CartasDisponibles/>
- SGM, 2010. Carta magnética de campo total clave E14-B45 (San Salvador El Seco, Puebla), escala 1:50000. <http://mapasims.sgm.gob.mx/CartasDisponibles/>
- SGM, 2013. Carta magnética de campo total reducido al polo clave E14-B35 (Guadalupe Victoria, Puebla), escala 1:50000. <http://mapasims.sgm.gob.mx/CartasDisponibles/>
- SGM, 2016. Base de datos de intensidad magnética residual.
- Siebe, C., R. Jhan y K. Stahr 1995. Manual para la descripción y evaluación ecológico de suelos en campo. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México. Institut fur Bodenkun de und Standortslhre, Universidad de Hohenheim, Alemania.

- Siebe C. Surendra. Verma. 1988 Major Element Geochemistry and Tectonic Setting of Las Derrumbadas Rhyolitic Domes, Puebla, Mexico. Institut und Museum fur Geologie und Palaontologie der Univerritiit, Tublngen, BRD Irlvtltuto de Investigaclones ElBctricas, Cuernavaca, Mexico Institut fur Geowissenschaften,L ehreinheit Mineralogie, Johannes-Gutenberg-Unlversitat Mainz, BRD. Chem. Erde 48 (1988), 177-189
- Siebe, C. 1986. On the posible use cinder cones anda maars as paleoclimatic indicators in the closed basin of Serdán-Oriental, Puebla, México. Journal of Volcanology anda geothermal Research, 128, 397-400.
- Shabani, E., Bard, P. Y., Mirzaei, N., Eskandari-Ghadi, M., Cornou, C. & Haghshenas, E. (2010). An extended MSPAC method in circular arrays, Geophys. J. Int., 182, 1431-1437
- Sharma, P.V., 1997. Environmental and engineering geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp 475.
- Spector A. & Grant F.S.,1975. Comments on “Two dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields”. Geophysical Prospecting, pp. 23-91.
- Spector A. & Grant F.S.,1970 Statistical models for interpreting aeromagnetic data. Geophysics Vol. 35, No.2
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., and Keys, D. S. 1990. Applied Geophysics. Second Edition
- Telford, W.M. 1976. Applied Geophysics. Cambridge University Press. Estados Unidos de América, pp. 120-121.

- Thompson, D. T., 1982, EULDPH: A new technique for making computer assisted, depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, 47 pp, 31–37.
- Tokehshi, J. C., Y. Sugimara; and T. Sasaki (1996), Assesment of natural frequency from microtremor measurement using phase spectrum. Paper No. 309 En: 11 World Conference on Earthquake Engineering.
- Toksoz, M.N. (1964). Microseism and an attempted application to exploration. *Geophysics*, 29, 154-177.
- Tokimatsu, K., and Y. Miyadera (1992), Characteristics of Rayleigh waves in microtremors and their relation to underground structures, *J. Struct. Constr. Eng. Trans. Architectural Inst. Japan* 439,81–87 (en japonés con resumen en inglés)
- Toshinawa, T., J. B. Berril and R. O. Davis (1994). Ground motion characteristics of Christchurch, New Zealand, obtained by microtremor measurements. En: *Proc.9TH. INT. Conf. Japan. Earthquake Eng. Symp.* Vol. 2 p. 79 –84.273
- Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. En Ishihara (Ed.), *Proc. 1st Intl. Conf. Earthquake Geotechnical Engineering*, 3, págs. 1333–1368. Balkema.
- Torres-Gaytan, D. E. (2013). Estudio Geofísico aplicado a la exploración minera en El Milagro de Guadalupe, Municipio de Guadalcázar, Estado de San Luis Potosí. Tesis de Maestría. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. Posgrado en Ciencias Aplicadas. San Luis Potosí.

- Udawadia. F. E and M. D. Trifunac (1974). Reply. En: Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 64. p. 496.
- Vázquez-Paredes, T. (2008). Aplicación de métodos sísmicos: vibraciones naturales y refracción de microtremores para caracterización de sitio en estudios de ingeniería civil. Informe final de cursos en cooperación. Universidad Simón Bolívar
- Vázquez-Rosas, R., Aguirre, J., Flores-Estrella, H., & Mijares-Arellano, H., (2011), Microtremor studies using the SPAC method: Experiences and applications to four sites in Mexico. Geofísica internacional, 50(3), 295-312.
- Vázquez-Rosas, R., (2013). Estimación de escenarios sísmicos en el estado de Michoacán, Tesis Doctoral, Instituto de Geofísica, UNAM. Ciudad de México, México.
- Verma, S.P., L. Díaz-González and R. González-Ramírez (2009). Relative efficiency of singleoutlier discordancy tests for processing geochemical data on reference materials. Geostand Geoanalytical Res, 33, 29-49
- Viniegra-Ororio F. geología del macizo de Teziutlán y la cuenca cenozoica de Veracruz 1965. Bol. Asoc. Mexicana Geol. Petrol., 17: 101-63.
- Wathelet, M. (2005). Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion. Ph.D. thesis, Université de Liège, Liège, Belgium.
- Wathelet, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling. Geophysical Research Letters, 35, L09301, doi:10.1029/2008GL033256.

- Werner, 1953. Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. Sveriges Geologiska Undersokning, Ser. C, 508.
- Xu, P., Ling, S., Li, C., Du, J., Zhang, D., Xu, X., Dai, K., & Zhang, Z. (2012). Mapping deeply-buried geothermal faults using microtremor array analysis. Geophysical Journal International. Volumen 188, 115-122
- Yáñez García, C., y J. Casique Vázquez, (1980). Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz, México. CFE, internal report. Unpublished.
- Yañez y Garcia, (1982) Exploración de la región geotérmica: Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz, México: Comisión Federal de Electricidad, 1982.
- Zimmer, B. W., Riggs, N. R., Carrasco-Núñez, G. Evolution of tuff ring-dome complex: the case study of Cerro Pinto, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. Vull Volcanol.