



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
Posgrado en Ciencias de la Tierra

“GENERACIÓN DE UN MODELO SOMERO EN LA PORCIÓN
CENTRO-SUR DE LA CUENCA DE CHICONTEPEC A PARTIR DE
LA INTERPRETACIÓN DE MEDICIONES GEOFÍSICAS”

T E S I S

que para optar por el grado de:
Maestra en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Carolina Palazuelos Jiménez

Director de Tesis:

Dr. Fernando Corbo Camargo
Centro de Geociencias

Jurado para examen de grado:

Dra. Claudia Arango Galván
Instituto de Geofísica

Dr. Roberto Stanley Molina Garza
Centro de Geociencias

Dr. José Manuel Grajales Nishimura
Instituto de Geología

Dr. Luis Mariano Cerca Martínez
Centro de Geociencias

Juriquilla, Querétaro, agosto 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.



Carolina Palazuelos Jiménez

Dedicatoria

A mi abuela Lolita, la flor más bonita del jardín...

A mis papás, por ser mi soporte aún en los días más oscuros...

A mis amigos del posgrado, por su cariño y apoyo interminable...

Agradecimientos

En primera instancia me gustaría agradecer al CONACyT por darme el apoyo necesario para llevar a cabo mi maestría y este proyecto de investigación a través del proyecto de Fronteras de la Ciencia con número 1787, titulado “Un acercamiento a los yacimientos no convencionales a partir de métodos electromagnéticos de exploración”. Así como también, agradecer a la Comisión Nacional de Hidrocarburos (2017b). Licencia de uso de la información a favor de la UNAM bajo la nomenclatura CNIH-C-00417 por la información de pozos proporcionada.

Quiero dar gracias infinitas a mi tutor, el Dr. Fernando Corbo por su apoyo incondicional, por no dejarme morir sola en los momentos de más estrés, iluminar mi camino y enseñarme buena música. Mi aprecio y admiración siempre.

A mi comité por aconsejarme y ayudarme a finalizar este trabajo de la mejor manera posible. En especial, quiero darle las gracias al Dr. Roberto Molina por sus comentarios tan acertados y por su amistad y al Dr. Grajales por las juntas de trabajo que valieron oro para mí.

Gracias a todos los profesores que me hicieron crecer profesionalmente y que me mostraron que hay un mundo por descubrir:

Al Dr. Arzate por su complicidad y por siempre preocuparse por nosotros.

A la Mtra. Alejandra Membrillo por enseñarme el gusto por la percepción remota y por creer en mí.

A la Dra. Carolina Ureta, por enseñarme el valor de la divulgación y el gusto por escribir.

Al Dr. Juan Carlos Quesada, por las tardes de laboratorio y las charlas largas.

A la Dra. Blanca Prado, por siempre echarme la mano.

Gracias, también, a mis entrañables amigos Jocelyn, Randall, Raúl, Diego y Andrés, por ayudarme tras bambalinas cuando más lo necesité.

A mis amigos del posgrado: Manuel, Agustín, Dani, Rubén, Edwin, Leila, Bonnie y Rafa, por estar en las buenas y en las malas. Marcaron mi camino y lo hicieron, sin duda, más feliz.

A mi hermano mayor, Óscar, por las charlas, los consejos y la ayuda que me dio. Por las épicas salidas a campo y las cumbias de carretera.

Y finalmente, gracias a mi familia por creer en mí más que nadie en el mundo. Los amo con todo el corazón.

INDICE

1. Introducción	12
2. Hipótesis.....	14
3. Objetivo.....	14
4. Ubicación del área de estudio.....	14
5. Geología	15
5.1 Generalidades	15
5.2 Estratigrafía regional	16
5.2.1 Jurásico.....	18
5.2.1.1 Formación Pimienta.....	18
5.2.2 Cretácico.....	18
5.2.2.1 Formación Tamaulipas Superior.....	18
5.2.2.2 Formación Tamabra.....	18
5.2.2.3 Formación Agua Nueva.....	19
5.2.2.4 Formación San Felipe.....	19
5.2.2.5 Formación Méndez.....	19
5.2.3 Cenozoico.....	20
5.2.3.1 Formación Velasco.....	20
5.2.3.2 Formación Chicontepec Inferior.....	20
5.2.3.3 Formación Chicontepec Medio.....	20
5.2.3.4 Formación Chicontepec Superior.....	21
5.2.3.5 Formación Guayabal.....	21
5.2.3.5 Formación Chapopote.....	22
5.2.3.5 Formación Tantoyuca.....	22
5.2.3.5 Formación Palma Real Inferior.....	22
5.2.3.5 Formación Palma Real Superior.....	22
5.3 Evolución tectónica.....	23
5.3.1 Etapa de Rifting.....	23
5.3.2 Etapa de Margen Pasivo.....	23
5.3.3 Orogenia Laramide.....	23
5.3.4 Etapa del Margen Pasivo.....	23
5.4 Geología estructural.....	23
6. Hidrogeología	24
6.1 Acuíferos en la zona de estudio.....	24
6.1.1 Acuífero Álamo-Tuxpan.....	24
6.1.1.1 Generalidades del acuífero.....	24
6.1.1.2 Clima.....	25
6.1.1.3 Características hidrológicas.....	26
6.1.2 Acuífero de Poza Rica.....	26
6.1.2.1 Generalidades del acuífero.....	26

6.1.2.2	Clima.....	27
6.1.2.3	Características hidrológicas.....	27
6.1.3	Acuífero de Tecolutla.....	27
6.1.3.1	Generalidades del acuífero.....	27
6.1.3.2	Clima.....	27
6.1.3.3	Características hidrológicas.....	27
7.	Geofísica.....	28
7.1	Generalidades del método electromagnético.....	28
7.2	Origen de los campos electromagnéticos naturales.....	28
7.3	Fundamentos del Método Electromagnético.....	29
7.3.1	Ecuaciones de Maxwell.....	29
7.3.2	Relaciones constitutivas.....	30
7.3.3	Ecuaciones de Maxwell en el dominio de frecuencia.....	31
7.3.4	Ecuación de onda electromagnética	31
7.3.5	Soluciones para la ecuación de onda.....	33
7.4	Método magnetotelúrico.....	33
7.4.1	Clasificación de los métodos MT.....	33
7.4.2	Supuestos del Método Magnetotelúrico.....	34
7.4.3	Skin depth y resistividad aparente.....	35
7.4.4	Tensor de impedancias.....	35
7.4.5	Perturbaciones del campo eléctrico y magnético.....	37
7.4.6	Distorsión galvánica.....	37
7.4.7	Profundidad máxima confiable de investigación.....	38
7.5	Transitorio electromagnético.....	38
7.5.1	Configuraciones geométricas para el método transitorio.....	43
7.5.2	Fuentes de error en los sondeos TEM.....	44
8.	Metodología.....	45
8.1	Equipos de medición.....	45
8.1.1	TEM.....	45
8.1.2	AMT.....	46
8.1.3	Ubicación de sondeos electromagnéticos y pozos petroleros.....	47
8.2	Piezometría.....	48
8.3	Sondeos TEM.....	49
8.4	Sondeos AMT.....	50
8.5	Consideraciones para la inversión 1-D de los datos AMT.....	55
8.6	Profundidad máxima confiable de investigación.....	55
8.7	Identificación de probables zonas de recarga.....	55
8.7.1	Preparación de los mapas temáticos a partir de información geográfica.....	56
8.7.2	Preparación de los mapas temáticos a partir del CEM.....	57
8.7.2.1	Pendientes y densidad de drenaje.....	57

8.7.2.2 TWI.....	58
8.7.3 Criterio para la asignación de peso.....	58
8.7.4 Integración de resultados SIG y CEM.....	58
8.8 Determinación de rumbo de fallas y fracturas superficiales.....	58
9. Resultados.....	59
9.1 Hidrología.....	59
9.1.1 Piezometría.....	59
9.1.2 Identificación de probables zonas de recarga.....	61
9.2 Direccionalidad de fallas y fracturas superficiales.....	63
9.3 Geofísica.....	64
9.3.1 Inversión 1-D de datos AMT.....	64
9.3.2 Profundidad máxima confiable de investigación.....	69
10. Interpretación y discusión	71
10.1 Análisis de resistividad a elevación constante.....	71
10.2 Perfil 1.....	72
10.3 Perfil 2.....	75
10.4 Perfil 3.....	77
10.5 Perfil 4.....	79
10.6 Representación tridimensional de las secciones generadas a partir de la interpolación de datos unidimensionales.....	82
11. Conclusiones.....	82
12. Recomendaciones.....	85
REFERENCIAS.....	86
ANEXO 1.....	91
ANEXO 2.....	96
ANEXO 3.....	128
ANEXO 4.....	142

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig.1. Ubicación del área de estudio (rectángulo color vino) dentro del paleocanal (línea punteada rosada) y cuenca Chicontepec (línea punteada negra). Información tomada de Santillán y Aguayo-Camargo (2011).	15
Fig.2. Mapa litológico y estructural del área de estudio. Límites del paleocanal de Chicontepec (línea punteada rosada), fallas dentro del área de estudio (líneas negras), sondeos AMT (círculos rojos), sondeos TEM (cuadrados verdes), cuenca de Chicontepec (línea punteada negra). Información litológica y estructural tomada de INEGI (1986).....	16
Fig.3. Columna Estratigráfica de la cuenca de Chicontepec (modificada de Vega-Ortiz et al., 2020). Sobre el complejo metamórfico del Triásico Superior yacen los materiales sedimentarios del Jurásico – Terciario. El canal de Chicontepec gana espesor hacia el sur de la cuenca de Chicontepec y erosiona la sucesión Mesozoica y Cenozoica.....	17
Fig.4. Evolución tectónica de la cuenca de Chicontepec. a) Formación de fosas debido a la apertura del Golfo de México. b) Enfriamiento de la corteza, subsidencia y transgresión marina. c) Desarrollo de plataformas carbonatadas y crecimientos arrecifales. d) Orogenia Laramídica y formación de la cuenca de Chicontepec. e) Margen pasivo donde se depositaron materiales sedimentarios progradando hacia la costa y donde se tuvo basculamiento y subsidencia (CNH, 2017).....	24
Fig.5. Acuíferos, ríos principales y sondeos electromagnéticos en el área de estudio. Acuíferos, Tecolutla (verde), Poza Rica (blanco) y Álamo-Tuxpan (azul) (CONAGUA 2010, 2015, 2018). Ríos principales, Tuxpan, Cazonas y Tecolutla (líneas azules) (Maderey y Torres-Ruata, 1990). Sondeos AMT (círculos rojos) y sondeos TEM (cuadrados verdes).....	25
Fig.6. Continuo digital de elevación (INEGI, 2013), niveles estáticos del agua subterránea (círculos azules) y ríos principales (líneas azules) (Maderey-R y Torres-Ruata, 1990).....	26
Fig.7. Conductividades eléctricas y magnéticas de rocas comunes (Palacky, 1988)....	31
Fig.8. Forma de onda para métodos EM en el dominio del tiempo. a) Corriente en el transmisor y campo magnético primario. b) Fuerza electromotriz inducida en el subsuelo. c) Campo magnético secundario producido por el flujo de las corrientes Eddy en el subsuelo (McNeill, 1990).....	40
Fig.9. a) Forma de las corrientes de Foucault inmediatamente después de cortar el campo eléctrico primario. b) Propagación de las corrientes de Foucault a través del tiempo ($t_1 \dots$), en un subsuelo homogéneo en forma de anillos de humo (modificada de Navarro, 2006).....	41

Fig.10. Etapas en la curva de decaimiento en el método transitorio electromagnético.....	41
Fig.11. Curva de decaimiento: a) en términos de voltaje y b) en términos de la resistividad aparente.....	42
Fig.12. Configuraciones comunes para las bobinas transmisoras y receptoras en sondeos TEM ((Knodel et al., 2007).....	45
Fig.13. FastSnap, equipo transitorio electromagnético. a) y b) muestran el equipo transitorio electromagnético FastSnap en campo durante el levantamiento en la cuenca de Chicontepec.....	46
Fig.14. Equipo MTU-A 2000 (Phoenix Geophysics). a) Electrodo para medir el campo eléctrico. b) Cableado necesario para la conexión de los electrodos y bobinas a la consola. C) Bobinas de inducción para medir el campo magnético. d) Consola de medición y e) GPS.....	47
Fig.15. Ubicación de los sondeos AMT, TEM, así como de las norias medidas y pozos petroleros de exploración tomados en cuenta para la interpretación. Sondeos AMT (círculos rojos), Sondeos TEM (cuadrados verdes), norias (círculos azules), y pozos petroleros CNH (triángulos negros).....	48
Fig.16. Diagrama de la configuración de bobina central para el método TEM.....	49
Fig.17. Distribución de sondeos EM (círculos rojos), sondeos TEM (cuadrados verdes) pozos petroleros (triángulos negros) y perfiles trazados para la inversión 1-D: perfil 1 (línea azul), perfil 2 (línea verde), perfil 3 (línea morada), perfil 4 (línea amarilla).....	50
Fig.18. Esquema de instalación para los sondeos MT. Las bobinas magnéticas (líneas verticales rojas) son orientadas en dirección X, Y, y Z y los electrodos (rectángulos grises) en dirección X y Y. La distancia entre los electrodos es equidistante. La unidad de adquisición se encuentra en el centro de la instalación.....	51
Fig.19. Curvas de resistividad y fase calculadas por medio del tensor de impedancia del sondeo 714. a) Curva XY de resistividad (cuadrados rojos), curva YX de resistividad (cuadrados de contorno azul), suavizado de las curvas (línea continua). b) Curva XY de fase (cuadrados rojos), curva YX de fase (cuadrados de contorno azul), suavizado de las curvas (línea continua).....	53
Fig.20. Pasos principales para el procesamiento del espectro de Fourier para datos MT. Paso 1, las componentes de los campos eléctrico y magnético se encuentran en términos del tiempo. Paso 2, las componentes de los campos eléctrico y magnético se encuentran en términos de la frecuencia. Paso 3, se calculan los productos cruzados entre las componentes de los campos eléctrico y magnético y sus complejos conjugados. Paso 4, a partir de los productos cruzados se calculan las cuatro componentes del tensor de impedancia. Paso 5, cálculo de la resistividad y la fase para cada componente del tensor de impedancia (Roy, 2020).....	54

Fig.21. Niveles estáticos del agua subterránea (círculos de colores), ríos (líneas azules) y acuíferos dentro de la cuenca de Chicontepec (línea punteada negra). Los acuíferos presentes dentro del área son: Poza Rica (blanco), Álamo-Tuxpan (azul), Tecolutla (verde). Los niveles estáticos del agua subterránea tienen valores someros (32-48 m) hacia la Llanura Costera del Golfo norte y aumentan (178-543 m) hacia la Sierra Madre Oriental.....	60
Fig.22. Mapa de Isopiezas generado a partir de niveles estáticos del agua subterránea, ríos y acuíferos principales (Tecolutla, Poza Rica y Álamo-Tuxpan).....	61
Fig.23. Reclasificación de la información obtenida de los SIG y CEM en función de la probabilidad que tiene la zona de estudio de ser zona de recarga: (1) baja probabilidad, (2) media probabilidad, (3) alta probabilidad. a) Mapa reclasificado del tipo de suelo. b) Mapa reclasificado del nivel de pendiente en (%). c) Mapa reclasificado del Índice topográfico de humedad. d) Mapa reclasificado de la geología. e) Mapa reclasificado del uso de suelo. f) Mapa reclasificado de la densidad de drenaje. Sondeos AMT (círculos rojos) y sondeos TEM (cuadrados verdes).....	62
Fig.24. Zonas potenciales de recarga en función de la reclasificación previa de la información de SIG y análisis del CEM: (1) baja probabilidad, (2) media probabilidad, (3) alta probabilidad. Sondeos AMT (círculos rojos) y sondeos TEM (cuadrados verdes). El área de estudio presenta, en su mayoría, una probabilidad intermedia para ser zona de recarga y probabilidades altas, principalmente, hacia el SE.....	63
Fig.25. Diagrama de Diaclasa. Muestra la dirección preferencial NW-SE de las fallas y fracturas de la porción centro-sur de la Cuenca de Chicontepec. Lineamiento medio (línea roja) y N (número de muestras). El diagrama nos muestra que la dirección preferencial dentro del área de interés es NW-SE.....	64
Fig.26. Curva de inversión 1-D del sondeo 714 utilizando el algoritmo de Occam.....	65
Fig.27. Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 1 trazado en una dirección SW-NE y las profundidades efectivas para cada sondeo. Modelos de resistividad 1-D de sondeos 3-6, 3-9 y 3-12.....	66
Fig.28. Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 2 trazado en una dirección SW-NE y las profundidades efectivas para cada sondeo. Modelos de resistividad 1-D de sondeos 4-5, 4-7 y 4-10.....	67
Fig.29. Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 3 trazado en una dirección NW-SE y las profundidades efectivas para cada sondeo. Modelos de resistividad 1-D de sondeos 1-4, 3-9 y 1-6.....	68
Fig.30. Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 4 trazado en una dirección SW-NE y las profundidades efectivas para cada sondeo. Modelos de resistividad 1-D de sondeos Chico76, 1-6 y BMT711.....	69
Fig.31. Histograma con profundidades medidas a través del método numérico (barras azules) y el método analítico (barras rosadas). La distribución muestra ser normal	

sesgada a la derecha y presenta que las profundidades que alcanzaron los sondeos oscilan, principalmente, entre los 500 y 600 m..... 70

Fig.32. Modelo de regresión lineal simple para análisis de profundidad en sondeos AMT. Línea de ajuste (verde), puntos de profundidad analítica y numérica (cuadrados azules). Los datos de profundidad numérica y profundidad analítica muestran una correlación (lineal) positiva. Presentan un coeficiente de determinación de 0.97, lo que indica que el modelo ajusta satisfactoriamente. La ecuación lineal (y) sirvió para ajustar los valores calculados de forma numérica y así obtener la profundidad máxima confiable en los modelos 1-D de los sondeos AMT..... 70

Fig.33. Comparación entre profundidades de los sondeos AMT. Los círculos de mayor tamaño (rojos) representan a los sondeos que alcanzaron la mayor profundidad y los círculos más pequeños (azules) a los que alcanzaron la menor profundidad. a) Profundidades calculadas de forma analítica y b) de forma numérica. Ambas muestran que, las profundidades alcanzadas por los sondeos son mayores hacia el oeste del paleocanal, disminuyen hacia el centro y son “someras” hacia el sur de la estructura... 71

Fig.34. Mapas de resistividad a elevación constante utilizando el algoritmo de Occam. a) Mapa litológico del área de estudio. b) Mapa de resistividad a 0 m. c) Mapa de resistividad a 200 m. d) Mapa de resistividad a 500 m. e) Mapa de resistividad a 1000 m. Los mapas de la derecha son la vista en planta de los mapas de resistividad previamente descritos en los incisos b), c), d) y e)..... 73

Fig.35. a) Sondeos EM, la litología y las fallas/fracturas del área de estudio. b) Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 1. Se muestra el nivel estático (línea azul) y dirección del flujo del agua subterránea (flechas, puntos y cruces); los pozos proporcionados por la CNH (2017b) y sus profundidades (líneas punteadas blancas), la zona probable de recarga (línea punteada azul), los límites de la cuenca (línea punteada rosa); así como las fracturas dentro del perfil (líneas negras) y fallas/fracturas inferidas (línea punteada negra)..... 74

Fig.36. Campos petroleros dentro de la cuenca de Chicontepec (Romero, 2017). Pozos petroleros (triángulos negros), sondeos AMT (círculos rojos), sondeos TEM (cuadrados verdes) y cuenca de Chicontepec (línea punteada negra)..... 75

Fig.37. a) Sondeos EM, la litología y las fallas/fracturas del área de estudio. b) Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 2. Se muestra el nivel estático (línea azul) y dirección del flujo del agua subterránea (puntos), los pozos proporcionados por la CNH (2017b) y sus profundidades (líneas punteadas blancas), la zona probable de recarga (línea punteada azul), los límites de la cuenca (línea punteada rosa); así como las fracturas dentro del perfil (líneas negras)..... 77

Fig.38. a) Sondeos EM, la litología y las fallas/fracturas del área de estudio, b) Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 3. Se muestra el nivel estático (línea azul) y dirección del flujo del agua subterránea (puntos); los pozos proporcionados por la CNH (2017b) y sus profundidades (líneas

punteadas blancas), la zona probable de recarga (línea punteada azul), los límites de la cuenca (línea punteada rosa); así como las fracturas dentro del perfil (líneas negras) y fallas/fracturas inferidas (línea punteada negra)..... 79

Fig.39. a) Sondeos EM, la litología y las fallas/fracturas del área de estudio, b) Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 4. Se muestra el nivel estático (línea azul) y dirección del flujo del agua subterránea (puntos y flechas); los pozos proporcionados por la CNH (2017b) y sus profundidades (líneas punteadas blancas), la zona probable de recarga (línea punteada azul), los límites de la cuenca (línea punteada rosa); así como las fallas/fracturas inferidas (línea punteada negra)..... 80

Fig.40. Representación 3-D de las secciones 1-D de resistividad dentro del paleocanal de Chicontepec, ríos principales (líneas azules), pozos petroleros de la CNH (triángulos negros) y sondeos AMT (círculos rojos). La resistividad es mayor hacia el oeste del paleocanal y disminuye parcialmente hacia el NE. Los valores más conductores ubican al este del paleocanal..... 83

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla.1. Nombre, ID y profundidades de los pozos petroleros cercanos a las mediciones AMT.....	54
Tabla. 2. Parámetros utilizados para la reclasificación y asignación de pesos en Qgis.....	56
Tabla 3. Correlación entre resistividades y litología para los perfiles realizados dentro del área de estudio.....	81

Resumen

En este trabajo se correlacionan modelos 1-D de resistividad con el comportamiento hidrogeológico (piezometría) en el del sector centro-sureste de la cuenca de Chicontepec. Se obtuvieron 32 sondeos en un rango de frecuencias entre los 10,000 y 1 Hz y 23 sondeos transitorios electromagnéticos, así como la medición de 21 norias. La información se correlacionó con los pozos petroleros, con la información geográfica y espacial y con la geología disponible. Los resultados muestran que existe un comportamiento resistivo (100 – 400 Ω .m) hacia el oeste del área de estudio que se correlaciona con las calizas cretácicas no fracturadas de la Sierra Madre Oriental. Hacia el este, los valores de resistividad son más conductores (15 – 60 Ω .m) y se asocian a las lutitas-areniscas, calizas fracturadas y material aluvial cercano a los cauces de los ríos. Las zonas con probable saturación hídrica (<7 Ω .m) se ubican, principalmente, en dirección este y se asocian a la permeabilidad secundaria provocada por fallas y fracturas. Además, se hizo un análisis de profundidad máxima efectiva. Se obtuvo mayor cantidad de sondeos entre los 500 y 600 m de profundidad. Asimismo, se encontró que los sondeos con mayor profundidad (>1000 m) se encuentran al oeste del paleocanal y alcanzan su punto más somero (<600 m) hacia el sur de la estructura. En resumen, la interpretación conjunta entre la información audio-magnetotelúrica, la piezometría, el procesamiento de la información geográfica y espacial y la geología disponible permitió correlacionar de manera efectiva la distribución sedimentaria y el flujo del agua subterránea en el primer kilómetro de profundidad en el área geológicamente compleja de la cuenca de Chicontepec.

Palabras clave: audio-magnetotelúrico, cuenca de Chicontepec, flujo subterráneo, SIG, modelo 1-D.

1. Introducción

Los métodos electromagnéticos (EM) utilizan el campo eléctrico y magnético, natural o artificial, para medir las variaciones eléctricas de la Tierra (Simpson y Bahr, 2005). Estas variaciones han servido para caracterizar el subsuelo y con ello, identificar distintos recursos naturales como el agua y su relación con la geología circundante.

Existen gran cantidad de trabajos que han utilizado los métodos geofísicos para estudios hidrogeológicos (Aboud et al. (2014); Oliveira et al. (2019); Arifin et al. (2020); Sumanovac (2012); Chad y Rodriguez (2014); Larsson (2016); Arefayne y Abdi (2015) y Guevara et al. (2020)). En el trabajo de Guevara et al. (2020), por ejemplo, utilizaron el método audio-magnetoteléxico (AMT) en Tucumán, Argentina para determinar a qué profundidad se encontraba agua de buena calidad. Así mismo, este método fue implementado en Irlanda para poder determinar la procedencia del agua subterránea y delimitar las estructuras geológicas que favorecen la circulación de la misma (Blake et al., 2016) y en Hawái, fue utilizado para delimitar las formaciones saturadas y no saturadas dentro del área de estudio, así como para identificar los sitios donde es más probable que el recurso hídrico sea recuperable (Pierce y Thomas, 2009). Por otra parte, el método transitorio electromagnético (TEM) ha sido utilizado satisfactoriamente para delimitar estructuras hidrogeológicas de importancia en Dinamarca (Auken et al., 2003).

En el caso del acuífero Monte Real, Portugal, se utilizaron los métodos TEM y AMT para poder determinar la extensión del acuífero, para identificar las zonas de mayor productividad hídrica y para evaluar el riesgo de salinización (Farzamian et al., 2019). Sharlov et al. (2019) utilizaron el método TEM para localizar los reservorios de agua a una profundidad entre los 250 y 300 m. Así mismo, en México se ha utilizado el método TEM para la caracterización de la zona acuífera del altiplano de Tula (Guevara et al., 2017). Con este método fue posible delimitar las zonas saturadas e identificar las distintas formaciones fracturadas que permiten la recarga del acuífero. De igual forma, Yáñez (2019) utilizó el método magnetoteléxico (MT) para caracterizar el acuífero de Río Verde en San Luis Potosí. A través de esta investigación se obtuvo información sobre la distribución de las distintas unidades hidrogeológicas con potencial hídrico dentro del sistema acuífero, teniendo como fin último ayudar en la toma de decisiones para la perforación de pozos y mejor manejo del agua subterránea en la región.

Otros trabajos que han utilizado los métodos electromagnéticos en la hidrogeología es el de Song et al. en el 2020, donde aplicaron el método AMT para tener un mejor entendimiento de los sistemas de agua kársticos e identificar las áreas que tienen mayor riesgo, dentro del sistema, de contaminar el agua potable; y el realizado por Xu et al. en el 2019, en el que aplicaron el método AMT para identificar las estructuras saturadas de agua dentro del área de estudio y comprender cómo la geología influye en la distribución hídrica.

Pese a la utilidad que tienen estos métodos geofísicos, no han sido aplicados con un enfoque hidrogeológico en la cuenca geológicamente compleja de Chicontepec. Dicha cuenca se encuentra en la porción centro-oriente de México, abarcando los estados de Tamaulipas, San Luis Potosí, Puebla e Hidalgo. Está constituida por sistemas turbidíticos complejos (Aguayo-

Camargo y Arellano-Gil, 2018) y desde el punto de vista geológico, se encuentra dentro de la provincia petrolera de Tampico-Misantla.

La cuenca de Chicontepec ha sido investigada y estudiada, entre otras cosas, por tener el 45% de las reservas de hidrocarburos a nivel nacional (Petróleos Mexicanos [PEMEX], 2015) y por la complejidad geológica que se asocia con el depósito irregular de los flujos turbidíticos que limitaron el desarrollo posterior de la cuenca de Chicontepec (Vega-Ortiz et al., 2020). Esto ha llevado a la comunidad científica y a la industria a buscar nuevas metodologías que permitan obtener información detallada de la cuenca (Chávez-Pérez y Vargas-Meleza (2008); Pena et al. (2009); Sarkar (2011) y Mutlu (2014)) y con ello, mejorar la interpretación geológica de este sitio en tiempo y espacio (Aguayo-Camargo et al., 2018).

En el trabajo de Romero (2017) se hace un análisis sismo-estratigráfico con el que es posible identificar las principales facies sedimentarias y la presencia de cuerpos arenosos. Se distinguen, además, las 3 megasecuencias litoestratigráficas propuestas por Hubbard (1985) para caracterizar la litología basándose en el mecanismo tectónico de su formación.

Por otro lado, Santillán y Aguayo-Camargo (2011) hacen la descripción de las facies turbidíticas del Terciario inferior en la cuenca de Chicontepec utilizando el modelo propuesto por Mutti (1972). Describen los afloramientos del noroccidente de la cuenca y proponen un modelo conceptual que ilustra los mecanismos de transporte y sedimentación de dichos flujos turbidíticos. Además, dan información sobre la dirección preferencial que tienen los depósitos sedimentarios formados a causa de derrumbes, deslizamientos y flujos. Esta dirección es preferencialmente hacia el NE para los derrumbes y deslizamientos y hacia el SE para los flujos turbidíticos.

Sarkar et al. en el 2016 integraron la información geomorfológica sísmica con los registros cronoestratigráficos para poder caracterizar y tener una mejor comprensión de los inmaduros y complejos yacimientos petroleros de la cuenca de Chicontepec. El resultado final fue un mapa que muestra las unidades de reservorio potenciales. Mientras que, en el trabajo de Torres et al. (2017) se realizó una inversión de los registros geofísicos de pozo con el fin de conocer la distribución de los diferentes tipos de arcilla y así determinar de manera más precisa el volumen de porosidad y saturación en yacimientos compactos en la parte central del paleocanal de Chicontepec. Por otro lado, Aguayo-Camargo et al. en el 2018 caracterizaron e interpretaron las tres megasecuencias principales dentro de esta cuenca. Con esto, se interpretó que las megasecuencias cubren el fondo marino con facies margosas o con areniscas de grano muy fino, ambas del Paleoceno Temprano. Se identificó también que estas megasecuencias se encuentran en forma de lóbulos canalizados y separados, los cuales deben ser estudiados de manera individual dada la complejidad del sistema turbidítico.

Es importante decir que, la mayoría de la información que brindan este tipo de estudios ha sido utilizada para la búsqueda de reservorios de petróleo, pero no para correlacionar los depósitos sedimentarios de la cuenca de Chicontepec con el flujo de agua subterránea. De

hecho, la mayoría de la información hidrogeológica disponible proviene únicamente de los informes de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA).

Es por ello, que el objetivo principal de este trabajo es identificar la correlación entre el flujo subterráneo y la disposición sedimentaria en el primer kilómetro de profundidad, a través de la inversión 1-D de los datos electromagnéticos y su relación con los niveles de agua subterránea, el procesamiento de información geográfica y espacial; así como con los registros de pozos petroleros proporcionados por la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH) en el 2017 (entre las latitudes $20^{\circ} 13'$ a $20^{\circ} 45' N$ y longitudes $97^{\circ} 25'$ a $97^{\circ} 57' O$).

2. Hipótesis

A partir de mediciones geofísicas electromagnéticas (TEM y AMT), la geología y niveles estáticos del agua subterránea es posible obtener información detallada del primer kilómetro de profundidad en la cuenca de Chicontepec.

3. Objetivo

Elaborar modelos someros 1-D de resistividad del sector centro-sureste de la cuenca de Chicontepec a partir de mediciones geofísicas electromagnéticas (AMT y TEM) y correlacionarlos con las mediciones hidrogeológicas, con en análisis de información geográfica y espacial, y con la información de pozos petroleros.

4. Ubicación del área de estudio

El área de estudio se localiza dentro de la cuenca de Chicontepec, la cual se ubica al sur de la provincia petrolera de Tampico-Misantla. Esta provincia se localiza en la porción centro-oriente del país. Abarca el sur de Tamaulipas, Hidalgo, el norte del estado de Puebla y la parte occidente del golfo de México. La cuenca de Chicontepec es catalogada como una cuenca de margen pasivo cuya geometría en el basamento se correlaciona con la apertura del Golfo de México. Posteriormente, evolucionó a una cuenca foreland en el Paleógeno debido al plegamiento de la Sierra Madre Oriental (SMO) (CNH, 2017).

Desde el punto de vista geográfico, la cuenca de Chicontepec abarca el norte de Veracruz, el sureste de Tamaulipas, el sureste de San Luis Potosí, el noreste de Hidalgo y el noreste de Puebla (Fig.1). Tiene una forma alargada y cubre $11,300 \text{ km}^2$, aproximadamente. Su origen fue el resultado de los eventos compresivos que formaron SMO (CNH, 2017). Mientras que, el paleocanal (o paleocañón) se define como la parte más angosta y profunda dentro de la cuenca debido a la erosión (Aguayo-Camargo et al., 2018).

El área de estudio cubre una superficie de aproximadamente 3000 km² y se encuentra entre las latitudes 20 ° 13' a 20 ° 45' N y longitudes 97 ° 25' a 97 ° 57' O (Fig. 1 y Fig. 2).

5. Geología

5.1. Generalidades

La cuenca de Chicontepec (Fig.1) está conformada por una sucesión sedimentaria turbidítica con espesores variables que llegan a alcanzar los 2000 m (Bitter, 1992). Se depositó sobre la sucesión de rocas sedimentarias del Mesozoico en el margen oeste del Golfo de México. Las capas de roca del Mesozoico cubren una arquitectura de basamento heredada de los procesos de apertura del Golfo de México y están compuestas, principalmente, por calizas, margas y lutitas del Jurásico y Cretácico depositadas en el margen pasivo, resultado de la apertura del Golfo (CNH, 2017).

Los sedimentos terrígenos depositados en el interior de la cuenca a manera de sistemas turbidíticos marinos son resultado del levantamiento y erosión de la SMO, del Cretácico al Paleógeno Temprano, así como de la actividad tectónica ocurrida en la isla de Tuxpan y el macizo de Teziutlán al sur (Santillán y Aguayo-Camargo, 2011).

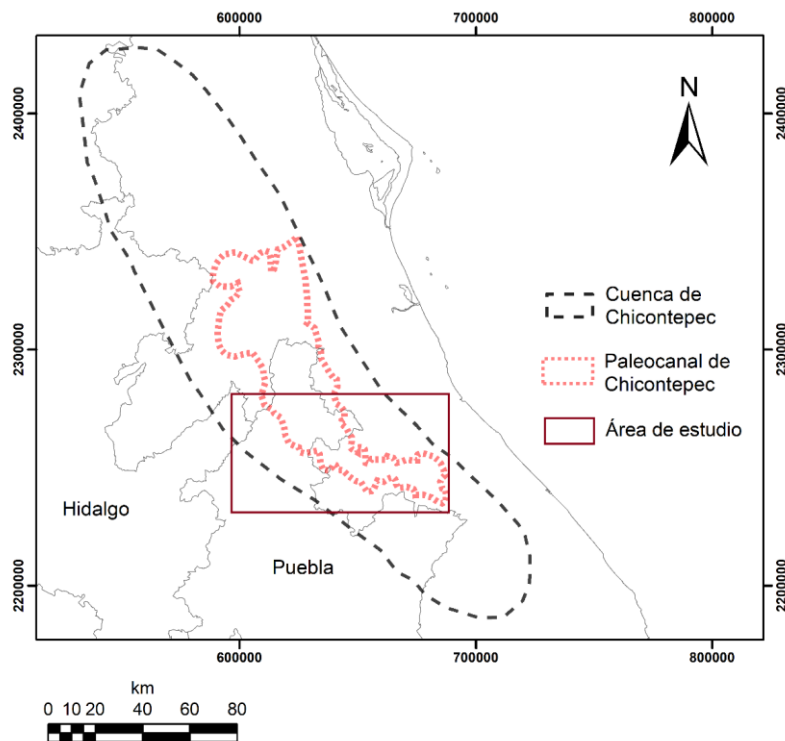


Fig. 1. Ubicación del área de estudio (rectángulo color vino) dentro del paleocanal (línea punteada rosada) y cuenca Chicontepec (línea punteada negra). Información tomada de Santillán y Aguayo-Camargo (2011).

La Formación Chicontepec sobreyace de forma discordante a la Formación Velasco del Paleoceno Inferior (Fig.3). Los sedimentos del Paleoceno Inferior y Medio se encuentran en gran parte erosionados a lo largo de toda la cuenca, principalmente, hacia el margen occidental y al sur de la isla de Tuxpan. De igual forma, fueron erosionados, localmente, los sedimentos del Cretácico y Jurásico Superior (Santillán y Aguayo-Camargo, 2011).

La geología superficial está compuesta, principalmente, por material sedimentario: areniscas, lutitas, material aluvial, calizas y algunos afloramientos de basaltos (Fig. 2).

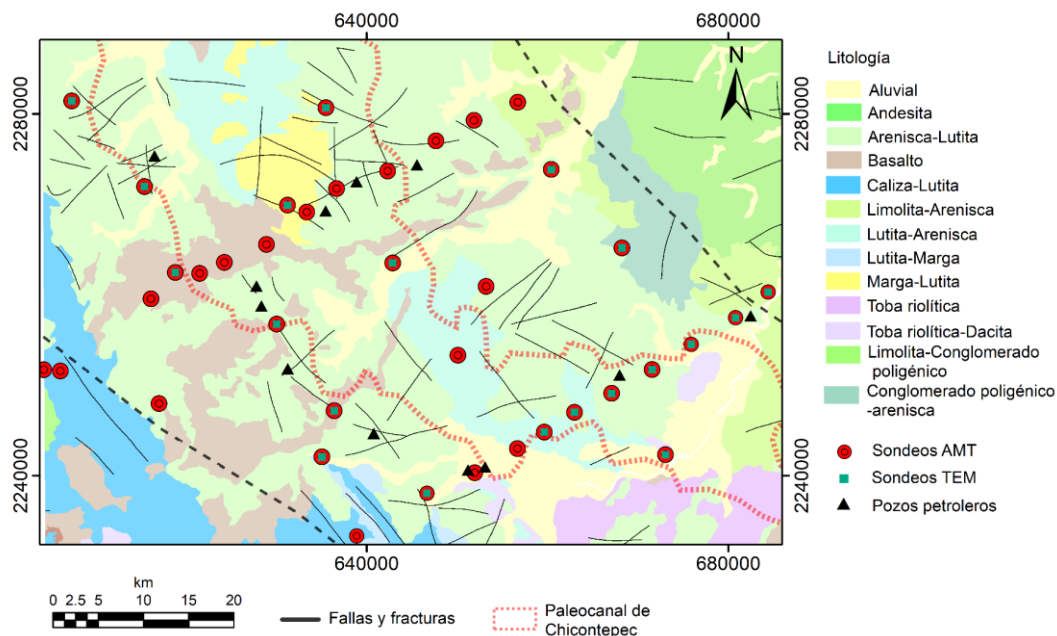


Fig. 2. Mapa litológico y estructural del área de estudio. Límites del paleocanal de Chicontepec (línea punteada rosada), fallas dentro del área de estudio (líneas negras), sondeos AMT (círculos rojos), sondeos TEM (cuadrados verdes), cuenca de Chicontepec (línea punteada negra). Información litológica y estructural tomada de INEGI (1986).

5.2. Estratigrafía regional

La cuenca de Tampico-Misantla consta de una sucesión sedimentaria estructurada en formaciones que van desde el Mesozoico hasta el Cenozoico (Fig. 3). En el sureste del área, los sedimentos del Grupo Chicontepec se encuentran de forma discordante sobre la litología del Jurásico Superior; mientras que, al norte los sedimentos yacen por encima de los materiales del Cretácico Superior. En los siguientes apartados describimos de manera breve las características principales de las formaciones importantes para este estudio y que fueron cortadas por los pozos petroleros proporcionados por la CNH (2017b) en el primer kilómetro de profundidad.

Período	Época	Formación	
		Norte	Sur
Terciario	Oligoceno Superior	Horcones	Palma Real Superior
	Oligoceno Inferior	Alazán	Palma Real Inferior
	Eoceno Superior	Tantoyuca	Chapopote
	Eoceno Medio	Guayabal	
	Eoceno Inferior	Chicontepec Superior	Chicontepec Canal
	Paleoceno Superior	Chicontepec Medio	
		Chicontepec Inferior	
Paleoceno Inferior	Velasco		
Cretácico	Superior	Méndez	
		San Felipe	
		Agua Nueva	
	Medio	Tamaulipas Superior	Tamabra
Inferior	Tamaulipas Inferior		
Jurásico	Superior	Pimienta	
		Tamán	San Andrés
		Santiago	
	Medio	Tepexic	
		Cahuasas	
		Rosario	
Inferior	Huayacocotla		
	Complejo Metamórfico		
Triásico	Superior	Complejo Metamórfico	

Fig. 3. Columna Estratigráfica de la cuenca de Chicontepec (modificada de Vega-Ortiz et al., 2020). Sobre el complejo metamórfico del Triásico Superior yacen los materiales sedimentarios del Jurásico – Terciario. El canal de Chicontepec gana espesor hacia el sur de la cuenca de Chicontepec y erosiona la sucesión Mesozoica y Cenozoica.

5.2.1 Jurásico

5.2.1.1 Formación Pimienta

Heim en 1926 propone informalmente su nombre y le asigna la edad de Tithoniano Berriasiano. Heim (1926) menciona que esta formación está constituida por calizas densas ricas en capas de pedernal negro e intercalaciones de lutitas de color negro. En general, consiste en mudstone y wackestone arcilloso, donde se intercalan lutitas calcáreas y lutitas laminares negras. Su espesor aproximado está entre los 100 y 200 m y es menor hacia el este (Servicio Geológico Mexicano [SGM], 2007b).

PEMEX (1988) reporta que su contacto inferior es de forma concordante con las formaciones Zuloaga, Olvido, San Andrés, Chipoco y Tamán o con los sedimentos del Kimmeridgiano. En la parte superior, es concordante con los carbonatos de la base de la Formación Tamaulipas (SGM, 2007b). El contenido fósil de la Formación Pimienta está compuesto, principalmente, de amonitas. Esto ayudó a determinar que el ambiente de depósito es de plataforma sumergida inestable (SGM, 2007b).

5.2.2. Cretácico

5.2.2.1 Formación Tamaulipas superior

A esta formación se le atribuye una edad del Albiano-Cenomaniano (SGM, 2013b). Muir (1936) la describe como una formación compuesta por calizas compactas con pedernal. Se tienen intercalaciones con capas arcillosas delgadas y margas laminares. En algunas áreas se tienen intercalaciones con lutitas y margas. El espesor de esta unidad varía entre los 60 y 400 m (SGM, 2013b).

La Formación Tamaulipas Superior es concordante con las formaciones Tamaulipas Inferior, Otates y Ahuatlán y discordante con las formaciones Tamán y Pimienta (SGM, 2013b). Desde el punto de vista paleontológico, esta formación posee un alto contenido de foraminíferos bentónicos, plantónicos, tintínidos y nanocónidos. Tomando en cuenta esto, se determinó que su ambiente de depósito es de origen marino: mar abierto (SGM, 2013b).

5.2.2.2. Formación Tamabra

A esta formación se le asigna una edad de Cretácico Temprano-Tardío (SGM, 2013a). Heim en 1940 la describe como una unidad de calizas compactas y capas delgadas de pedernal negro. Estudios posteriores mencionan que esta formación está compuesta, principalmente, por grainstone, packstone, wackestone y dolomía. La parte superior de esta formación se caracteriza por ser una sucesión sedimentaria calcáreo-arcillosa intercalada con lutitas

calcáreas. La unidad disminuye su espesor hacia el sur, de 1000 m a pocos cientos de metros, hacia Tamazunchale (SGM, 2013a).

La Formación Tamabra en los campos petroleros de Poza Rica subyace a las formaciones San Felipe y Agua Nueva. En la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí está subyacida por la Formación La Peña y Soyatal. En el área de Xilitla, sobreyace a la formación Ahuacatlán (SGM, 2013a). Su contenido paleontológico está compuesto, principalmente, por foraminíferos planctónicos, piroclastos y calcíferas, y su ambiente de depósito fue en la zona de transición entre la plataforma (SGM, 2013a).

5.2.2.3. Formación Agua Nueva

A esta formación se le asigna una edad de Cenomaniano-Turoniano (López-Ramos, 1979). Stephenson (1922) describe que formación está compuesta por calizas con horizontes delgados de pedernal, lutita carbonosa negra, bentonita y nódulos de pedernal. Tiene un espesor variable, entre los 60 y 280 m (SGM, 2007a).

Sus relaciones estratigráficas son muy variables. Suter (1990) menciona que sobreyace concordantemente a la Formación San Felipe y suprayace concordantemente a la Caliza Ahuacatlán (SGM, 2007a). La Formación Agua Nueva contiene cefalópodos y moluscos y su ambiente de depósito es nerítico, cerca de la fuente de material terrígeno (SGM, 2007a).

5.2.2.4. Formación San Felipe

A esta formación se le asigna una edad de Cenomaniano Tardío- Temprano (SGM, 2015). López-Ramos (1979) menciona que esta formación está constituida por alternancias de calizas arcillosas, margas grises y verdes, calizas y lutitas grises (SGM, 2015). Se caracteriza por tener alternancias de espesor no constante de calizas fracturadas y margas, así como por tener alto contenido de materia orgánica. Tiene un espesor entre los 5 y 380 m (SGM, 2015). Es considerada roca almacenadora en pliegues y zonas de fractura (CNH, 2017).

Esta formación es concordante y transicional con la Formación Agua Nueva, en el contacto inferior y transicional con la Formación Méndez en el contacto superior (SGM, 2015). La Formación San Felipe contiene foraminíferos plantónicos y escasos bentónicos, radiolarios, espinas de equinodermos y moldes de moluscos. Su ambiente de depósito es de mar abierto (SGM, 2015).

5.2.2.5. Formación Méndez

A esta formación se le asigna una edad de Campaniano-Maastrichtiano. Jeffreys (1910) menciona que esta unidad está compuesta por lutitas arcillosas grises-azules, margas y algunas capas irregulares de arenisca y caliza. Tiene un espesor entre los 100 y 1000 m (SGM, 2007a).

El límite superior de esta formación es transicional y concordante con las calizas de Velasco en la sierra de El Abra. En la provincia petrolera de Tampico-Misantla subyace a la Formación El Abra. Su límite inferior es transicional y concordante con la Formación San Felipe y discordante con la Formación El Abra (SGM, 2007a). Su contenido fósil es, principalmente, de foraminíferos y su ambiente de depósito fue en mar abierto, con profundidades considerables (SGM, 2007a).

5.2.3. Cenozoico

5.2.3.1. Formación Velasco

A esta formación se le asigna una edad de Daniano (SGM, 2007c). Cushman y Trager (1924) mencionan que la formación está compuesta por lutitas con capas calcáreas y bentonita verde con interestratificaciones de areniscas calcáreas (SGM, 2007c). Al sur de la cuenca de Chicontepec se tienen margas con capas delgadas de cenizas y areniscas (Aguilar, 2013). Tiene un espesor entre los 125 y 1245 m (SGM, 2007c).

Esta unidad está debajo de las rocas de la Formación Chicontepec Medio y, en ocasiones, en contacto gradual con la Formación Chicontepec Inferior. Suprayace concordantemente con rocas de la Formación Méndez del Cretácico Tardío (SGM, 2007c). Su contenido fósil es, principalmente, de foraminíferos y su ambiente de depósito fue entre un ambiente nerítico externo a batial (SGM, 2007c).

5.2.3.2. Formación Chicontepec Inferior

López-Ramos (1979) determina que esta unidad es del Paleoceno (SGM, 2007b). Nájera (1952) menciona que está constituida por calizas arenosas, lutitas de color verde con intercalaciones de lutitas cafés de grano muy fino. Se encuentran cementadas con material calcáreo. En la cima de esta unidad se tienen intercalaciones de lutitas con areniscas. Los espesores son variables y aumentan hacia el norte. Varían entre los 220 y 1500 m. Es considerada roca almacenadora por sus horizontes lenticulares arenosos (Nava y Alegría, 2001).

Su límite superior es concordante con la formación Aragón y en el límite inferior es concordante con la Formación Velasco (SGM, 2007b). Su contenido fósil son principalmente foraminíferos y su ambiente de depósito fue de tipo epirogénico, donde actuó la erosión marina en un período relativamente corto y en aguas poco profundas (SGM, 2007b).

5.2.3.3. Formación Chicontepec Medio

López-Ramos (1979) determinó que esta unidad es del Paleoceno (SGM, 2007b). Nájera (1952) menciona que se caracteriza por tener lutitas de color gris-verde, principalmente, con

intercalaciones de arenisca de color gris de grano fino. Contiene guijarros de caliza y conglomerados con alternancias de areniscas. Hacia el sur de la cuenca, se encuentran lutitas compactas y láminas de areniscas calcáreas. Los espesores son variables y aumentan hacia el norte. Varían entre los 220 y 1500 m (SGM, 2007b). Es considerada roca almacenadora por los horizontes arenosos de baja permeabilidad y porosidad (Nava y Alegría, 2001).

PEMEX (1988) establece que el límite superior de esta formación es concordante con la Formación Aragón y en el límite inferior, concordante con la Formación Velasco (SGM, 2007b). Su contenido fósil son principalmente foraminíferos y su ambiente de depósito fue en aguas poco profundas (SGM, 2007b).

5.2.3.4. Formación Chicontepec Superior

López-Ramos (1979) menciona que esta unidad es del Eoceno. Nájera (1952) establece que esta formación contiene lutitas ligeramente arenosas de color gris-verde con intercalaciones delgadas de areniscas y cementante calcáreo poco arcilloso. Los espesores son variables y aumentan hacia el norte. Varían entre los 220 y 1500 m (SGM, 2007b). Por sus propiedades de permeabilidad, esta formación es una buena roca sello gracias a sus horizontes arcillosos (Aguilar, 2013).

PEMEX (1988) menciona que su límite superior es concordante con la Formación Aragón y en el límite inferior, concordante con la Formación Velasco (SGM, 2007b). Su contenido fósil es, principalmente, de foraminíferos y su ambiente de depósito fue de menor profundidad que el de la Formación Chicontepec Medio y tuvo un mayor grado de erosión marina (SGM, 2007b).

5.2.3.5. Formación Guayabal

A esta formación se le atribuye una edad del Eoceno Inferior – Medio (SGM, 2006). PEMEX (1988) la describe como capas de lutitas grises con pequeñas intercalaciones de areniscas arcillosas de grano fino y lechos de bentonita. Tiene espesores entre los 30 y 1200 m (SGM, 2006).

En la Provincia de Tampico - Misantla sus contactos, inferior y superior, concuerdan con las formaciones Aragón y Tantoyuca-Chapopote (SGM, 2006). Su contenido fósil se compone, principalmente, de moluscos y su ambiente de depósito fue en mares no excesivamente profundos. Varían entre el ambiente batial superior a nerítico externo e interno (SGM, 2006).

5.2.3.6. Formación Chapopote

Cole (1928) propone que de esta formación es del Eoceno Superior (SGM, 2010a). Wright (1936) menciona que esta formación contiene margas grises, margas arenosas y areniscas delgadas. Tiene un espesor entre los 40 y 1020 m (SGM, 2010a).

Sobreyace a la Formación Guayabal y subyace a la Formación Alazán. Su contenido fósil es, principalmente, de foraminíferos y su ambiente de depósito fue sobre la plataforma continental en condiciones moderadas y de profundidad uniforme (SGM, 2010a).

5.2.3.7. Formación Tantoyuca

A esta formación se le asignó una edad del Eoceno Tardío (SGM, 2010b). Nájera-Chiapa (1952) menciona que está conformada por areniscas, conglomerados, calizas cretácicas y pedernal negro, areniscas conglomeráticas y lutitas arenosas grises. Tiene un espesor entre los 400 y 1000 m (SGM, 2010b).

Subyace a la Formación Horcones y sobreyace a la Formación Guayabal. Su contenido fósil consiste en equinodermos y macroforaminíferos, y su ambiente de depósito fue en zonas cercanas a la costa, lo que permitió la acumulación de conglomerados y brechas (SGM, 2010b).

5.2.3.8. Formación Palma Real Inferior

A esta formación se le atribuye una edad del Oligoceno Inferior. Consiste, principalmente, en areniscas, conglomerados y margas arenosas (SGM, 2004). Además, contiene lutitas calcáreas intemperizadas y quebradizas y pedernal (Nava y Alegría, 2001). Tiene un espesor de aproximadamente 260 m (SGM, 2004).

Esta formación yace de forma discordante sobre las formaciones Horcones, Chapopote, Tantoyuca, Guayabal y Chicontepec. Su contenido fósil consiste en macroforaminíferos y su ambiente de depósito es de aguas someras (SGM, 2004).

5.2.3.9. Formación Palma Real Superior

A esta formación se le atribuye una edad del Oligoceno Medio (SGM, 2004). Está compuesta por lutitas de color gris, ligeramente arenosas y pocas intercalaciones de arenisca de grano fino. Hacia la cima, se tienen areniscas de grano fino a medio y calizas coralinas. Tiene un espesor de aproximadamente 260 m (SGM, 2004).

Esta formación está debajo a las formaciones Mesón y Coatzintla. Su contenido fósil consiste en macroforaminíferos y su ambiente de depósito es de aguas de mayor batimetría que los depósitos sedimentarios de la Formación Palma Real Inferior (SGM, 2004).

5.3. Evolución tectónica

5.3.1. Etapa de Rifting

En el Triásico - Jurásico Medio, ocurrió la apertura del Golfo de México (Fig. 4a), lo que dio origen a fosas tectónicas orientadas NW-SE (Graham et al., 2020) en las que se depositaron grandes espesores de material sedimentario de origen continental (CNH, 2017).

5.3.2. Etapa de Margen Pasivo

Existió un enfriamiento cortical que ocasionó subsidencia y como resultado, se tuvieron eventos de transgresión marina que inundaron los altos paleográficos y rellenaron, parcialmente, las fosas tectónicas originadas en la etapa de rifting (Fig. 4b y 4c) (CNH, 2017).

5.3.3. Orogenia Laramide

En esta etapa, la actividad tectónica de compresión dio origen a la SMO (Fig. 4d). Durante esta etapa se forman pliegues y cabalgaduras con rumbo general NW-SE a NNW-SSW y vergencia al este. La carga tectónica en el este de la cuenca causó la flexura de la litósfera y durante su formación dio origen a la cuenca de Chicontepec (CNH, 2017).

5.3.4. Etapa del Margen Pasivo:

Terminando la Orogenia Laramídica, el sistema entró a una nueva etapa pasiva en la que se depositaron sedimentos progradando hacia el este (Fig. 4e). Esto provocó la subsidencia y basculamiento hacia el Golfo de México (CNH, 2017) .

5.4 Geología estructural

Desde el punto de vista regional, la geología estructural de los sedimentos del Cretácico está afectada por anticlinales, sinclinales y cabalgaduras. Las rocas más antiguas del Cenozoico se encuentran hacia la SMO. En contraste, las rocas que se yacen hacia la costa están menos deformadas y son de origen más reciente. La porción somera únicamente muestra fallamiento normal y plegamiento suave (Nava y Alegría, 2001).

La deformación de la SMO afecta hasta los sedimentos del Paleoceno dentro de la cuenca de Chicontepec, en donde se tienen pliegues asimétricos y fallas inversas (Nava y Alegría, 2001).

La orientación principal de los lineamientos es NW- SE. Hacia la parte oriente, se tienen plegamientos suaves que se orientan, principalmente, hacia el noroeste. Se conforman por sinclinales y anticlinales, los cuales desaparecen hacia el este (SGM, 2004).

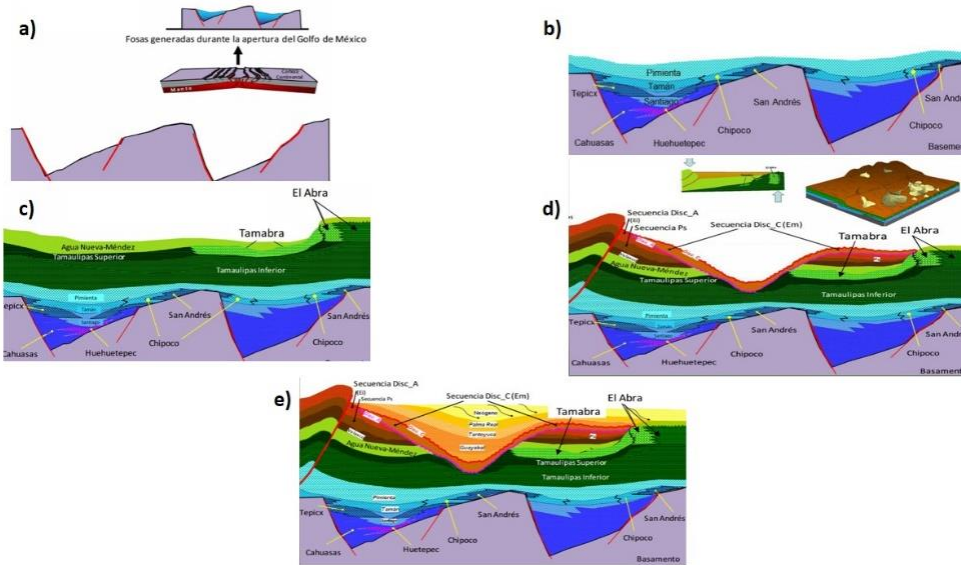


Fig. 4. Evolución tectónica de la cuenca de Chicontepec. a) Formación de fosas debido a la apertura del Golfo de México. b) Enfriamiento de la corteza, subsidencia y transgresión marina. c) Desarrollo de plataformas carbonatadas y crecimientos arrecifales. d) Orogenia Laramídica y formación de la cuenca de Chicontepec. e) Margen pasivo donde se depositaron materiales sedimentarios progradando hacia la costa y donde se tuvo basculamiento y subsidencia (CNH, 2017).

6. Hidrogeología

6.1. Acuíferos en la zona de estudio

El área que nos compete se encuentra dentro de tres acuíferos reconocidos por CONAGUA: Álamo-Tuxpan, Poza Rica y Tecolutla (Fig.5). En los siguientes apartados se hace una descripción de sus características principales.

6.1.1. Acuífero Álamo-Tuxpan

6.1.1.1. Generalidades del acuífero

La porción oeste del acuífero de Álamo-Tuxpan se encuentra ubicada en la Sierra Madre Oriental hacia la Costa del Golfo de México, iniciando en la frontera norte del país hasta sus límites con la Faja Volcánica Trasmexicana. Las altitudes en dirección a la SMO se encuentran entre los 2000 a 3000 msnm y van disminuyendo en dirección a la Llanura Costera del Golfo Norte (Fig.6).

Geológicamente, este acuífero está compuesto, principalmente, por rocas calizas, que al tener interacción con el agua subterránea, producen sistemas cavernarios y manantiales en la porción media y sur de este. Para las zonas cercanas a la Llanura Costera del Golfo se

observan grandes depósitos de material aluvial del Cuaternario. Los ríos existentes en esta zona tienen un escurrimiento ramificado, que en zonas de planicie desembocan en meandros o lagunas (CONAGUA, 2010).

6.1.1.2. Clima

Hacia la parte costera, el clima es cálido-subhúmedo, con una temperatura media anual de 22°C. La precipitación del mes más seco es de 0 a 60 mm. Mientras que, la parte central del acuífero se caracteriza por tener un clima cálido-húmedo con una temperatura media anual mayor de 22°C.

Por otro lado, en las partes altas correspondientes a la sierra se tienen los climas: semicálidos-húmedos, con una temperatura media anual mayor de 18°C y una precipitación media anual mayor de 500 mm; templado-húmedo con una temperatura media anual entre los 12°C y 18 °C y una precipitación de 40 mm; y por último, el clima semifrío-húmedo que tiene una temperatura media anual de entre 5°C y 12°C y una precipitación mensual en el mes más seco de 40 mm (CONAGUA, 2010) .

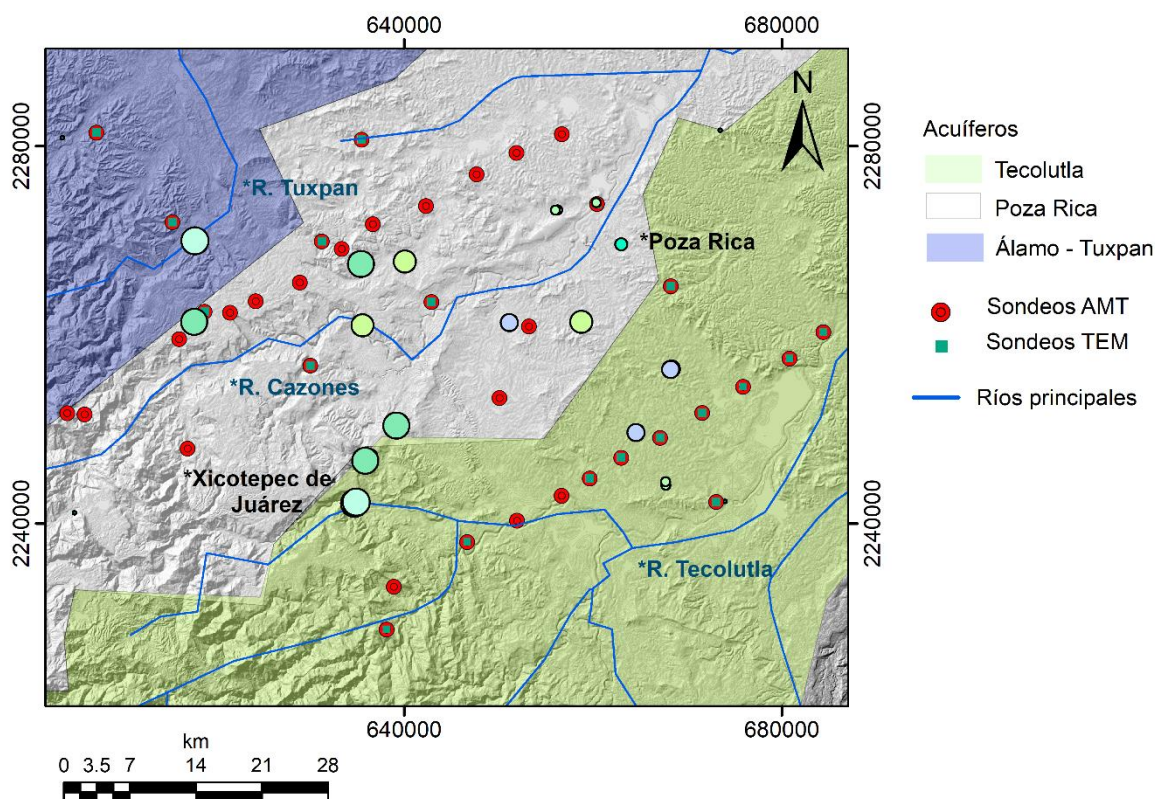


Fig. 5. Acuíferos, ríos principales y sondeos electromagnéticos en el área de estudio. Acuíferos, Tecolutla (verde), Poza Rica (blanco) y Álamo-Tuxpan (azul) (CONAGUA 2010, 2015, 2018). Ríos principales, Tuxpan, Cazones y Tecolutla (líneas azules) (Maderey y Torres-Ruata, 1990). Sondeos AMT (círculos rojos) y sondeos TEM (cuadrados verdes).

6.1.1.3. Características hidrológicas

Se define como un acuífero libre (CONAGUA, 2010). Muestra heterogeneidad en el sentido vertical y horizontal y está contenido en los sedimentos aluviales, fluviales y eólicos.

En dirección sur, el acuífero yace en rocas volcánicas, las cuales presentan una permeabilidad secundaria ocasionada por fracturamiento (CONAGUA, 2010).

6.1.2. Acuífero de Poza Rica

6.1.2.1. Generalidades del acuífero

Este acuífero (Fig.5) se encuentra dentro de la provincia fisiográfica Llanura Costera del Golfo (Fig.6). Está conformado por rocas sedimentarias del Cenozoico: arenas, limos y arcillas, provenientes de la erosión de las zonas más altas y en donde se han desarrollado muchos de los acuíferos regionales (CONAGUA, 2015).

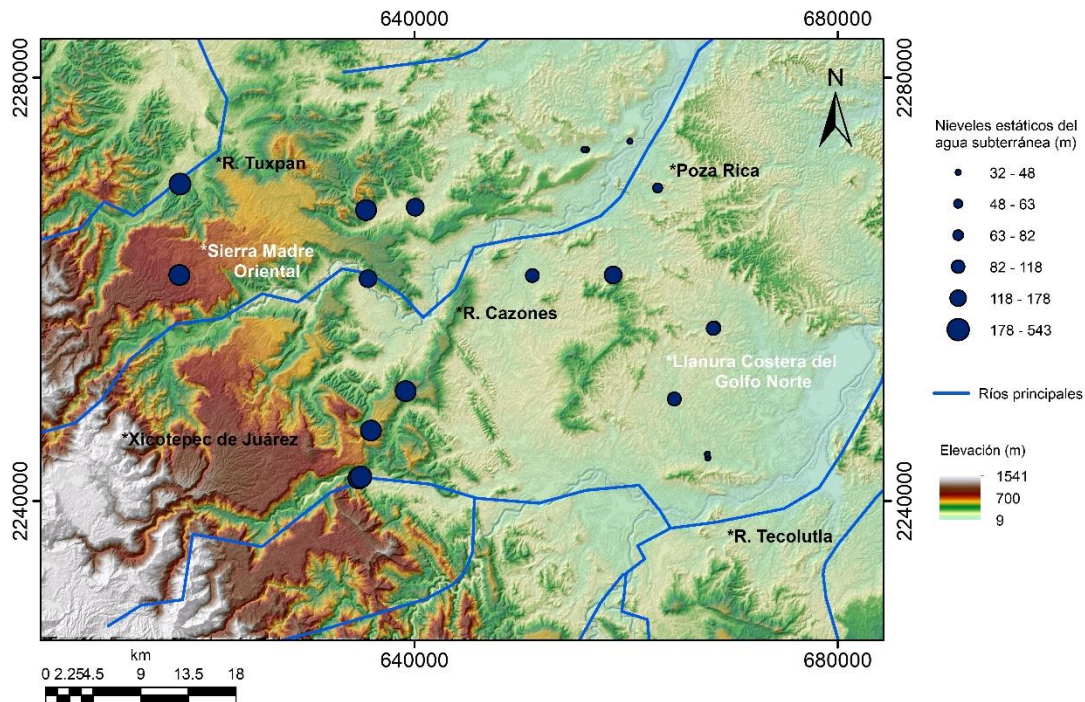


Fig. 6. Continuo digital de elevación (INEGI, 2013), niveles estáticos del agua subterránea (círculos azules) y ríos principales (líneas azules) (Maderrey-R y Torres-Ruata, 1990).

La porción oeste de esta cuenca pertenece a la provincia fisiográfica de la SMO, que, al ser una cadena montañosa, consta de grandes plegamientos con una orientación NNW-SSE. Por otro lado, hacia la costa (dirección este), no se tienen acuíferos importantes debido a que las

rocas de la zona tienen la característica de estar altamente compactadas. Entre las rocas existentes se encuentran los esquistos y areniscas (CONAGUA, 2015).

6.1.2.2. Clima

Con base en la información de las estaciones climatológicas existentes dentro del acuífero, se obtuvo que la precipitación media anual en la parte más alta perteneciente a Xicotepec de Juárez es de 3153.2 mm y una temperatura de 18.6°C, mientras que, la porción más baja, correspondiente al estado de Veracruz, tiene una precipitación media anual de 1645.2 mm y una temperatura media anual de 24.9 °C (CONAGUA, 2015).

6.1.2.3. Características hidrológicas

El acuífero de Poza Rica está alojado en materiales aluviales de espesores reducidos a lo largo de los cauces de los ríos. La recarga la recibe de la precipitación que ocurre en su superficie, desde partes elevadas como las sierras y los lomeríos (CONAGUA, 2015).

6.1.3. Acuífero de Tecolutla

6.1.3.1. Generalidades del acuífero

El área cubierta por el acuífero Tecolutla pertenece a la cuenca del Río Tecolutla (Fig. 5). Alcanza elevaciones de hasta 3500 msnm las cuales van disminuyendo hacia la Llanura Costera del Golfo (Fig.6). En las partes altas se tienen, principalmente, materiales de origen ígneo; mientras que, en las porciones medias, con elevaciones entre los 200 y 1000 msnm, se tienen sierras y mesetas del Karst Huasteco y hacia las partes de menor elevación, tenemos llanuras y lomeríos de la Llanura Costera del Golfo; así como la existencia de grandes depósitos sedimentarios de origen aluvial (CONAGUA, 2018).

6.1.3.2. Clima

Las características climáticas de este acuífero son las ya descritas para el acuífero Álamo-Tuxpan en el apartado 6.1.1.2 (CONAGUA, 2010).

6.1.3.3. Características hidrológicas

La porción superior del acuífero está alojada en sedimentos aluviales de granulometría variable, así como en areniscas y conglomerados. Su parte inferior se encuentra en una sucesión de rocas sedimentarias marinas (lutitas, calizas y areniscas) y en rocas volcánicas (tobas y brechas), que presentan una permeabilidad secundaria debida a fracturamientos (CONAGUA, 2018).

7. Geofísica

7.1. Generalidades del método electromagnético

Los métodos electromagnéticos obtienen información del subsuelo a través de la resistividad eléctrica de los materiales. Cualquier método electromagnético mide una o más componentes del campo eléctrico y magnético a través de un “receptor EM”. La fuente de estos campos puede ser natural o artificial y es medida por un “transmisor EM” (Charles y Swift, 1988).

Los sistemas electromagnéticos pueden ser divididos, principalmente, en tres grupos (Reynolds, 2011):

- Sistemas de campo cercano, donde la fuente está relativamente cercana al receptor.
- Sistemas de campo lejano, donde la distancia a la que se encuentra la fuente del receptor es muy grande. Permite, por convención, tratar a la onda electromagnética como una onda plana.
- Sistemas de fuente EM natural, donde no hay generación de radiación electromagnética de forma artificial y se utiliza únicamente la contribución EM proveniente de las partículas cargadas del Sol que interactúan con la ionosfera, las tormentas eléctricas, o el campo magnético terrestre.

En el caso de los métodos de corriente directa (DC), como lo son los sondeos eléctricos verticales (SEVs), la corriente es inyectada al subsuelo a través de un par de electrodos, los cuales miden la diferencia de potencial del campo eléctrico en el subsuelo. En el caso de los métodos MT (algunas veces denominado sondeo de corriente alterna (AC)) se mide las oscilaciones del campo EM natural. Mientras que, en el método transitorio electromagnético, la corriente es generada por un campo magnético variable que se genera a partir de una corriente eléctrica inyectada desde la superficie a través de una bobina (Hersir, 2015).

Dependiendo de si el tipo de fuente es natural o artificial, es posible hablar entonces de métodos pasivos o activos. El método MT es un ejemplo de método pasivo, mientras que, los SEVs o TEM son métodos activos.

7.2. Origen de los campos electromagnéticos naturales

En el caso del método MT se utilizan fuentes naturales electromagnéticas. El tipo de fuente natural depende de la frecuencia del campo EM. Por un lado, las altas frecuencias, mayores de 1 Hz, son provocadas, principalmente, por descargas eléctricas provenientes de las tormentas eléctricas, lo que ocurre principalmente en zonas cercanas al ecuador. Por otro lado, las interacciones entre la magnetosfera y el viento solar originan frecuencias menores de 1 Hz. Para su formación debe tomarse en cuenta que el viento solar es una corriente continua de plasma que irradia, principalmente, protones y electrones del Sol; cuando el

plasma se encuentra con el campo magnético terrestre (en la magnetopausa), dichos protones y electrones se desvían en direcciones opuestas, dando origen a un campo eléctrico. Las variaciones en densidad, velocidad e intensidad del campo magnético del viento solar producen una distorsión rápida de la magnetosfera terrestre (Simpson y Bahr, 2005).

Es importante que mencionemos que las variaciones geomagnéticas más importantes ocurren cuando se tiene una tormenta magnética, como resultado de aumentos esporádicos en la velocidad en la que el plasma es expulsado del Sol.

7.3. Fundamentos del Método Electromagnético

7.3.1. Ecuaciones de Maxwell

Todos los fenómenos electromagnéticos pueden explicarse a través de las ecuaciones de Maxwell. Estas ecuaciones de primer orden pueden ser representadas en su forma diferencial en el sistema internacional de unidades (SI):

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (1)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = q \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (4)$$

Donde \vec{E} es el campo eléctrico (V/m), \vec{B} es el vector de inducción magnética (T), \vec{H} es la intensidad del campo magnético (A/m), \vec{J} la densidad de corriente eléctrica (A/m²), \vec{D} es el vector de desplazamiento eléctrico (C/m²) y q es la carga eléctrica (C/m³).

La ecuación (1) pertenece a la Ley de Faraday y establece que los cambios en el tiempo del campo magnético inducen fluctuaciones en el campo eléctrico que fluye en un circuito cerrado en dirección al campo inducido. Por otro lado, la ecuación (2) que corresponde a la Ley de Ampere – Maxwell, nos dice que cualquier circuito cerrado de corriente eléctrica tendrá un campo magnético asociado de magnitud proporcional al flujo de corriente eléctrica (Simpson y Bahr, 2005). Este campo magnético es producido a partir del movimiento de cargas libres del medio conductor y por los campos eléctricos que son polarizables y variables en el tiempo. En el caso de la Ley de Gauss para el campo eléctrico (3), se considera una superficie geométrica cerrada en donde el flujo eléctrico total que la atraviesa es igual a la densidad de carga volumétrica que hay dentro de esa superficie. Finalmente, la Ley de Gauss para el campo magnético (4) (donde también se considera una superficie cerrada), nos dice que el flujo magnético que la atraviesa siempre es igual a cero; por lo que las líneas de fuerza

del campo magnético se cierran en sí mismas evitando la existencia de monopolos magnéticos.

7.3.2. Relaciones constitutivas

Desde el punto de vista físico, las ecuaciones de Maxwell están incompletas ya que por sí solas no están tomando en cuenta las propiedades del medio material donde están siendo consideradas. De forma experimental, se ha demostrado que las propiedades de los materiales afectan directamente los campos eléctrico y magnético, por lo que matemáticamente, dichas propiedades del medio son tomadas en cuenta a través de las relaciones constitutivas como se describe a continuación:

$$\vec{D} = \epsilon \cdot \vec{E} \quad (5)$$

$$\vec{B} = \mu \cdot \vec{H} \quad (6)$$

$$\vec{J} = \sigma \cdot \vec{E} \quad (7)$$

Donde ϵ (F/m) es la permisividad eléctrica; μ (H/m,) la permeabilidad magnética y σ (S/m), la conductividad eléctrica del material. En la mayoría de los problemas de análisis electromagnético terrestre para utilizar las ecuaciones (5), (6), y (7) se toman en cuenta las siguientes consideraciones (Ward y Hohmann, 1988).

- todos los medios son lineales, isótropos, homogéneos y poseen propiedades eléctricas independientes del tiempo, temperatura o presión y,
- la permeabilidad magnética (μ) se asume que está en el vacío, $\mu = \mu_0$.

Sustituyendo las relaciones constitutivas en las ecuaciones de Maxwell (1) - (4), es posible expresarlas en términos de las propiedades del medio:

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (8)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (9)$$

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{\rho}{\epsilon} \quad (10)$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = 0 \quad (11)$$

Respecto a la conductividad eléctrica de los materiales, ésta tiene una amplia variación (Fig. 7), ya que es sensible a los pequeños cambios en composición de las rocas. Esta conductividad es muy baja en la mayoría de las rocas ($10^{-5} S/m$) por lo que los cambios importantes están relacionados a la presencia de fluidos, material parcialmente fundido o por el alto contenido en minerales altamente conductores como el grafito (Jones, 1992).

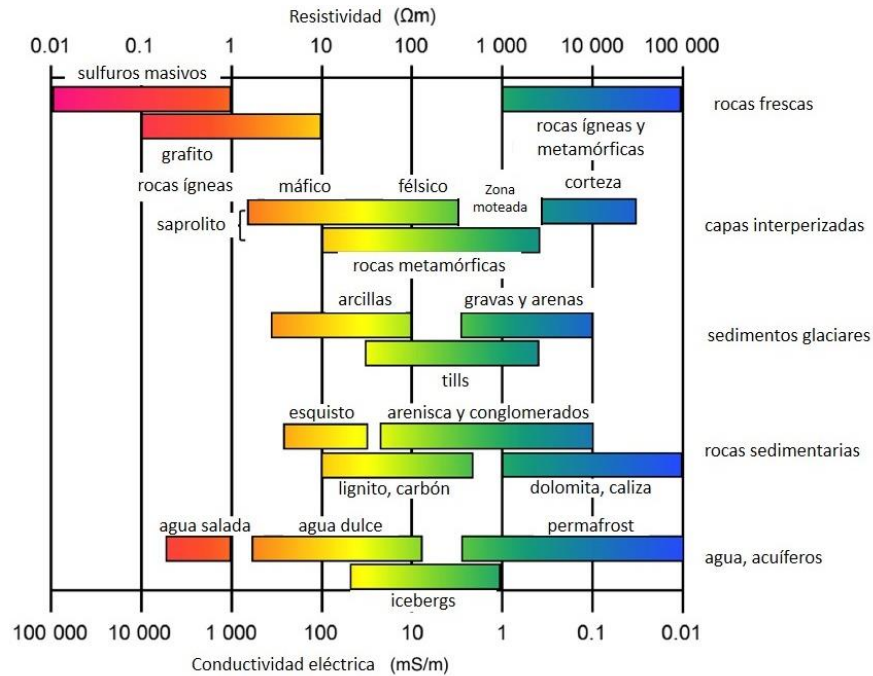


Fig. 7. Conductividades eléctricas y magnéticas de rocas comunes (Palacky, 1988).

7.3.3. Ecuaciones de Maxwell en el dominio de frecuencia

Para poder obtener las ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia es necesario hacer uso de las ecuaciones (1) y (2) y las relaciones constitutivas (5) – (7) (Ward y Hohmann, 1988).

$$\nabla \times \vec{E} + i\mu\omega\vec{H} = 0 \quad (12)$$

$$\nabla \times \vec{H} - (\sigma + i \epsilon\omega) \vec{E} = 0 \quad (13)$$

Ahora bien, si introducimos el concepto de impedividad $\hat{z} = i\mu\omega$ y admitividad $\hat{y} = \sigma + i\epsilon\omega$ (Ward y Hohmann, 1988) en las ecuaciones (12) y (13), estas toman la siguiente forma:

$$\nabla \times \vec{E} + \hat{z}\vec{H} = 0 \quad (14)$$

$$\nabla \times \vec{H} - \hat{y}\vec{E} = 0 \quad (15)$$

7.3.4. Ecuación de onda electromagnética

Con base en lo descrito por Ward y Hohmann (1988) la ecuación de onda para el campo eléctrico y magnético puede obtenerse a través del cálculo del rotacional en las ecuaciones (8) y (9) como se muestra a continuación:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = \nabla \times \left(-\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \right) \quad (16)$$

$$\nabla \times \nabla \times \vec{H} = \nabla \times \left(\sigma \vec{E} + \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \right) \quad (17)$$

Por la propiedad distributiva del operador ∇ tenemos:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{H}) \quad (18)$$

$$\nabla \times \nabla \times \vec{H} = \sigma (\nabla \times \vec{E}) + \epsilon \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{E}) \quad (19)$$

Sustituyendo el valor de $\nabla \times \vec{E}$ y $\nabla \times \vec{H}$ de las ecuaciones (8) y (9):

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial}{\partial t} \left(\sigma \vec{E} + \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \right) \quad (20)$$

$$\nabla \times \nabla \times \vec{H} = \sigma \left(-\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \right) + \epsilon \frac{\partial}{\partial t} \left(\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \right) \quad (21)$$

La identidad vectorial

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{a} \equiv \nabla \nabla \cdot \mathbf{a} - \nabla^2 \mathbf{a} \quad (22)$$

nos permite reescribir las ecuaciones (20) y (21) de la siguiente manera:

$$\nabla^2 \vec{E} - \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0 \quad (23)$$

$$\nabla^2 \vec{H} - \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = 0 \quad (24)$$

Las ecuaciones (23) y (24) para el campo \vec{E} y \vec{H} están establecidas en el dominio del tiempo. La transformación de Fourier es entonces utilizada para convertir estas ecuaciones al dominio de la frecuencia:

$$\nabla^2 \vec{E} + (\mu \epsilon \omega^2 - i \mu \sigma \omega) \vec{E} = 0 \quad (25)$$

$$\nabla^2 \vec{H} + (\mu \epsilon \omega^2 - i \mu \sigma \omega) \vec{H} = 0 \quad (26)$$

Las ecuaciones (25) y (26) pueden reescribirse como:

$$\nabla^2 \vec{E} + k^2 \vec{E} = 0 \quad (27)$$

$$\nabla^2 \vec{H} + k^2 \vec{H} = 0 \quad (28)$$

donde,

$$k^2 = \mu \epsilon \omega^2 - i \mu \sigma \omega \quad (29)$$

es conocida como la constante de propagación de la onda electromagnética.

Las ecuaciones (25) – (29) son conocidas comúnmente como las ecuaciones de Helmholtz para el campo eléctrico y magnético (Ward y Hohmann, 1988). Para el caso de las ecuaciones (25) y (26) se cumple que $\mu\epsilon\omega^2 \ll i\mu\sigma\omega$, debido a que los materiales terrestres muestran frecuencias menores de 10^5 Hz, sus las corrientes de desplazamiento son mucho más pequeñas que las corrientes de conducción. Tomando en cuenta esto, las ecuaciones (23) y (24) se pueden expresar para una dimensión respecto al tiempo y la frecuencia como tenemos a continuación (Ward y Hohmann, 1988):

$$\text{Tiempo} \quad \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial z^2} - \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0 \quad (30)$$

$$\frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial z^2} - \mu\sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = 0 \quad (31)$$

$$\text{Frecuencia} \quad \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial z^2} - i\mu\sigma\omega \vec{E} = 0 \quad (32)$$

$$\frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial z^2} - i\mu\sigma\omega \vec{H} = 0 \quad (33)$$

7.3.5. Soluciones para la ecuación de onda

De las ecuaciones de la (30) - (33), se tienen ecuaciones lineales de segundo orden, que presentan soluciones sinusoidales dependientes del tiempo $e^{i\omega t}$ (Ward y Hohmann, 1988):

$$\vec{E} = E_0^+ e^{-i(kz - \omega t)} + E_0^- e^{-i(kz + \omega t)} \quad (34)$$

$$\vec{H} = H_0^+ e^{-i(kz - \omega t)} + H_0^- e^{-i(kz + \omega t)} \quad (35)$$

7.4. Método magnetotelúrico

7.4.1. Clasificación de los métodos MT

Es posible clasificar la instrumentación que utiliza el método MT en función del rango de períodos de los datos adquiridos y el equipo específico que se utiliza para realizar los sondeos (Chave y Jones, 2012):

- De período largo (LMT), donde estos instrumentos toman datos en un rango de períodos entre 1 s y 10, 000 s, y los que son de ultra largo período alcanzan los 100, 000 s.

- De banda ancha (BMT), que toma datos en un rango de período entre los 0.001 y 1000 s
- Audio-magnetotélurico (AMT), este instrumento típicamente capta períodos en un rango de entre 0.0001 y 0.1 s.

Existen clasificaciones adicionales para el equipo MT, las cuales dependen del tipo de fuente que se utilice para la obtención de los datos:

- Fuente controlada AMT (CSAMT), utiliza una fuente artificial EM y opera en un rango de período entre 10^{-4} y 8 s.
- Radiofrecuencia MT (RMT), utiliza transmisores de radiofrecuencia y mide señales entre los 10^{-6} y 10^{-4} s.
- Seafloor MT (SFMT), el cual se encuentra en el fondo marino y capta los períodos del BBMT y AMT.

7.4.2. Supuestos del Método Magnetotélurico

Con el fin de simplificar la teoría EM para estudiar eventos terrestres se toman en cuenta las siguientes consideraciones (Simpson y Bahr, 2005):

- i. Deben cumplir las ecuaciones EM de Maxwell.
- ii. La tierra no genera energía electromagnética, solamente la disipa o la absorbe.
- iii. Los campos pueden ser tratados como conservativos si estos se encuentran lejos de la fuente generadora.
- iv. La fuente de los campos EM a gran escala está en las corrientes ionosféricas que se encuentran relativamente a gran distancia de la superficie. Estas ondas, por la lejanía con la que se originan, pueden tratarse como ondas planas que inciden de forma cuasi vertical con nuestro planeta (esta suposición puede que no se cumpla en las regiones cercanas a los polos y al ecuador).
- v. El método MT asume que no hay acumulación de cargas libres en la superficie terrestre, pero en la realidad dichas cargas se acumulan a lo largo de discontinuidades en el subsuelo. Como consecuencia, se tiene un fenómeno no inductivo denominado *static shift*.
- vi. La carga es conservativa y la Tierra se comporta como un conductor que cumple con la siguiente relación:

$$j = \sigma \cdot E \quad (36)$$

- vii. El desplazamiento del campo eléctrico es cuasi estacionario para los períodos del método MT. Por lo tanto, las corrientes de desplazamiento variables en el tiempo, que surgen como resultado de la polarización, son despreciables comparadas con las corrientes de conducción variables en el tiempo y que permiten tratar a la inducción EM en la Tierra como un proceso meramente difusivo.

- viii. Cualquier variación en las permitividades eléctricas y permeabilidades magnéticas en las rocas son despreciables en comparación con las variaciones en la conductividad de la roca principal.

7.4.3. Skin depth y resistividad aparente

En un medio conductor y uniforme la escala de longitud para la inducción EM es conocida como skin depth, que es la distancia a la que el campo EM decae a razón de $1/e \approx 0.37$ y está representada por la siguiente ecuación:

$$\delta(\omega) = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad (37)$$

El decaimiento exponencial que presenta el campo EM al aumentar la profundidad hace que se pierda sensibilidad para detectar estructuras conductoras a una mayor profundidad que la estimada a través de la ecuación que define al skin depth. Es por esto, que a la resistividad aparente también se le conoce como profundidad de penetración de los campos electromagnéticos terrestres (Simpson y Bahr, 2005).

Utilizando el SI de unidades la ecuación (37) se convierte en:

$$\delta = 503 \sqrt{\rho_a T} \quad (38)$$

Donde δ se encuentra en metros, T es el período en segundos y ρ_a es la resistividad aparente en $\Omega \cdot m$. Esta resistividad la definimos como la resistividad promedio en un espacio uniforme y uno de los parámetros más utilizados para la visualización de datos MT.

Tomando en cuenta los parámetros previamente descritos de la ecuación (38), podemos deducir que la profundidad de penetración MT está directamente ligada a las propiedades eléctricas del medio y al período utilizado en los sondeos. Esta es una ventaja, ya que, al poder modificar el período o la frecuencia de medición, tendremos oportunidad de realizar sondeos en una amplia gama de profundidades.

7.4.4. Tensor de impedancias

La técnica MT es un método pasivo que mide las fluctuaciones del campo eléctrico (\vec{E}) y magnético (\vec{H}) de forma ortogonal en la superficie terrestre (Simpson y Bahr, 2005). La relación entre ambas componentes horizontales se denomina impedancia y se expresa a través de un tensor complejo como se muestra a continuación:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad \text{o} \quad \vec{E} = \vec{Z} \cdot \vec{H} \quad (39)$$

Este tensor se resuelve a través del método de regresión por mínimos cuadrados y se obtiene el valor de las impedancias en cada una de las direcciones horizontales.

Al ser un tensor complejo está compuesto por una parte real y una imaginaria, lo que nos permite obtener no solamente la resistividad aparente, sino también la fase de las cuatro componentes del tensor (Simpson y Bahr, 2005):

$$\rho_{aij}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}|^2 \quad (40)$$

$$\varphi_{ij} = \tan^{-1} \frac{Im(Z_{ij})}{Re(Z_{ij})} \quad (41)$$

Donde ρ_a es la resistividad aparente en Ω . m y φ es la fase en grados.

La impedancia, al poder expresarse como un tensor, nos da información de la dimensionalidad y dirección del campo EM. En el caso de un medio 1-D no hay variación del campo EM en las componentes principales Z_{xx} y Z_{yy} , por lo que únicamente varía con la profundidad. Por otro lado, los valores de la impedancia en la anti-diagonal son iguales en magnitud, pero con signo contrario (Simpson y Bahr, 2005):

$$\begin{aligned} Z_{xx} &= Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} &= -Z_{yx} \end{aligned} \quad (42)$$

Es importante que mencionemos que esta dimensionalidad es válida cuando las estructuras geoelectricas no varían rápidamente en la horizontal. De cualquier forma, es usualmente necesario considerar un medio 2-D en el que existe una variación del campo EM hacia una dirección preferencial horizontal y con respecto a la profundidad. Es así, que para un medio bidimensional, Z_{xx} y Z_{yy} son iguales en magnitud pero con signo opuesto, mientras que Z_{xy} y Z_{yx} tienen valores distintos, representando así la dirección máxima y mínima en la que circula el campo EM (Simpson y Bahr, 2005):

$$\begin{aligned} Z_{xx} &= -Z_{yy} \\ Z_{xy} &\neq -Z_{yx} \end{aligned} \quad (43)$$

Para este caso, si el *strike*, que es la dirección de mayor conductividad EM en un medio 2-D o en un medio anisotrópico (Simpson & Bahr, 2005), está alineado en la dirección x o y , las componentes Z_{xy} y Z_{yx} nuevamente son cero.

Finalmente, en los medios 3-D no existe una dirección preferencial por lo que se tiene (Simpson y Bahr, 2005):

$$\begin{aligned} Z_{xx} &\neq Z_{yy} \\ Z_{xy} &\neq -Z_{yx} \end{aligned} \quad (44)$$

7.4.5. Perturbaciones del campo eléctrico y magnético

En métodos MT, las pequeñas anomalías de resistividad ocasionan perturbaciones en el campo electromagnético. Dependiendo del tamaño de estas anomalías y de la frecuencia de banda utilizada, la respuesta EM se verá afectada por la distorsión galvánica o por los efectos de inducción.

Por un lado, la distorsión galvánica es comúnmente causada por heterogeneidades cerca de la superficie provocando la acumulación de cargas libres. Mientras que, la distorsión por inducción es provocada por estructuras más grandes y profundas, que se encuentran más allá de los límites de alcance de nuestro sondeo MT (Conway, 2013). La identificación de estas perturbaciones y su eliminación nos ayudará a tener buena calidad en los datos MT y a poder realizar los análisis de dimensionalidad e inversión geofísica.

7.4.6. Distorsión galvánica

La distorsión galvánica (o *static shift*) es producida por heterogeneidades en la conductividad ocasionadas por alguna estructura local, afectando al campo eléctrico regional E_R , y, por ende, ocasionando un desplazamiento de la curva de resistividad aparente en todas las frecuencias. Puede representarse por la siguiente ecuación (Caldwell et al., 2004):

$$E(\omega) = E_R(\omega) + E_S(\omega) \quad (45)$$

donde E es el campo eléctrico observado, E_S es el campo eléctrico secundario producido por la acción del campo regional sobre la heterogeneidad en la conductividad y finalmente, ω es la frecuencia angular. Si tomamos en cuenta que los efectos inductivos son despreciables y que E_R no varía de forma considerable lateralmente podemos decir entonces que, E_S es una buena aproximación linealmente proporcional del campo eléctrico regional. Dicho esto, la ecuación (45) puede ser reescrita tomando en cuenta la matriz de distorsión (D):

$$E(\omega) = DE_R(\omega) \quad (46)$$

donde D es una matriz cuadrada de 2×2 que representa un tensor y tiene valores reales. En un sistema de coordenadas x - y , puede ser representada de la siguiente forma:

$$D = \begin{pmatrix} d_{xx} & d_{xy} \\ d_{yx} & d_{yy} \end{pmatrix} \quad (47)$$

En la ecuación (47), d_{ij} depende de la posición del punto de observación, la forma de la heterogeneidad y su conductividad, donde todas estas son desconocidas (Caldwell et al., 2004).

Es importante mencionar que, para su análisis debemos utilizar otras metodologías que se vean menos afectadas por el efecto del corrimiento estático (TEM, SEVs), comparar con las

demás curvas de resistividad (siempre y cuando estén en características litológicas similares) o hacer uso de la información geológica previa que tengamos del sitio.

7.4.7. Profundidad máxima confiable de investigación

Determinar la profundidad de investigación en estudios geofísicos es de gran importancia, ya que permite delimitar los alcances del estudio y hacer una interpretación con mayor exactitud del medio. Hablando específicamente de los datos MT, sabemos que el cálculo de la profundidad efectiva se hace a través del skin depth (apartado 7.4.3). El skin depth está en términos de la resistividad y del período. La formulación matemática nos indica que las ondas electromagnéticas penetrarán a mayor profundidad a menores frecuencias y/o con rocas de mayor resistividad. Pese a esto, este parámetro es únicamente una referencia, ya que debe tomarse en cuenta la heterogeneidad del subsuelo (dos Santos et al., 2013). Es por ello, que se han buscado nuevas alternativas que ayuden a determinar las profundidades máximas confiables en los modelos de inversión magnetotelúrica.

Existen dos metodologías comunes dentro de la geofísica para su estimación: la metodología heurística (transformada de Niblett-Bostick) propuesta por Niblett y Sayn-Wittgenstein (1960) y Bostick (1977) y la metodología analítica propuesta por Parker (1982) (dos Santos et al., 2013). Para fines prácticos, describiremos únicamente el método analítico, ya que fue el implementado en este trabajo.

El método analítico consiste en encontrar cuál es la profundidad máxima de sensibilidad de nuestro modelo de inversión. Para poder determinar esta profundidad se debe insertar en el modelo de resistividad un cuerpo perfecto conductor (dos Santos et al., 2013). El siguiente paso es determinar hasta qué profundidad este cuerpo causa un efecto detectable en la curva de resistividad aparente y fase generadas por la inversión 1-D (Berdichevsky y Dmitriev, 2002). Esta profundidad será considerada como la profundidad máxima confiable del modelo MT (dos Santos et al., 2013).

Es importante mencionar que, en caso de tener una zona de estudio con materiales conductores, como sucede muchas veces en las cuencas sedimentarias, el cuerpo que se debe insertar al modelo debe ser resistivo (dos Santos et al., 2013).

7.5. Transitorio electromagnético

El método transitorio electromagnético (TEM) mide la respuesta electromagnética en el subsuelo, como resultado de la variación del campo magnético primario originado por una corriente eléctrica a través de un cable transmisor sobre tierra. Cuando la corriente aplicada es súbitamente interrumpida, el campo magnético comienza rápidamente a colapsar. Un campo eléctrico asociado con este campo magnético primario produce corrientes de Foucault

(Eddy) que se van disipando en el tiempo. Cuando los sedimentos tienen altas resistividades, las corrientes de Foucault decaen lentamente, a diferencia de los materiales con baja resistividad, donde las corrientes decaen rápidamente (Barrett et al., 2005). Un receptor mide la tasa de cambio del campo magnético, que depende del tamaño y forma del conductor y su conductividad (Reynolds, 2011). Por otro lado, la distribución inicial de la corriente está en función únicamente del tamaño y forma de la bobina receptora (Reynolds, 2011). Todo el proceso de excitación de la corriente a través de la bobina se lleva a cabo muchas veces y los datos recopilados son apilados para cada sondeo (Fig. 8).

En el caso de un espacio semi-infinito de capas distribuidas horizontalmente, la corriente inducida va a comenzar a propagarse hacia partes más profundas de manera similar a como lo hacen los anillos de humo en el aire (Fig. 9) y existirá una disminución de la amplitud de la señal con respecto al tiempo (Reynolds, 2011).

El decaimiento del campo magnético conforme al tiempo puede dividirse en tres etapas: temprana, intermedia y tardía (Fig. 10). En la etapa temprana, la corriente comienza a circular por la bobina transmisora y después de un tiempo es interrumpida abruptamente. Este cambio súbito de corriente producirá, por Ley de Faraday, la generación de fluctuaciones en el campo magnético primario. Durante el t_0 , las corrientes superficiales tratan de mantener el mismo valor que tenían hasta antes del corte de la corriente y conservan el campo magnético asociado estático en el tiempo. En la etapa intermedia se genera una fuerza electromotriz en el terreno que da como resultando corrientes parásitas, que generan a su vez el campo magnético secundario en dirección contraria a la propagación y que es medido por el receptor. Finalmente, en la etapa tardía, el medio ya no tiene campo primario, lo que origina un decaimiento asintótico descrito por Kaufman y Keller (1984) como:

$$emf_z = \frac{\mu^{5/2}}{4\pi^{3/2}} \frac{\sigma^{3/2} M_t M_R}{t^{3/2}} \quad (48)$$

donde t es el tiempo después de apagado, mientras que, M_t y M_R son los momentos del transmisor y receptor respectivamente.

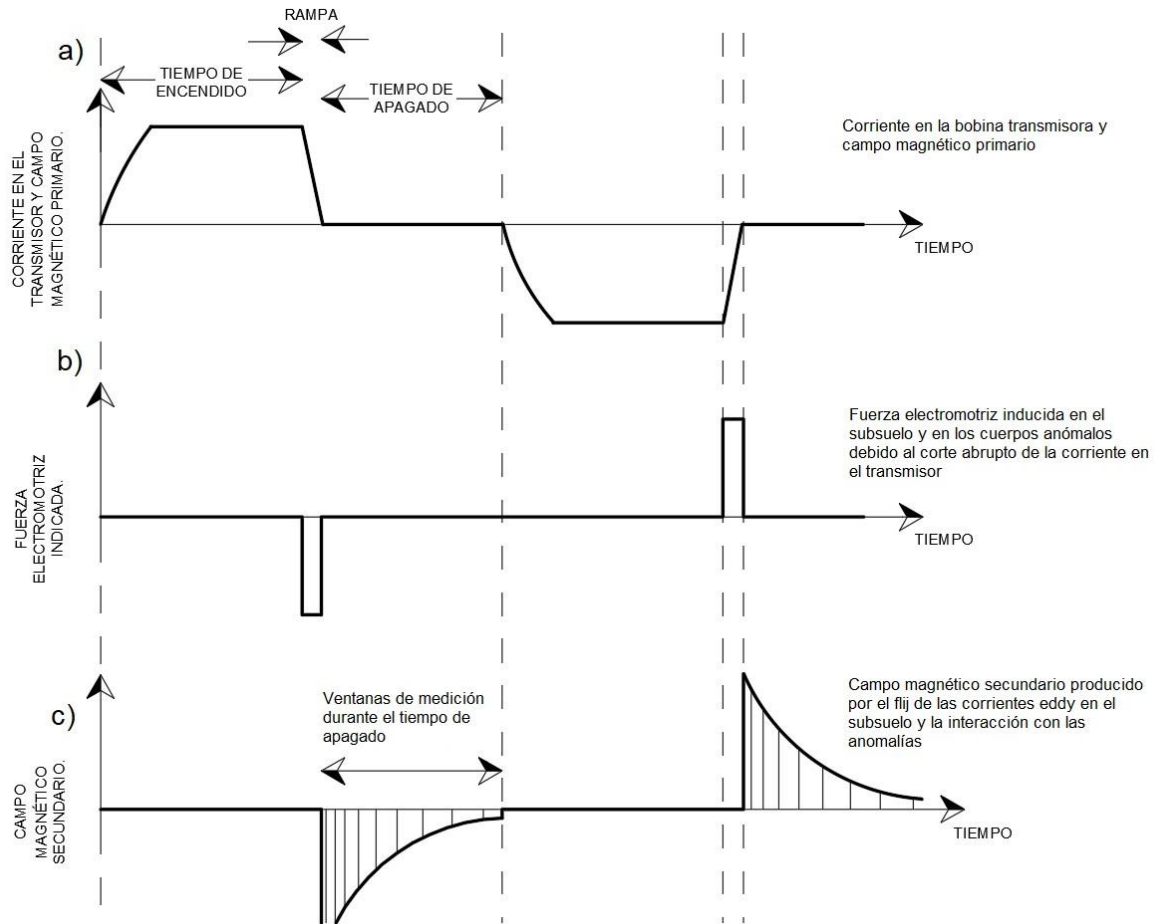


Fig. 8. Forma de onda para métodos EM en el dominio del tiempo. a) Corriente en el transmisor y campo magnético primario. b) Fuerza electromotriz inducida en el subsuelo. c) Campo magnético secundario producido por el flujo de las corrientes Eddy en el subsuelo (McNeill, 1990).

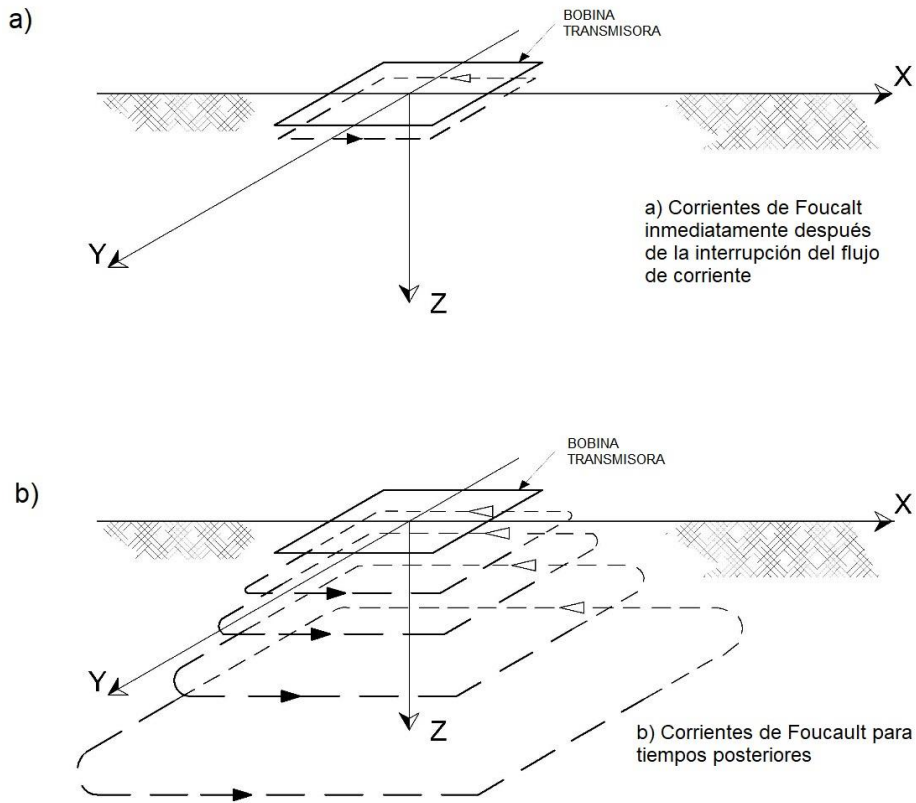


Fig. 9. a) Forma de las corrientes de Foucault inmediatamente después de cortar el campo eléctrico primario. b) Propagación de las corrientes de Foucault a través del tiempo (t1...), en un subsuelo homogéneo en forma de anillos de humo (modificada de Navarro, 2006).

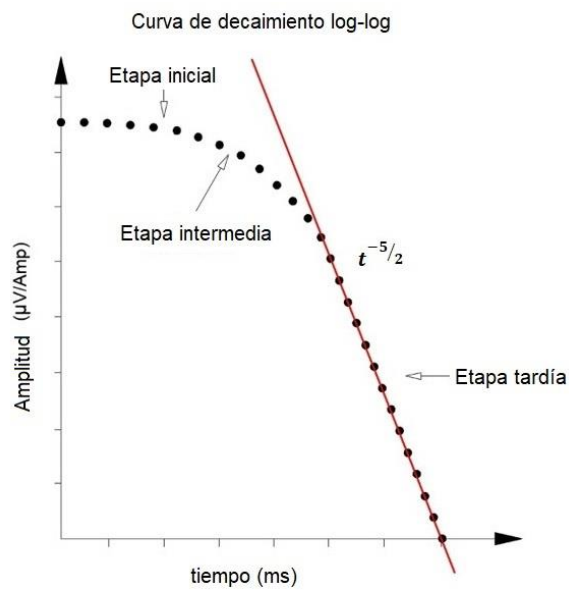


Fig. 10. Etapas en la curva de decaimiento en el método transitorio electromagnético.

Como se observa en la Fig. 10, la curva de decaimiento es proporcional a $t^{-5/2}$ y aunque directamente muestra los cambios de resistividad en el subsuelo, es necesario transformar los datos de forma que queden en términos de resistividad aparente (Fig. 11). Esto se logra a través de la siguiente ecuación (Fitterman y Stewart, 1986):

$$\rho_a = \frac{\mu}{4\pi t} \left| \frac{2\pi\mu r^2 M_R I}{5tV} \right|^2 \quad (49)$$

siendo r el radio de la bobina receptora y V el voltaje inducido a través de la bobina transmisora.

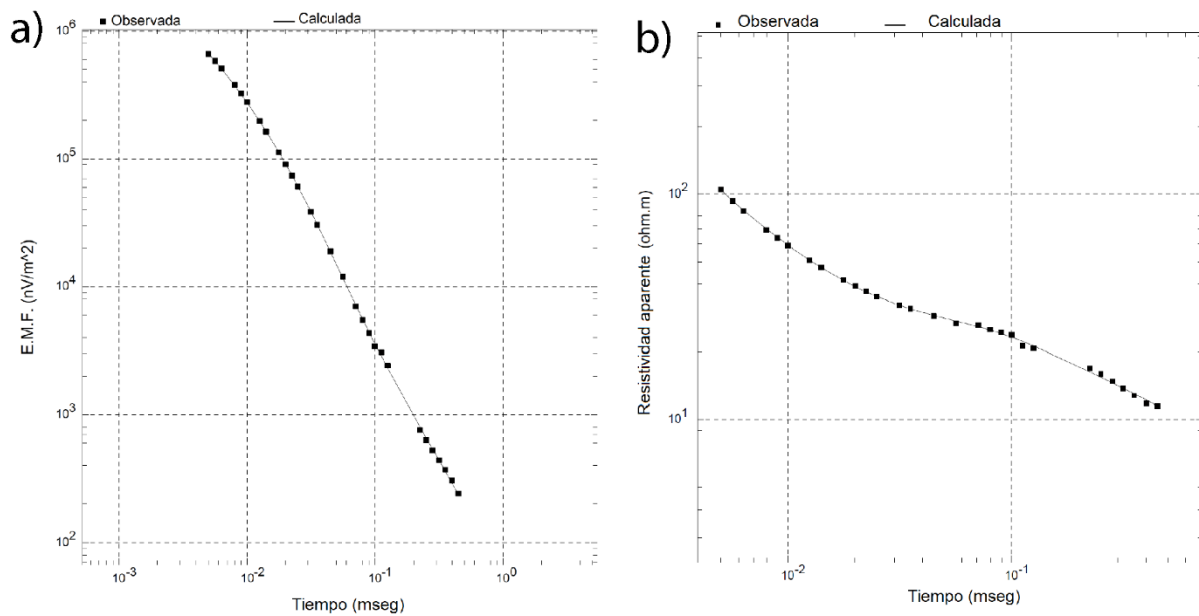


Fig. 11. Curva de decaimiento: a) en términos de voltaje y b) en términos de la resistividad aparente.

La corriente que fluye a través del transmisor hacia el conductor se describe como:

$$I(t) = \frac{M_{01} I_0}{L} e^{-\frac{t}{\tau}} \quad t \geq 0 \quad (50)$$

donde M_{ij} es la inductancia del conductor, I_0 la corriente del transmisor, R y L , son la resistencia y la inductancia del conductor respectivamente, y $\tau = L/R$ es la constante del tiempo para el subsuelo. La discontinuidad en la corriente inducida creará la corriente en el

subsuelo que decaerá de forma exponencial en función de la constante de tiempo τ (Yáñez, 2017).

Mientras que, el voltaje registrado en el receptor (e_s) es proporcional a la variación temporal del campo magnético secundario creado por las corrientes en el subsuelo como se tiene a continuación (Yáñez, 2017):

$$e_s(t) = M_R \frac{\partial I}{\partial t} = I_0 \frac{M_t M_R}{L} \left[\delta(t) - \frac{e^{-t/\tau}}{\tau} \right] \quad t \geq 0 \quad (51)$$

en la que $\delta(\tau)$ es el impulso.

A partir de la ecuación (51) podemos decir que los cuerpos conductores son aquellos que tienen baja resistencia y, por lo tanto, un valor grande de τ . Dichos cuerpos conductores generan señales iniciales bajas y un decaimiento lento. En contraste, los malos conductores, que son de alta resistencia eléctrica, generan amplitudes iniciales altas, τ tiene un valor mayor y, por lo tanto, un decaimiento rápido en el tiempo (Yáñez, 2017).

En cuanto a la profundidad de penetración, ésta depende del momento magnético:

$$M = I \times A \times n \quad (52)$$

donde A es el área de la bobina transmisora y n el número de vueltas.

Otro de los factores que afectan la profundidad de penetración es la conductividad eléctrica de los materiales en la zona de estudio y del ruido de fondo (Cimadevilla, 2017). Es así, como Ward y Hohmann (1988) definen la profundidad de penetración como:

$$Z = \left(\frac{2t}{\sigma\mu} \right)^2 = d \quad (53)$$

donde t está en segundos, d en metros, y μ en H/m.

Para el cálculo de la profundidad de penetración a partir de la ecuación (53) debe considerarse que el medio es homogéneo; donde la profundidad de difusión está en función de \sqrt{t} , lo que hace que en medios resistivos la velocidad de difusión sea más rápida y que en consecuencia, se tengan que muestrear en tiempos tempranos (Cimadevilla, 2017).

7.5.1. Configuraciones geométricas para el método transitorio

Uno de los aspectos más importantes en el método transitorio es que existen diferentes configuraciones geométricas, las cuales influyen en la sensibilidad del método.

Es importante mencionar que, la teoría del método TEM está basada en una espira circular, pero por cuestiones de practicidad en campo, suelen ser cuadradas o rectangulares. A pesar de que tenemos una amplia variedad de arreglos (Fig. 12). El más utilizado consiste en

colocar la bobina receptora en el centro de la bobina transmisora (configuración de bobina central) (Knodel et al., 2007).

En todos los casos, la profundidad de penetración está relacionada al momento magnético M de la bobina transmisora, por lo que, para conseguir una mayor penetración dentro de un área determinada, es necesario incrementar el área que abarca la bobina transmisora.

7.5.2. Fuentes de error en los sondeos TEM

Como todos los métodos geofísicos, el TEM tiene ciertas fuentes de error que deben considerarse al momento de realizar una campaña de exploración con el fin de poder evitarlos y así obtener datos de buena calidad. Los tipos de ruido que podemos encontrar con base en lo descrito por McNeill (1994) son:

- Ruido generado por el equipo (despreciable en los receptores modernos),
- ruido inducido y radiado,
- ruido provocado por la presencia de estructuras metálicas cercanas; y
- ruido provocado por efectos electroquímicos del suelo (polarización inducida).

El ruido radiado consiste en señales generadas por los transmisores de radio, radar y tormentas eléctricas. Los primeros dos generalmente no son problema, pero en el caso de las tormentas eléctricas (las cuales aumentan generalmente en verano) hay un aumento en la actividad eléctrica que provoca ruido en el ambiente y que nos lleva a incrementar el “apilamiento del tiempo” o en casos severos, a interrumpir la campaña hasta que las tormentas eléctricas hayan finalizado.

Ahora bien, la principal fuente de ruido inducido es cuando se está cerca de los cables de alta tensión (50/60 Hz) debido a que en estos se tiene un intenso campo magnético. Dicho ruido se origina cuando el receptor sufre una sobrecarga en la ganancia al captar la influencia de este campo magnético, dando como resultado serios errores en la toma de datos. Por lo que, si se tiene este tipo de fuente de ruido, se debe disminuir la ganancia del receptor con el fin de mejorar la calidad de la toma de datos. La otra alternativa que tenemos es cambiar la ubicación del sondeo a un área más apropiada (McNeill, 1994).

También debe tomarse en cuenta que la respuesta EM, por parte de materiales de origen metálico, puede ser mucho mayor que la originada por los materiales en el subsuelo, ocasionando anomalías de origen antropogénico, y con ello, dificultar al intérprete observar la respuesta física del subsuelo. En este tipo de situaciones lo mejor es optar por buscar un nuevo sitio para realizar el sondeo.

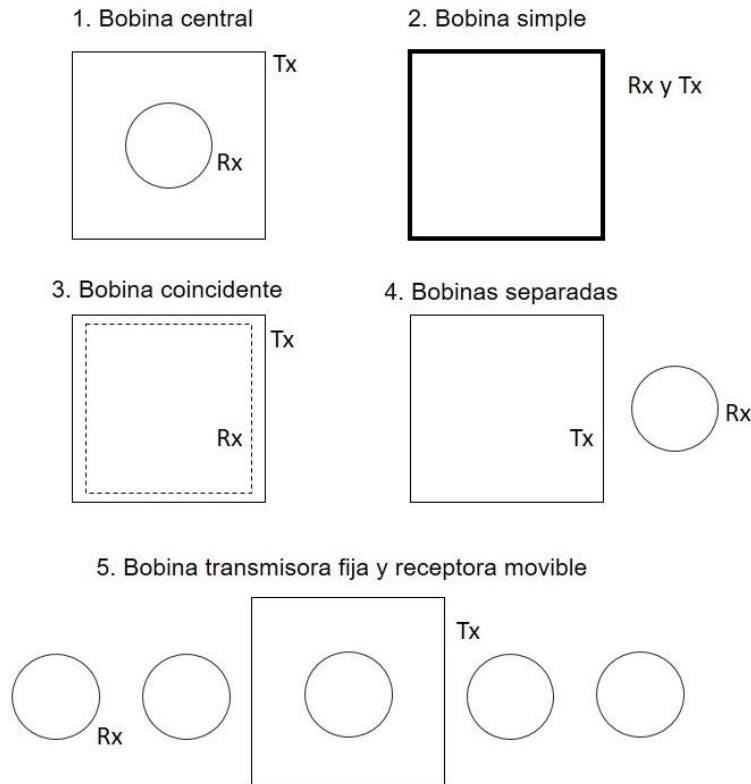


Fig. 12. Configuraciones comunes para las bobinas transmisoras y receptoras en sondeos TEM (Knodel et al., 2007).

Por otro lado, el ruido ocasionado por efectos electroquímicos del subsuelo no es tan común, pero puede ocurrir en suelos arcillosos como resultado de la polarización inducida. Cuando hay un corte súbito de la corriente del transmisor, esta puede cargar rápidamente las interfaces en el subsuelo, para después comenzar a descargarse paulatinamente, produciendo un flujo de corriente similar a lo observado en la Fig. 9, pero en sentido contrario; lo que provocará que exista una disminución en la señal de la respuesta transitoria. Es por ello, que contamos con diferentes configuraciones geométricas, las cuales pueden ayudar a disminuir este efecto (Mcneill, 1994).

8. Metodología

8.1. Equipos de medición

8.1.1. TEM

Para realizar los sondeos TEM utilizamos el equipo FastSnap (Fig. 13), el cual consiste en una consola que contiene las unidades receptoras y transmisoras, así como el cableado necesario para conectar el equipo y las bobinas EM.

El transmisor, como lo dice su nombre, es el encargado de transmitir corriente en el subsuelo, la cual puede ser de hasta 12 V si se utiliza una batería externa; mientras que el sistema receptor tiene distintas ganancias las cuales se modifican con el fin de mejorar la calidad de los datos del sondeo. Este equipo toma por default 28 mediciones con distintas ganancias y ventanas y el operador elige la curva que mejor se ajuste.

a)



b)



Fig. 13. FastSnap, equipo transitorio electromagnético. a) y b) muestran el equipo transitorio electromagnético FastSnap en campo durante el levantamiento en la cuenca de Chicontepec.

8.1.2. AMT

El equipo utilizado para la campaña de adquisición fue el MTU-A 2000 de la compañía *Phoenix Geophysics* (Fig. 14). Con éste, es posible hacer sondeos MT y AMT. Este equipo consta de la consola en la que se registran los datos, las bobinas que registran el campo

magnético en las tres componentes cartesianas, los cuatro electrodos no polarizables, el cableado que conecta las bobinas y los electrodos a la consola, así como la antena GPS.

Para el caso de nuestra campaña de exploración, ocupamos el rango de frecuencias que corresponde al método AMT que se encuentra entre 1 – 10,000 Hz con lo cual podemos caracterizar los primeros kilómetros de profundidad. Dicha profundidad de penetración depende de las características y condiciones del subsuelo en el área de estudio.

En cuanto a la configuración del equipo, la llevamos a cabo a través de una computadora portátil que se conecta a la consola por medio de un cable USB y los archivos que se generan por cada sondeo se almacenan en una unidad extraíble ubicada dentro de la consola.



Fig. 14. Equipo MTU-A 2000 (Phoenix Geophysics). a) Electrodo para medir el campo eléctrico. b) Cableado necesario para la conexión de los electrodos y bobinas a la consola. c) Bobinas de inducción para medir el campo magnético. d) Consola de medición y e) GPS.

8.1.3. Ubicación de sondeos electromagnéticos y pozos petroleros

Para la adquisición de los datos se necesitaron dos campañas de exploración. La primera de estas se llevó a cabo en los meses de agosto y septiembre de 2019, y la segunda, en los meses de enero y febrero 2020. Con ambas campañas fue posible cubrir de forma satisfactoria el área de estudio como mostramos en la Fig. 15.

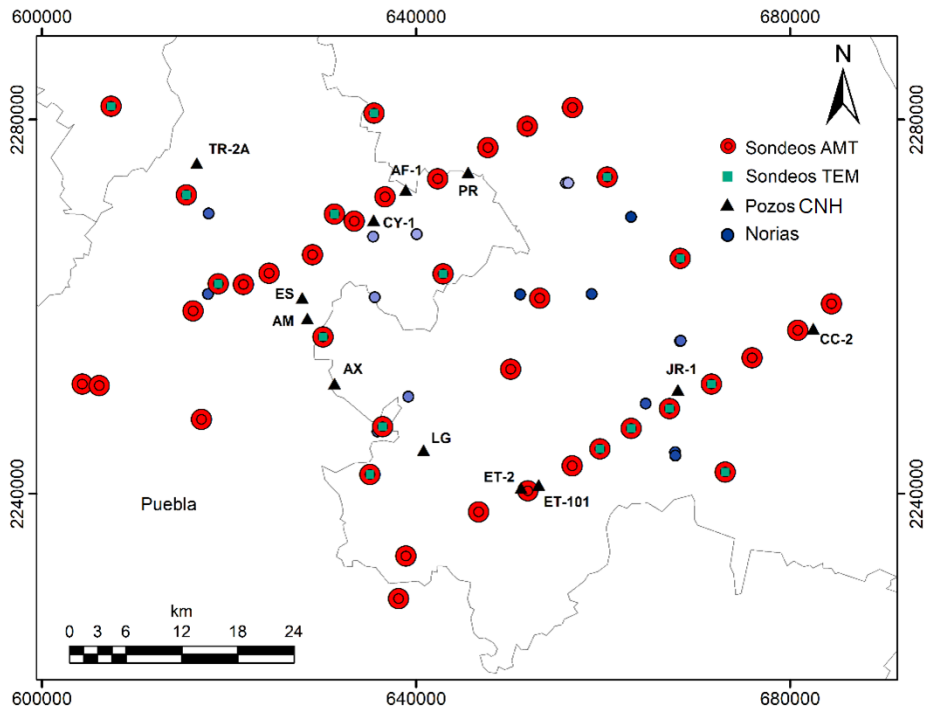


Fig. 15. Ubicación de los sondeos AMT, TEM, así como de las norias medidas y pozos petroleros de exploración tomados en cuenta para la interpretación. Sondeos AMT (círculos rojos), Sondeos TEM (cuadrados verdes), norias (círculos azules), y pozos petroleros CNH (triángulos negros).

8.2. Piezometría

Para investigar y representar gráficamente los niveles piezométricos, realizamos mediciones del nivel estático (NE) en 21 norias (Fig.15). Estas norias se definen como como pozos cavados a mano hasta alcanzar el nivel freático con profundidades entre los 5 y 20 m. Los puntos se distribuyeron tratando de abarcar de la mejor forma el área de estudio (Fig.15). Para la medición de los niveles estáticos, utilizamos una sonda eléctrica durante el período comprendido entre el 21 de enero y 9 de febrero de 2020. Además, medimos la longitud del brocal para realizar la corrección topográfica. Esta corrección consiste en sumar la altura del brocal a la altura topográfica y restar la profundidad del nivel estático, obteniendo así la altura de este último. Todos los puntos fueron georreferenciados con GPS (zona 14 N, Datum WGS84). Para procesar la información utilizamos el programa Golden Surfer®.

Con los datos obtenidos, generamos un mapa de isopiezas para conectar todos los puntos con el mismo NE, el cual permitió observar las variaciones de la carga hidráulica y, por lo tanto, determinar la dirección de flujo del agua subterránea (Fig.20).

8.3. Sondeos TEM

Se realizaron 23 sondeos con un arreglo de bobina central (Fig.16), en el que el tamaño de la bobina transmisora fue de 50×50 m y una receptora de 10×10 m.

Antes de la toma de datos, se realizó la configuración previa del equipo en la que se tomaron en cuenta los siguientes puntos: forma de registro de tiempo, el apilamiento, número de ventanas de medición, ganancia, rampa (o tiempo de apagado) y geometría de la bobina transmisora/receptora.

La etapa de adquisición de datos es de forma intermitente, ya que el equipo lo hace cuando se corta la corriente inducida. Esta operación se lleva a cabo múltiples veces y hace un apilamiento de los datos recabados. Como resultado, se obtiene la curva de decaimiento que puede estar en términos de voltaje o resistividad aparente.

Posteriormente, eliminamos los puntos anómalos de los sondeos y tomando en cuenta la información previa del área, pudimos realizar la inversión 1-D (Anexo 1) con el software Winglink[®].

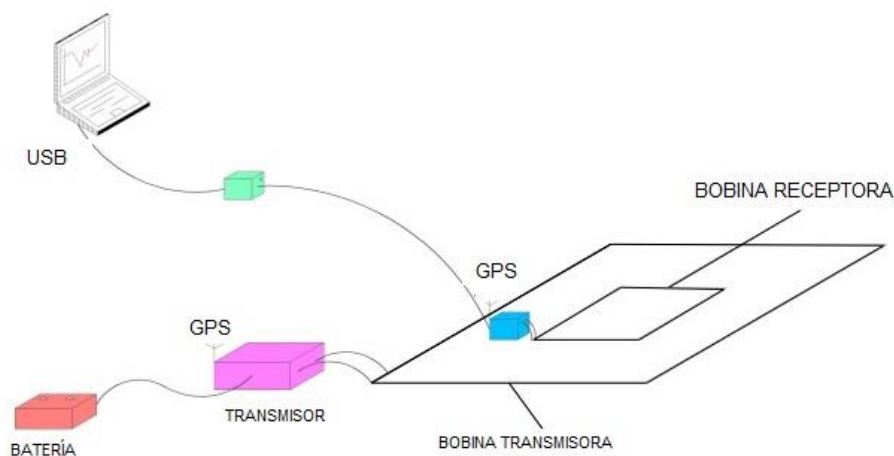


Fig. 16. Diagrama de la configuración de bobina central para el método TEM.

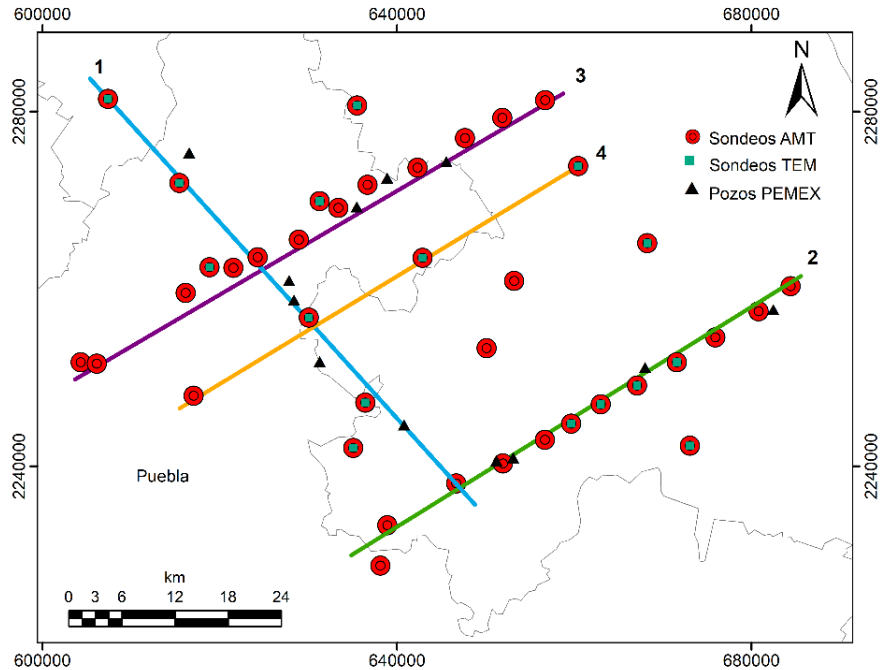


Fig. 17. Distribución de sondeos EM (círculos rojos), sondeos TEM (cuadrados verdes) pozos petroleros (triángulos negros) y perfiles trazados para la inversión 1-D: perfil 1 (línea azul), perfil 2 (línea verde), perfil 3 (línea morada), perfil 4 (línea amarilla).

8.4. Sondeos AMT

Realizamos 32 sondeos AMT distribuidos en toda el área de estudio (Fig. 17). Para su adquisición utilizamos una configuración clásica (Fig. 18), tres bobinas de inducción magnética (modelo AMTC-30) de la marca Phoenix para medir el campo magnético, y dos dipolos eléctricos (modelo PE5) con una longitud de 50 m cada uno para medir la respuesta del campo eléctrico.

El primer paso para la adquisición de datos AMT fue seleccionar el lugar donde se harían los sondeos. Para ello, tomamos en cuenta que los lugares seleccionados debían de tener el menor ruido antropogénico posible, asegurando con ello una mejor calidad de los datos; así como la búsqueda de espacios planos de tamaño considerable que ayudaron a realizar correctamente la instalación del equipo.

Una vez seleccionado el sitio, instalamos los dipolos eléctricos en una orientación norte-sur y este-oeste, respectivamente. Para colocar dichos dipolos, cavamos agujeros en tierra con un tamaño aproximado de 30 cm. Dentro de estos agujeros colocamos una mezcla de agua y bentonita para disminuir la resistencia de contacto en cada uno de los dipolos y una vez colocada la mezcla, procedimos a colocar los electrodos y a cubrirlos completamente de tierra, con el fin de evitar que existiera una pérdida de humedad dentro de la oquedad y que

esto propiciara cambios en la resistencia de contacto. Ya colocados los electrodos, estos se conectaron a la consola central, la cual generalmente se encuentra a una distancia de entre 20 y 25 m, por medio de un cable aislado. Existe un quinto electrodo, el cual fue conectado también a la consola y sirvió como tierra.

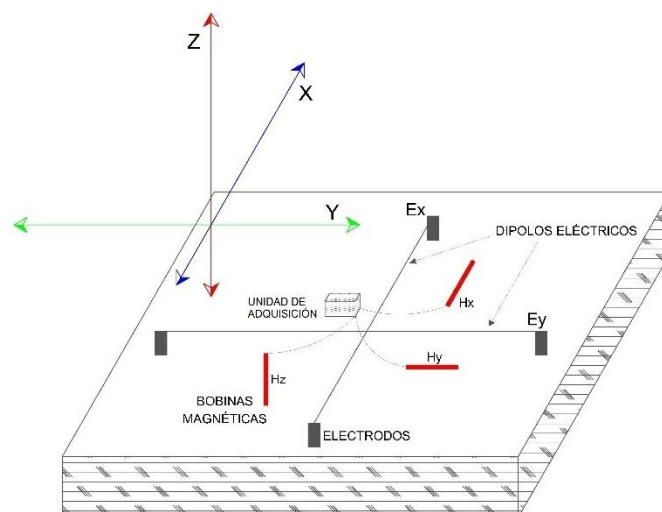


Fig.18. Esquema de instalación para los sondeos MT. Las bobinas magnéticas (líneas verticales rojas) son orientadas en dirección X, Y, y Z y los electrodos (rectángulos grises) en dirección X y Y. La distancia entre los electrodos es equidistante. La unidad de adquisición se encuentra en el centro de la instalación.

Es importante añadir que, la señal recibida por cada dipolo eléctrico es proporcional a la diferencia de potencial existente y a la distancia que los separa y que a partir de esto es posible calcular los valores en la horizontal del campo eléctrico (E_x y E_y).

Posteriormente, instalamos las tres bobinas magnéticas en los cuadrantes de los dipolos eléctricos. Antes de conectarlas a la consola central, las colocamos en una zanja de aproximadamente 30 cm de profundidad con el fin de poder evitar variaciones de temperatura o movimientos bruscos ocasionados por el viento. Estas bobinas son orientadas norte-sur, este-oeste, con las que medimos las componentes horizontales, y una última colocada verticalmente para medir la componente z del campo magnético. Antes de cubrir las bobinas, estas se nivelaron para asegurar que se estuvieran midiendo las tres componentes del campo magnético de forma precisa.

Previo a realizar las mediciones, fue necesario configurar el equipo. En dicha configuración se consideran los siguientes puntos: fecha de adquisición, nombre del sitio, longitud de los dipolos, filtros utilizados, valor de la resistencia de contacto, tiempo de medición total (que en este caso fue de aproximadamente dos horas) y el tiempo de medición de las altas frecuencias (el cual fue de media hora).

Se procesaron de forma robusta las series de tiempo y se calcularon los productos cruzados en el dominio de la frecuencia para determinar los valores de la matriz de impedancia. Estos valores se obtienen a partir del procesamiento de los datos crudos en el dominio del tiempo. El primer paso del procesamiento consiste en recopilar los datos después de la edición adecuada. El segundo, es cambiar los datos en el dominio del tiempo al dominio de la frecuencia utilizando la transformada rápida de Fourier (FFT), que ayuda a disminuir el tiempo computacional de la transformada discreta de Fourier (Roy, 2020). El tercer paso consiste en el cálculo de los productos cruzados (cross-powers). En el programa SSMT200 se determina el número de productos cruzados (máximo 100) en los que la serie de tiempo será dividida para obtener los puntos de datos para cada frecuencia (Phoenix, 2005). El cuarto paso consiste en calcular la parte real e imaginaria de las componentes del tensor de impedancia. Y finalmente, en el quinto paso se obtienen las curvas de resistividad aparente y de fase (Fig. 19) (Roy, 2020). Este procedimiento se resume en la Fig. 20.

Posterior a esto, en el programa MTEditor es posible editar de forma gráfica las curvas de resistividad y fase aparentes y generar los archivos “.edi”. Dichos archivos los cargamos en el software Winglink en el que eliminamos los puntos anómalos de las curvas TE y TM. Una vez eliminados dichos puntos, corregimos la distorsión galvánica utilizando las curvas de los sondeos TEM asociadas. En caso de que el sondeo no contará con una curva de decaimiento asociada, analizamos las resistividades iniciales de los sondeos cercanos que tuvieran la misma geología y se realizó la corrección por similitud de curvas.

Para realizar la inversión 1-D, fue necesario asignar un valor de espesor y resistividad a cada una de las capas geoeléctricas con el fin de ajustar la curva discreta interpolada al modelo sencillo de capas de Occam. Posteriormente, se hizo una comparación de los modelos de inversión (en modo invariante) de los sondeos cercanos para poder corroborar la consistencia entre los resultados. El modo invariante fue utilizado para este estudio debido a que evita tener que identificar la dirección eléctrica del strike (Park y Livelybrooks, 1989). Los invariantes utilizados fueron: la media geométrica para calcular la resistividad y la media aritmética para calcular la fase. La media geométrica se calcula para las componentes principales del tensor de impedancia (Berdichevsky y Dmitriev, 2008) como se muestra en la ecuación (56):

$$\sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}} \quad (54)$$

Mientras que, la media aritmética se define como (Park y Livelybrooks, 1989):

$$0.5(Z_{xy} - Z_{yx}) \quad (55)$$

Este tipo de inversión, aplicada a modelos unidimensionales, suele ser precisa siempre y cuando las heterogeneidades conductoras estén fuera del radio de interés para el estudio, ya

que, por debajo de ellas, la resolución disminuirá de forma considerable (Park y Livelybrooks, 1989).

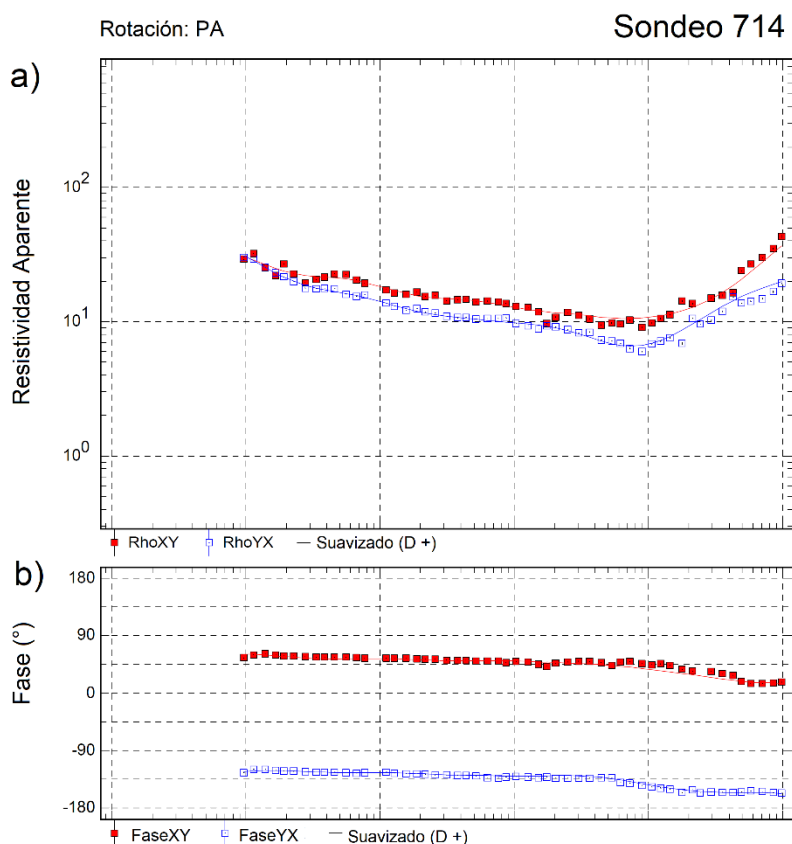


Fig. 19. Curvas de resistividad y fase calculadas por medio del tensor de impedancia del sondeo 714. a) Curva XY de resistividad (cuadrados rojos), curva YX de resistividad (cuadrados de contorno azul), suavizado de las curvas (línea continua). b) Curva XY de fase (cuadrados rojos), curva YX de fase (cuadrados de contorno azul), suavizado de las curvas (línea continua).

Además, este tipo de inversión es una buena aproximación inicial antes de proceder a realizar una inversión multidimensional que ayude a comprobar que la dimensionalidad asignada para el área de estudio, en un intervalo de frecuencias determinado, sea el correcto (Park y Livelybrooks, 1989).

Para complementar la información geofísica y dar certidumbre a la modelación 1-D de los datos AMT, se utilizó el primer kilómetro de la información de los registros de pozos petroleros proporcionados por la CNH (2017b). Sus profundidades oscilan entre los 1835 y 4000 m de profundidad (Tabla 1).

Tabla.1. Nombre, ID y profundidades de los pozos petroleros cercanos a las mediciones AMT.

Nombre	ID	Profundidad total de pozo (m)
Agua Fria-1	AF-1	3535
Amixtlan-2	AM	2385
Axoxotla-1a	AX	2120
Cerro del Carbon-27	CC-2	3062
Coyutla-1	CY-1	2459
Entabladero-101	ET-101	2077
Entabladero-2	ET-2	1835
Escondida-1	ES	2412
Junior-1	JR-1	2162
Lagartos-1	LG	2101
Pardo-1	PR	4000
Terrero-2a	TR-2A	3208

Procesamiento del espectro de Fourier Para datos MT

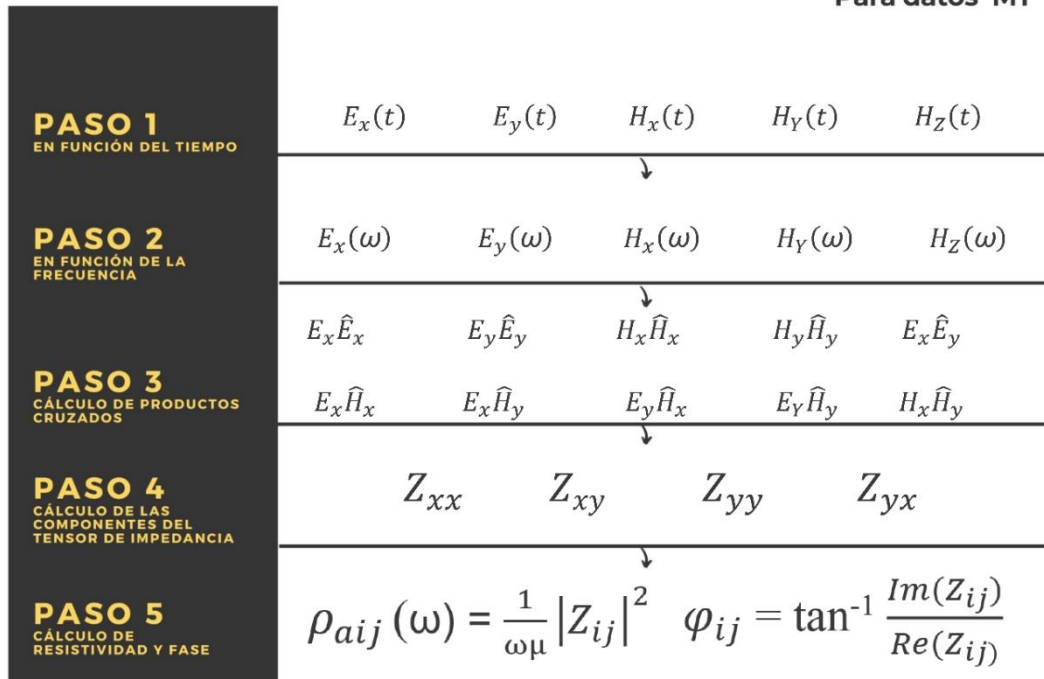


Fig. 20. Pasos principales para el procesamiento del espectro de Fourier para datos MT. Paso 1, las componentes de los campos eléctrico y magnético se encuentran en términos del tiempo. Paso 2, las componentes de los campos eléctrico y magnético se encuentran en términos de la frecuencia. Paso 3, se calculan los productos cruzados entre las componentes de los campos eléctrico y magnético y sus complejos conjugados. Paso 4, a partir de los productos cruzados se calculan las cuatro componentes del tensor de impedancia. Paso 5, cálculo de la resistividad y la fase para cada componente del tensor de impedancia (Roy, 2020).

8.5. Consideraciones para la inversión 1-D de los datos AMT

El criterio que se utilizó para realizar la inversión de los datos electromagnéticos fue tomar en cuenta las propiedades del medio a través de las curvas de resistividad aparente. Dichas curvas mostraron, en la mayoría de los casos, un comportamiento muy similar (Fig. 19 y Anexo 2), por lo que se consideró la inversión 1-D del medio. Además, la modelación 1-D de la fase y de la resistividad, al ser calculadas a través del determinante, son invariantes rotacionales, lo que quiere decir que son independientes de la dirección en la que se miden y que promedia toda la “dimensionalidad” de los datos (Lichoro, 2013). Esto facilita la inversión, ya que se puede prescindir del cálculo de dimensionalidad y, por lo tanto, del strike.

Este tipo de inversión se muestra más tolerante con el nivel de error y el espaciamiento de los datos. Así mismo, ha demostrado ser de gran utilidad para determinar la calidad individual de la información, ya que los datos de cada estación afectan el contorno de forma independiente, permitiendo identificar los errores particulares de cada sondeo (Cumming y Mackie, 2010). Asimismo, muestra menor afectación por corrimiento estático y permite hacer comparaciones con secciones transversales 3-D (Cumming y Mackie, 2010).

Tomando en cuenta las ventajas previamente descritas, la modelación 1-D de los datos AMT a través de cuatro perfiles se describen y analizan en los capítulos 9 y 10.

8.6. Profundidad máxima confiable de investigación

Para poder realizar el análisis de profundidad, se insertó una última capa resistiva a los modelos 1-D de los sondeos AMT. Esta capa resistiva se desplazó a distintas profundidades con el fin de observar hasta dónde su respuesta eléctrica era capaz de afectar las curvas de resistividad aparente y fase de cada sondeo.

Posteriormente, la profundidad determinada de forma analítica se comparó con el valor de la profundidad numérica calculada por el programa. Esto nos ayudó para saber qué tan confiables eran las profundidades calculadas por la inversión y determinar las limitaciones, en cuanto a profundidad, que deben tomarse en cuenta para la interpretación de los datos AMT.

8.7. Identificación de probables zonas de recarga

Para la identificación de zonas de recarga, tomamos como herramienta la metodología llevada a cabo por Raviraj et al. (2017), Senthilkumar et al. (2019), o Lentswe y Molwalefhe (2020), en la que a partir de la integración y reclasificación de la información geográfica y del continuo digital de elevaciones (CEM), es posible obtener las zonas potenciales de recarga de la porción centro sur de la Cuenca de Chicontepec utilizando el software Qgis®.

Para realizar dicha reclasificación se tomaron en cuenta las características hidráulicas de los materiales, uso y tipo de suelo. Se dividieron en “alta”, “moderada” y “baja” en función de las probabilidades que tienen para ser zonas potenciales de recarga.

8.7.1. Preparación de los mapas temáticos a partir de información geográfica

Para este análisis se utilizó la información de geológica y del uso y tipo de suelo. Para ello, fue necesario hacer una conversión de formato shape a ráster y posterior a esto, una reclasificación de los datos en función de sus cualidades para ser zonas potenciales de recarga (Tabla 2).

Tabla. 2. Parámetros utilizados para la reclasificación y asignación de pesos en Qgis®.

Concepto	Clases	Rango	Rango en palabras	Peso
Uso de suelo (Instituto Nacional de Estadística y Geografía [INEGI], 2017)	Urbano	1	Baja	13
	Bosque de encino	2	Moderada	
	Pastizal inducido	2	Moderada	
	Vegetación arbustiva	2	Moderada	
	Bosque mesófilo	2	Moderada	
	Agricultura	3	Alta	
Clasificación geológica (INEGI, 1983)	Limonita - Arenisca	2	Moderada	13
	Marga – Lutita	1	Baja	
	Arenisca – Conglomerado poligénico	3	Alta	
	Arenisca – Lutita	2	Moderada	
	Lutita – Arenisca	2	Moderada	
	Aluvial	3	Alta	
	Caliza – Lutita	3	Alta	
	Basalto	1	Baja	
	Conglomerado poligénico – Arenisca	2	Moderada	
	Limonita – Conglomerado poligénico	2	Moderada	

	Toba riolítica – Dacita	2	Moderada		
	Lutita - Marga	1	Baja		
Pendientes (%)	0 – 5	3	Alta		18
	5 – 10	2	Moderada		
	10 - 280	1	Baja		
Densidad de drenaje	0 – 0.68	1	Baja		13
	0.68 – 1.36	2	Moderada		
	1.36 - 2	3	Alta		
Tipo de suelo (INIFAP, 2001)	Vertisol pélico	1	Baja		13
	Vertisol crómico	1	Baja		
	Regosol éútrico	2	Moderada		
	Acrisol húmico	1	Baja		
	Feozem háplico	3	Alta		
	Feozem calcárico	3	Alta		
	Cambisol vértico	1	Baja		
	Nitosol dístrico	3	Alta		
	Cambisol éútrico	1	Baja		
	Regosol calcárico	2	Moderada		
TWI	7<	1	Baja		30
	7-11	2	Moderada		
	>11	3	Alta		

8.7.2. Preparación de los mapas temáticos a partir del CEM

8.7.2.1. Pendientes y densidad de drenaje

Esta información fue extraída del CEM (INEGI, 2013). Antes de procesarlo fue importante remover los picos y sumideros presentes. Dichos picos o sumideros son aquellas celdas que muestran un valor mayor o menor que el de las demás celdas circundantes (Rusli y Rafee, 2012).

Las pendientes corresponden al ángulo existente entre el plano tangente y el horizontal de un punto del CEM. Es así, como la variación en la pendiente nos habla de la capacidad que tiene el terreno de infiltrar o escurrir el agua (Simmers, 1990). Las pendientes poco pronunciadas facilitarían la infiltración del agua subterránea, mientras que las pendientes muy pronunciadas

favorecerán la escorrentía. La herramienta *slope* en Qgis calcula la tasa máxima de cambio entre la celda en cuestión y sus vecinas.

Por otro lado, se utilizó la herramienta *strahler order* para determinar el drenaje del área de estudio, y poder calcular, posteriormente, la densidad del drenaje: propiedad que está ligada con la capacidad de infiltración del suelo (Senthilkumar et al., 2019).

8.7.2.2. TWI

El índice de humedad topográfica (TWI, por sus siglas en inglés) es una herramienta que se utiliza para cuantificar la distribución de la humedad en el suelo tomando como premisa que la topografía y sus cambios son determinantes en el flujo y distribución del agua en superficie. Para lograrlo, utiliza la relación existente entre el área de captación específica (SCA) y el ángulo de la pendiente (Mattivi et al., 2019):

$$TWI = \ln\left(\frac{SCA}{\tan\theta}\right) \quad (56)$$

Es importante mencionar que, este índice se determina en estado estacionario, donde no hay cambios en cuanto a infiltración o transmisividad.

Las áreas que sean propensas a la acumulación de agua y que tengan bajas pendientes tendrán un TWI alto, a diferencia de las zonas con pendientes pronunciadas, en las que la infiltración no es posible y por lo que se tendrán menores valores de humedad.

8.7.3. Criterio para la asignación de peso

El peso asignado a cada uno de los factores considerados en la Tabla 2 está en función de qué tan importante es cada factor para la formación de una zona de recarga. Para este estudio y tomando como referencia los pesos propuestos por Senthilkumar et al. (2019), propusimos los propios para la cuenca de Chicontepec, tratando de respetar la proporción y relación entre las variables.

8.7.4. Integración de resultados SIG y CEM

Los mapas fueron integrados a través de la herramienta *weighted overlay*, en donde, los valores designados en la reclasificación para cada uno de los ráster (Tabla. 2), fueron multiplicados por el peso especificado y después sumados para generar el ráster de salida con las zonas potenciales de recarga.

8.8. Determinación de rumbo de fallas y fracturas superficiales

Para poder determinar la direccionalidad de las fallas y fracturas se utilizó la información estructural proporcionada por INEGI (1983). Por medio del software Qgis fue posible medir el rumbo de las fallas y fracturas, para posteriormente graficar los resultados a través de un Diagrama de Diaclasa (Fig. 25).

A través de este diagrama es posible determinar el rumbo de planos tectónicos como fallas o diaclasas. Puede describirse como un histograma circular. En el eje horizontal, las unidades representan la cantidad de datos en un rango angular específico. El rumbo en este tipo de diagramas se muestra a través de la dirección que tienen las barras dentro del gráfico (Griem, 2020).

9. Resultados

9.1. Hidrología

9.1.1. Piezometría

La parte NW del área de estudio yace dentro del acuífero Álamo-Tuxpan (Fig.21). El comportamiento que se observa en la Fig. 22 demuestra que los niveles estáticos del agua subterránea fluyen hacia el norte en dirección al Río Tuxpan, lo que indica, de cierta forma, que el flujo subterráneo va en el mismo sentido que el flujo de agua superficial. Los niveles estáticos están en un rango entre los 178 y 543m.

El centro y SW del área de estudio pertenecen al acuífero de Poza Rica (Fig.21). Al NE de la Sierra Norte de Puebla, los niveles estáticos tienen valores entre los 82 y 178 m, y la dirección del flujo es preferencialmente hacia el este (Fig.22), misma dirección en la que fluye el Río Cazonas hasta desembocar en el Golfo de México.

El flujo subterráneo se da en esta dirección por la diferencia en elevaciones y por la existencia de materiales con una buena conductividad hidráulica como lo son los materiales aluviales del cuaternario en lo que se encuentra este acuífero.

Hacia el sur de la Sierra Norte de Puebla, tenemos un cambio en las direcciones del flujo subterráneo presentándose, principalmente, hacia el SE (Fig.22), mostrando un flujo en dirección paralela al Río Tecolutla. Su nivel estático está en un rango entre los 118 y 178 m y muestra un comportamiento paralelo al de la geología superficial, yendo de zonas de mayor altura hacia la Llanura Costera del Golfo. Este cambio en el comportamiento hidráulico se encuentra dentro del acuífero Tecolutla, en el que se pueden encontrar materiales aluviales a lo largo de todo el cauce, favoreciendo la infiltración superficial.

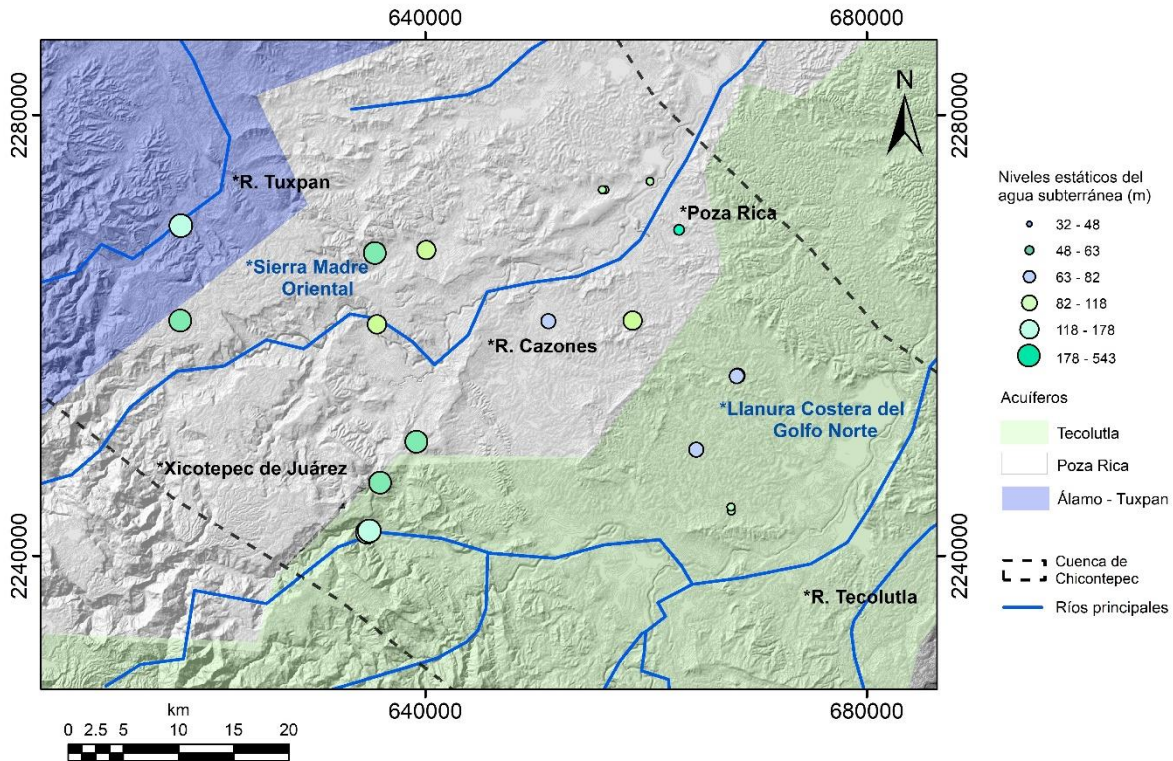


Fig. 21. Niveles estáticos del agua subterránea (círculos de colores), ríos (líneas azules) y acuíferos dentro de la cuenca de Chicontepec (línea punteada negra). Los acuíferos presentes dentro del área son: Poza Rica (blanco), Álamo-Tuxpan (azul), Tecolutla (verde). Los niveles estáticos del agua subterránea tienen valores someros (32-48 m) hacia la Llanura Costera del Golfo norte y aumentan (178-543 m) hacia la Sierra Madre Oriental.

Hacia el SE del área de interés, los niveles estáticos disminuyen en sintonía con la elevación topográfica, teniendo valores entre los 32 y 63 m (Fig.21). La geología superficial se caracteriza por materiales con buena permeabilidad como las areniscas y las lutitas, las cuales necesitan de una fracturación secundaria para una infiltración de importancia desde la superficie.

Finalmente, hacia el NW los valores estáticos están entre los 32 y 82 m (Fig.21). Las líneas de flujo se dirigen hacia N-NE en dirección paralela al Río Cazones (Fig.22). La geología predominante son las areniscas, lutitas y el material aluvial presente en el cauce del Río Cazones. El agua subterránea va en esta dirección debido al cambio topográfico que, como se ha visto a lo largo de toda el área de estudio, es la que controla la dirección del flujo subterráneo. Además, tenemos materiales de una mejor conductividad hidráulica (materiales aluviales y fluviales) en la llanura de inundación del Río Tecolutla, lo que facilita el viaje del agua subterránea hacia el NE.

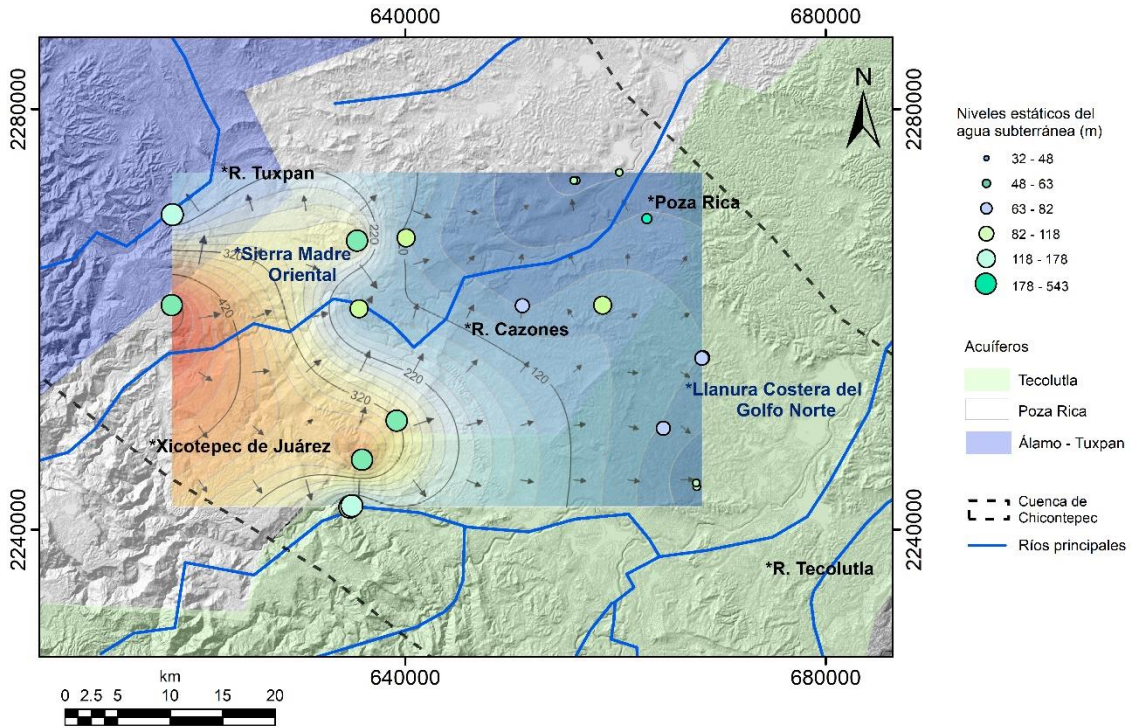


Fig. 22. Mapa de Isopiças generado a partir de niveles estáticos del agua subterránea, ríos y acuíferos principales (Tecolutla, Poza Rica y Álamo-Tuxpan).

9.1.2. Identificación de probables zonas de recarga

Como mencionamos a lo largo del apartado 8.7, al realizar la reclasificación de la información se obtienen los mapas que tenemos en la Fig. 23.

Finalmente, esto dio como resultado el mapa de la Fig. 24, en donde podemos observar que las áreas muestran un color distinto en función de las probabilidades que tienen para desempeñarse como un área de recarga hidrológica.

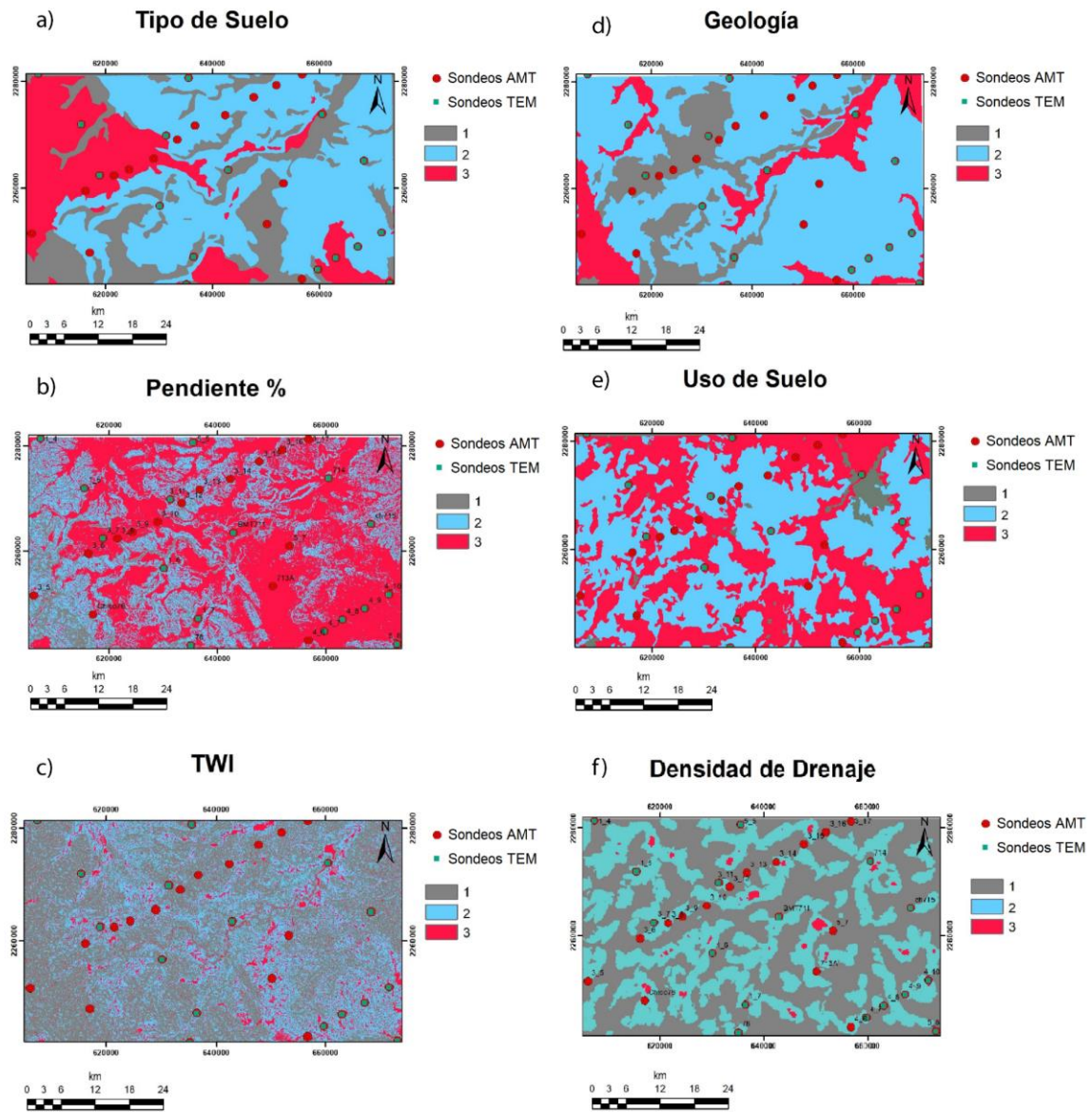


Fig. 23. Reclasificación de la información obtenida de los SIG y CEM en función de la probabilidad que tiene la zona de estudio de ser zona de recarga: (1) baja probabilidad, (2) media probabilidad, (3) alta probabilidad. a) Mapa reclasificado del tipo de suelo. b) Mapa reclasificado del nivel de pendiente en (%). c) Mapa reclasificado del Índice topográfico de humedad. d) Mapa reclasificado de la geología. e) Mapa reclasificado del uso de suelo. f) Mapa reclasificado de la densidad de drenaje. Sondeos AMT (círculos rojos) y sondeos TEM (cuadrados verdes).

Zonas Potenciales de Recarga

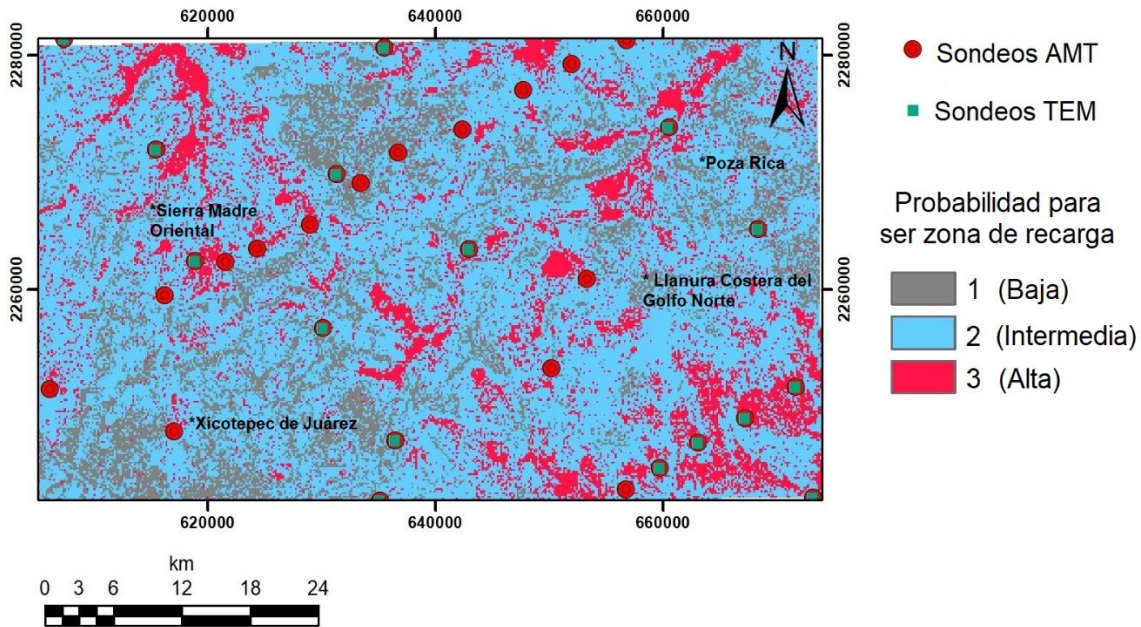


Fig. 24. Zonas potenciales de recarga en función de la reclasificación previa de la información de SIG y análisis del CEM: (1) baja probabilidad, (2) media probabilidad, (3) alta probabilidad. Sondeos AMT (círculos rojos) y sondeos TEM (cuadrados verdes). El área de estudio presenta, en su mayoría, una probabilidad intermedia para ser zona de recarga y probabilidades altas, principalmente, hacia el SE.

9.2. Direccionalidad de fallas y fracturas superficiales

A partir de las mediciones de los rumbos de las fallas y fracturas se obtuvo que, para la porción centro-sur de la cuenca de Chicontepec, el rumbo preferente para un número de 63 muestras es NW-SE, aunque también existe una orientación NE-SW, pero en menor frecuencia (Fig. 25). El valor medio del rumbo, que representa el valor más común del conjunto de mediciones, está orientado hacia la dirección preferencial NW-SE (Fig. 25).

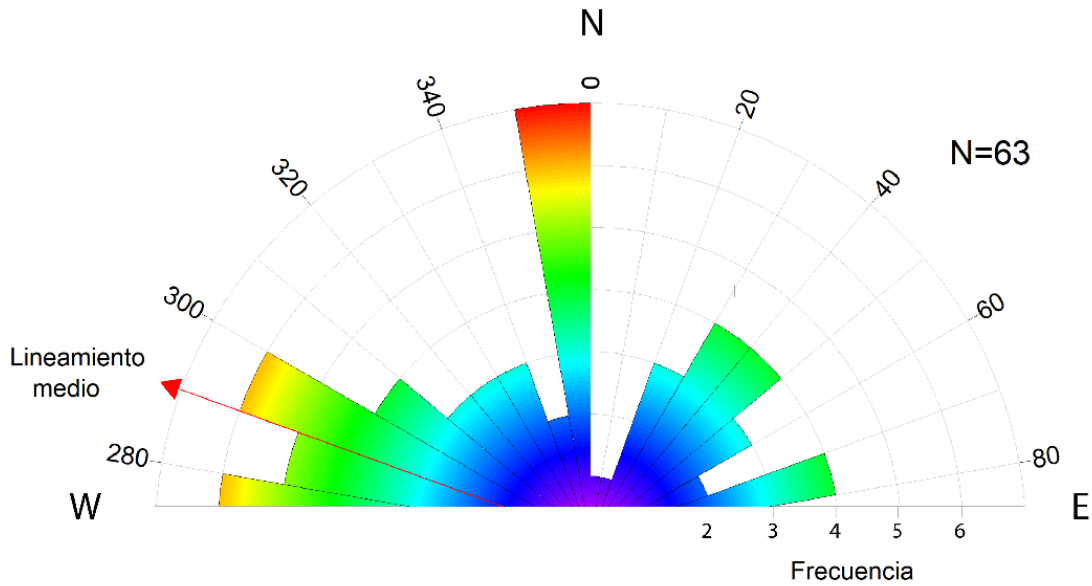


Fig. 25. Diagrama de Diaclasa. Muestra la dirección preferencial NW-SE de las fallas y fracturas de la porción centro-sur de la Cuenca de Chicontepec. Lineamiento medio (línea roja) y N (número de muestras). El diagrama nos muestra que la dirección preferencial dentro del área de interés es NW-SE.

9.3. Geofísica

9.3.1 Inversión 1-D de datos AMT

La generación de las curvas de los modelos 1-D de los datos AMT se llevó a cabo utilizando la inversión de Occam (Anexo 3). Este algoritmo fue propuesto por Constable et al. (1987), el cual toma como premisa que la simplicidad del modelo logra que la modelación sea una mejor representación de lo que se tiene geológicamente en el subsuelo. El modelo debe ser complejo, pero no más complejo que el medio geológico (Delgado et al., 2001). Para alcanzar un buen ajuste de la curva de Occam y la de los datos interpolados, es preciso variar las resistividades conforme a la información previa que se tenga de la geología o registros de pozos dentro del sitio.

Este algoritmo está definido en términos de la primera y segunda derivada de la resistividad eléctrica con respecto a la profundidad (Delgado et al., 2001):

$$R_1 = \int \left(\frac{d_m}{d_z} \right)^2 dz \quad \text{o} \quad R_2 = \int \left(\frac{d^2 m}{d^2 z} \right)^2 dz \quad (57)$$

donde $m(z)$ es la resistividad, z es la profundidad y R_1 y R_2 las funciones de rugosidad. La estrategia consiste en poder minimizar los valores de R_1 y R_2 , logrando con ello, obtener un modelo más suavizado (Delgado et al., 2001). El modelo de inversión se representa en términos de resistividad (Ω) vs profundidad (m) como se muestra en la figura 26.

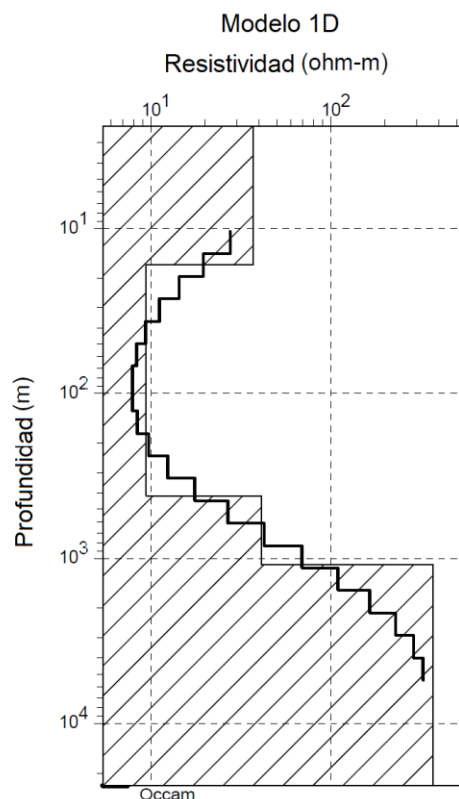


Fig. 26. Curva de inversión 1-D del sondeo 714 utilizando el algoritmo de Occam.

Perfil 1

Dentro del perfil 1 se identifica un contraste de resistividades entre la porción oeste y la restante en dirección hacia la costa (Fig.27), como consecuencia de los cambios estructurales y litológicos que encontramos dentro de la SMO y la Llanura Costera del Golfo, siendo esta última una zona con espesores de hasta 6000 m de materiales sedimentarios (CONAGUA, 2015).

A lo largo de todo el perfil, el modelo muestra resistividades, principalmente, entre los 15 y 60 Ω .m (Fig.27). Hacia el oeste, observamos una mayor resistividad que contrasta con la

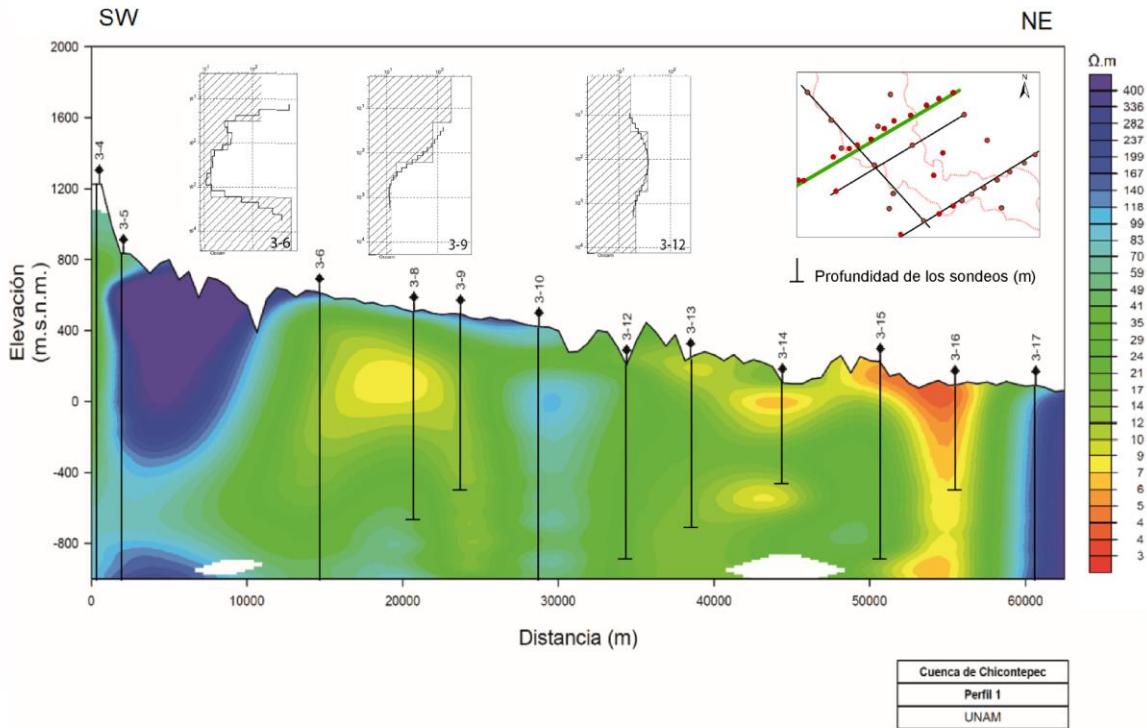


Fig. 27. Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 1 trazado en una dirección SW-NE y las profundidades efectivas para cada sondeo. Modelos de resistividad 1-D de sondeos 3-6, 3-9 y 3-12.

parte este del perfil al tener valores entre los 100 y 400 $\Omega.m$. Esta zona corresponde a la SMO, lo que explica también, el cambio topográfico abrupto hacia esta dirección.

En la parte central del perfil (entre los sondeos 3-8 y 3-14) tenemos una variación de la respuesta EM que contrasta con lo que observamos hacia el oeste. Se tienen anomalías conductoras de $\sim 7 \Omega.m$ y una más resistiva de $\sim 100 \Omega.m$ debajo del sondeo 3-10, que puede ser probablemente, resultado de la interpolación. Hacia el sondeo 3-16, el modelo se ajusta con una resistividad menor de $7 \Omega.m$, anomalía que permanece continua a profundidad. Hacia la parte final del perfil (sondeo 3-17), existe una anomalía de mayor resistividad, la cual alcanza valores mayores de $200 \Omega.m$ y se muestra continua en el primer kilómetro de profundidad. Esta última anomalía resistiva y la existente entre los sondeos 3-5 y 3-6 necesitan tener mayor cantidad de sondeos e información geológica adicional que ayuden a dar certidumbre a lo observado en la sección.

Perfil 2

A lo largo de todo el perfil 2 (Fig. 28) tenemos una distribución litológica irregular con variaciones de resistividad hacia el oeste. Los espesores sedimentarios con similitudes en su respuesta EM se encuentran hacia el centro-este y aumentan en espesor hacia la misma dirección. Su respuesta geoelectrica es $< 7 \Omega.m$.

Los valores de resistividad en el extremo oeste están entre los 100 y 400 Ω .m. Esta respuesta permanece constante a profundidad, pero no de manera lateral.

La inversión unidimensional para el perfil 2 crea cuerpos anómalos que difícilmente pueden existir desde el punto de vista geológico. Un ejemplo de esto es el cuerpo resistivo en forma de “L” que se encuentra en el límite SW de la sección. Es por ello, que es necesario realizar un mayor número de sondeos y corroborar la información con otros tipos de inversión (2-D y 3-D), ya que esto ayudará a dar mayor certidumbre a lo observado.

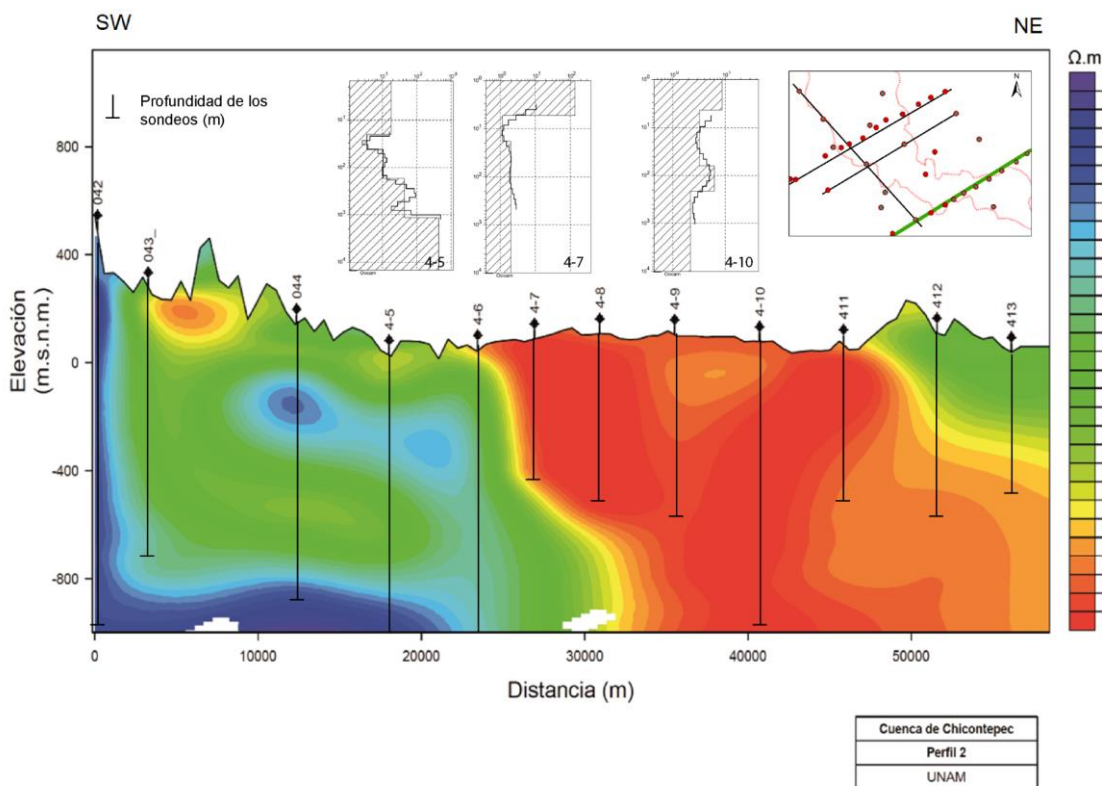


Fig. 28. Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 2 trazado en una dirección SW-NE y las profundidades efectivas para cada sondeo. Modelos de resistividad 1-D de sondeos 4-5, 4-7 y 4-10.

Perfil 3

El perfil 3 (Fig. 29) lo trazamos en una dirección noroeste-sureste y muestra valores de resistividad que oscilan, principalmente, entre los 10 y 60 Ω .m.

Hacia el extremo NW, la resistividad es de aproximadamente 120 Ω .m y muestra una disminución hacia la costa alcanzando valores menores que 7 Ω .m. Esta disminución en los valores geoelectricos tiene un espesor de aproximadamente 500 m y no muestra continuidad a profundidad ni de manera lateral.

Como se puede observar, dentro del perfil tenemos una topografía discontinua que se ve acompañada, en los puntos altos de la misma, por altos valores de resistividad. De igual forma, al final del perfil (al SE), observamos una anomalía resistiva de $\approx 170 \Omega.m$ con un espesor de 200 m y otra a mayor profundidad, comenzando a los ≈ 800 m.

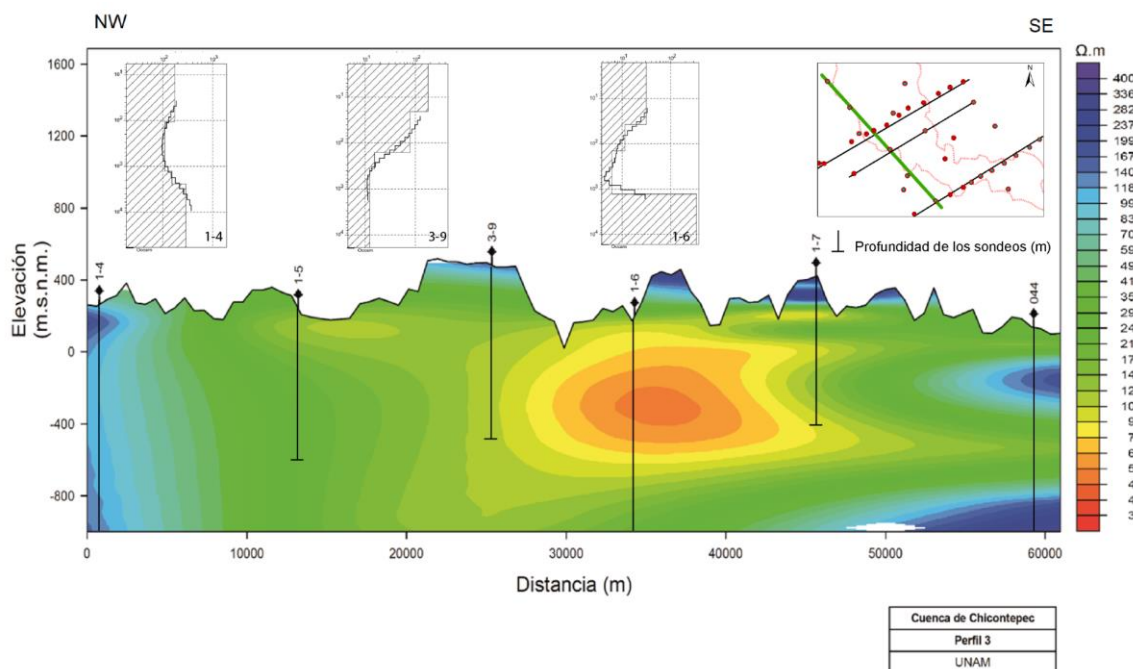


Fig. 29. Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 3 trazado en una dirección NW-SE y las profundidades efectivas para cada sondeo. Modelos de resistividad 1-D de sondeos 1-4, 3-9 y 1-6.

Perfil 4

Hacia el SW del perfil, se muestra un cuerpo resistivo con valores entre los 100 - 400 $\Omega.m$, que no muestra continuidad hacia el NE (Fig.30). Debajo del sondeo 1-6, la resistividad disminuye alcanzando valores hasta los 7 $\Omega.m$, desde los 130 m de profundidad hasta llegar a los 650 m, aproximadamente. Hacia el este, se muestra un incremento en los valores resistivos, los cuales están entre los 70 y 100 $\Omega.m$, anomalía que distribuye de manera homogénea a profundidad y en donde, aproximadamente a los 500 m, tenemos los valores de mayor resistividad. Ahora bien, en el límite NE, tenemos valores conductivos en la parte somera, los cuales comienzan a aumentar a profundidad alcanzando los 60 $\Omega.m$.

Las anomalías resistivas predominan dentro de la sección. Es preciso mencionar que, para poder hacer un análisis de estos cuerpos y corroborar su presencia, es necesario realizar mayor cantidad de sondeos y hacer una modelación multidimensional.

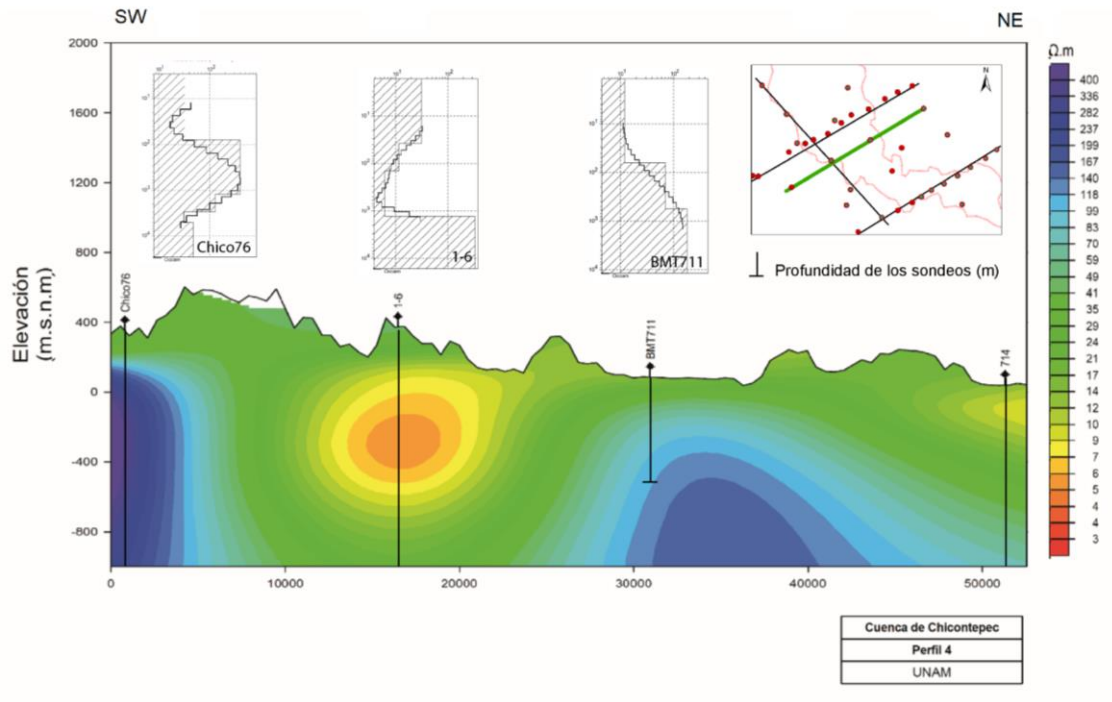


Fig. 30. Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 4 trazado en una dirección SW-NE y las profundidades efectivas para cada sondeo. Modelos de resistividad 1-D de sondeos Chico76, 1-6 y BMT711.

9.3.2. Profundidad máxima confiable de investigación

Las profundidades a través del método analítico y numérico se muestran en la Fig. 31 por medio de un histograma. La distribución de los datos es asimétrica, con sesgo hacia la derecha. En ambos casos, predominan los sondeos con profundidades entre los 500 y 600 m, aproximadamente.

Posteriormente, se realizó un diagrama de dispersión lineal para poder observar si los datos de profundidad analítica y numérica mostraban correlación, y en caso de tenerla, determinar el tipo de correlación existente. Como se observa en la Fig. 32, la correlación (lineal) es positiva, lo que indica que ambas variables varían de forma parecida. El coeficiente de determinación (R^2) tiene un valor de 0.97 (97%), lo que indica que el modelo ajusta de forma satisfactoria.

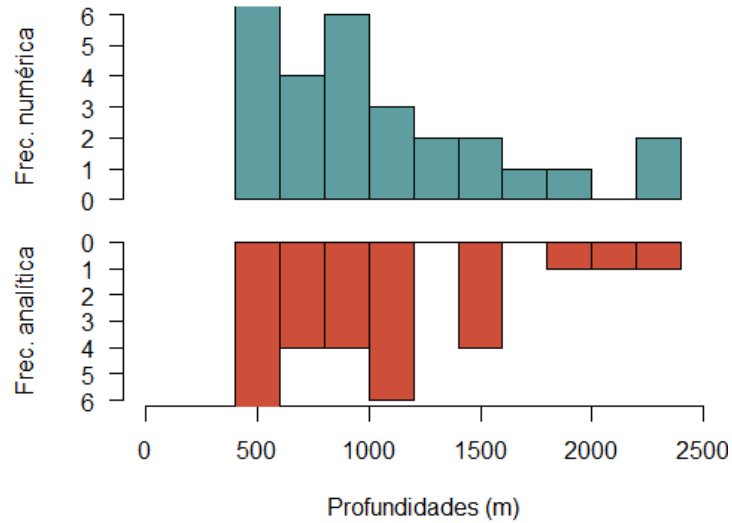


Fig. 31. Histograma con profundidades medidas a través del método numérico (barras azules) y el método analítico (barras rosadas). La distribución muestra ser normal sesgada a la derecha y presenta que las profundidades que alcanzaron los sondeos oscilan, principalmente, entre los 500 y 600 m.

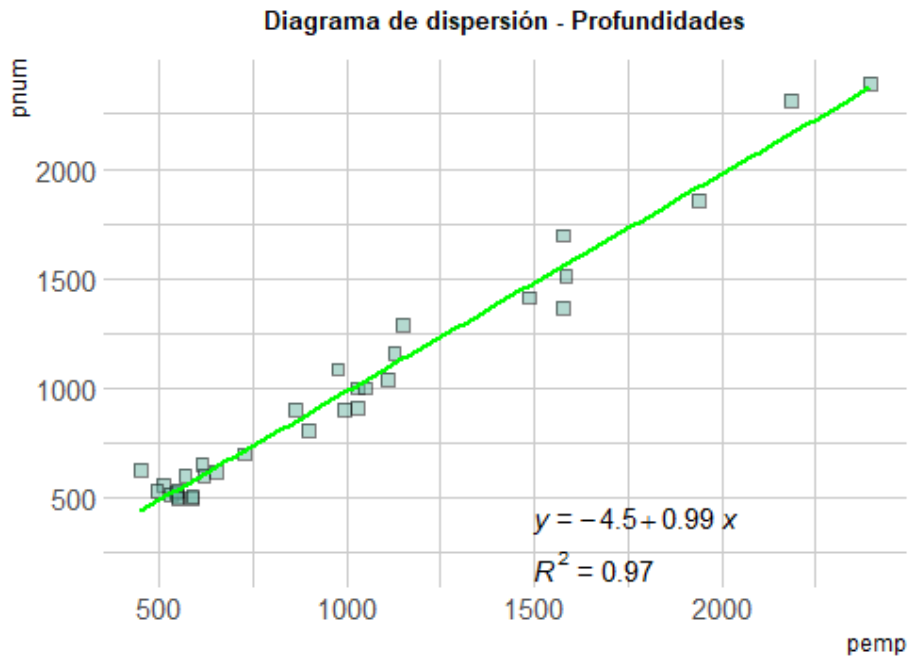


Fig. 32. Modelo de regresión lineal simple para análisis de profundidad en sondeos AMT. Línea de ajuste (verde), puntos de profundidad analítica y numérica (cuadrados azules). Los datos de profundidad numérica y profundidad analítica muestran una correlación (lineal) positiva. Presentan un coeficiente de determinación de 0.97, lo que indica que el modelo ajusta satisfactoriamente. La ecuación lineal (y) sirvió para ajustar los valores calculados de forma numérica y así obtener la profundidad máxima confiable en los modelos 1-D de los sondeos AMT.

A través de la ecuación de regresión, se calcularon las profundidades máximas confiables para cada sondeo como se observa en las figuras 27, 28, 29, y 30.

En la Fig.33 se muestran de forma gráfica las profundidades calculadas de forma analítica y matemática. En ambos casos, los sondeos con mayor profundidad se encuentran al oeste del paleocanal. Hacia la parte central de este, las profundidades disminuyen y alcanzan su menor valor hacia el sur de la estructura.

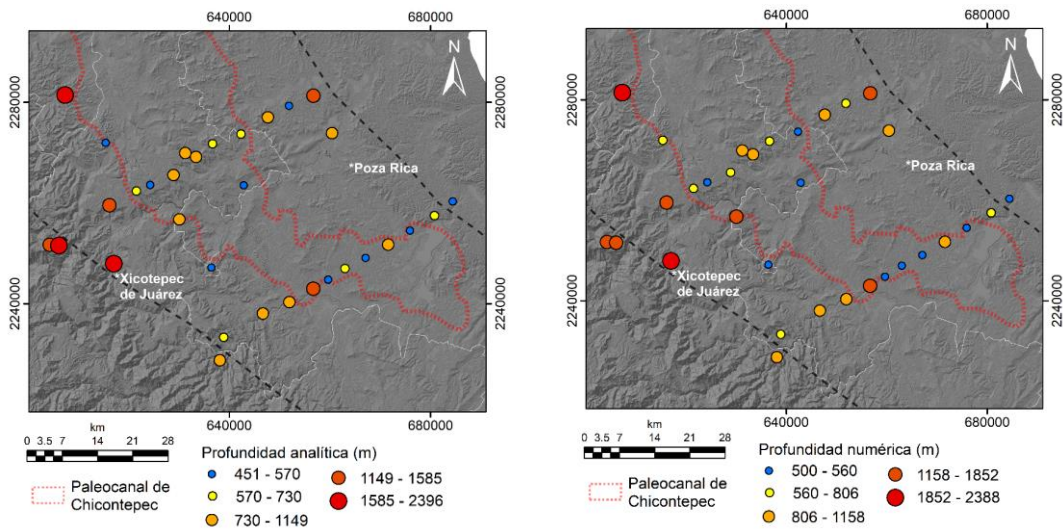


Fig. 33. Comparación entre profundidades de los sondeos AMT. Los círculos de mayor tamaño (rojos) representan a los sondeos que alcanzaron la mayor profundidad y los círculos más pequeños (azules) a los que alcanzaron la menor profundidad. a) Profundidades calculadas de forma analítica y b) de forma numérica. Ambas muestran que, las profundidades alcanzadas por los sondeos son mayores hacia el oeste del paleocanal, disminuyen hacia el centro y son "someras" hacia el sur de la estructura.

10. Interpretación y discusión

10.1. Análisis de resistividad a elevación constante

En este apartado presentamos mapas de resistividad a una elevación constante utilizando el modelo de Occam. En la Fig. 34 podemos observar la variación de la resistividad a una elevación de 0, -200, -500 y -1000 m, respectivamente.

Hablando de manera general, tenemos un comportamiento similar para las cuatro diferentes elevaciones donde predominan valores de resistividad menores de 100 Ω .m. Estos valores están correlacionados con los depósitos de lutitas arcillosas-arenosas y areniscas. El comportamiento EM discordante de los materiales es hacia el suroeste del área de estudio, con valores de resistividad mayores de 500 Ω .m que puede correlacionarse con las calizas presentes en la SMO.

10.2. Perfil 1

El perfil 1 (Fig.35) está dentro del acuífero de Poza Rica (Fig.21), que se encuentra contenido dentro de materiales aluviales de poco espesor a lo largo de los ríos, lo que es consistente con lo que observamos en el perfil, ya que las resistividades las asociamos a materiales sedimentarios como las lutitas-areniscas con presencia de agua (CONAGUA, 2015). Esto concuerda con las formaciones geológicas Palma Real Inferior y/o Superior presentes dentro de los pozos petroleros Coyutla-1 (CY-1), Agua Fría-1 (AF-1) y Pardo (PR) (Sección 2, Anexo 4), las cuales tienen espesores de aproximadamente 700 m hacia el este (Sección 2, Anexo 4).

La Formación Chapopote, en el Pozo AF-1 (Sección 2, Anexo 4) se correlaciona con la anomalía geoelectrica que tenemos a los ~300 m por debajo del sondeo 3-14 (Fig.35). Se asocia con margas con intercalaciones de arenisca y lutitas, así como con el posible fracturamiento que delimita al paleocanal. Por otro lado, los valores de resistividad intermedia, en esta porción de la sección, se asocian a las lutitas-areniscas de las formaciones Tantoyuca y Guayabal presentes en los pozos CY-1 y PR (Sección 2, Anexo 4).

Además, se pudo identificar, tomando como referencia la reclasificación de datos del apartado 8.7, que la probable zona de recarga se encuentra al oeste (Fig.24), dirección en la que el nivel estático es mayor y que va disminuyendo conforme nos dirigimos hacia el límite este del paleocanal (Fig.35). Hacia esta misma dirección, el paquete sedimentario muestra cierta continuidad lateral y a profundidad, lo que nos habla de una relativa homogeneidad en el relleno sedimentario somero de la cuenca.

La presencia de fracturas dentro de la sección ayuda a la existencia de una permeabilidad secundaria, la cual concuerda con la respuesta conductora que se tiene hacia el oeste, debajo del sondeo 3-8, en el perfil 1. Cerca de este sondeo tenemos el límite del paleocanal que, probablemente, se encuentra asociado a la discordancia de la base del paleocanal que puede ser reactivada por una falla/fractura, favoreciendo el flujo de agua hasta llegar a los 500 m de profundidad (Fig.35).

La permeabilidad secundaria también la podemos observar hacia el NE de la sección, ya que tenemos mayor presencia de fracturas (Fig.35). Estas, probablemente, favorecen la infiltración del agua subterránea y con ello, la disminución de los valores de resistividad.

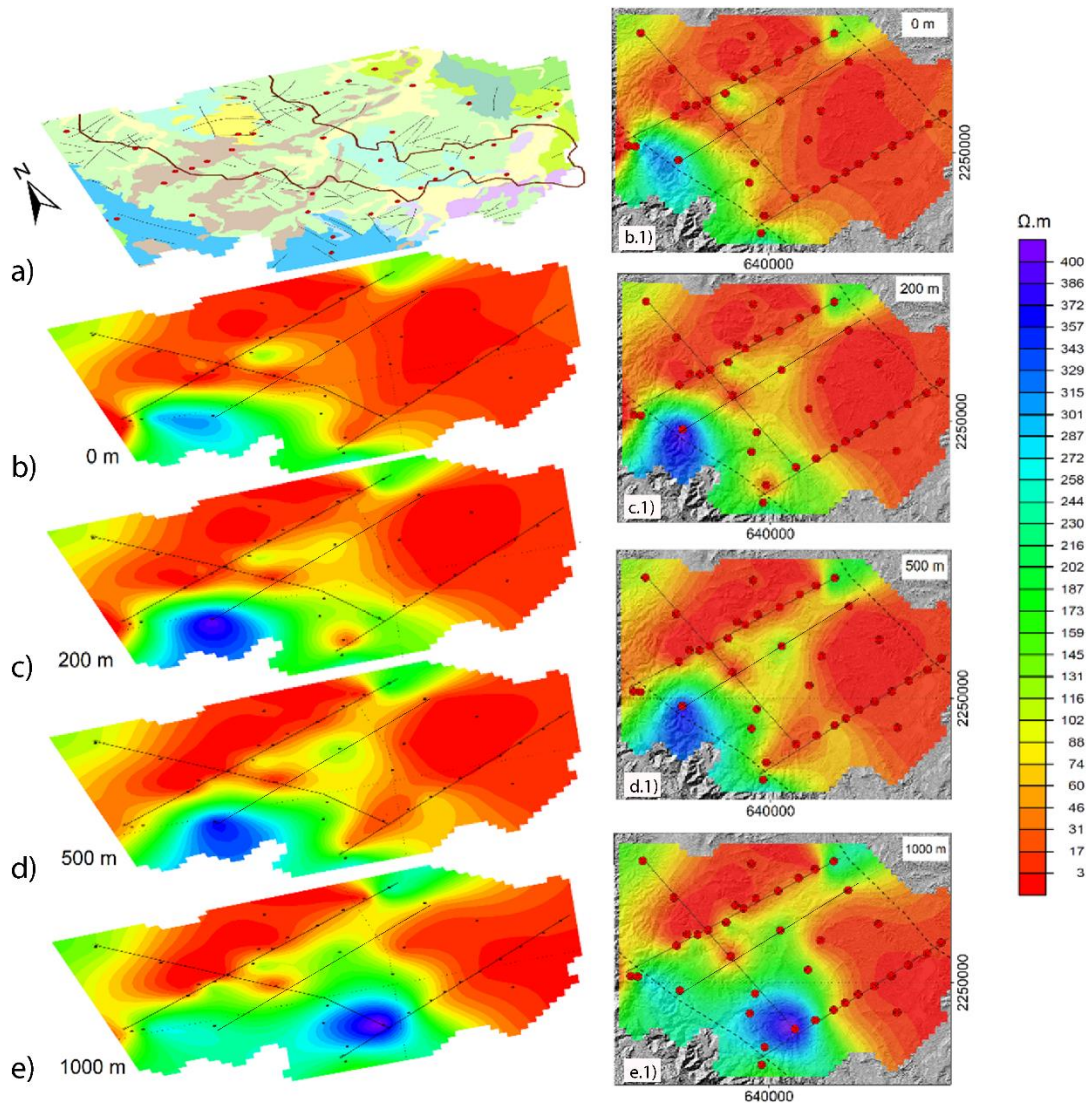


Fig. 34. Mapas de resistividad a elevación constante utilizando el algoritmo de Occam. a) Mapa litológico del área de estudio. b) Mapa de resistividad a 0 m. c) Mapa de resistividad a 200 m. d) Mapa de resistividad a 500 m. e) Mapa de resistividad a 1000 m. Los mapas de la derecha son la vista en planta de los mapas de resistividad previamente descritos en los incisos b), c), d) y e).

La anomalía conductora de mayor extensión se encuentra debajo del sondeo 3-16 y se asocia a los depósitos de areniscas-lutitas presentes en las formaciones Palma Real Superior/Inferior del pozo PR (Sección 2, Anexo 4). Alcanza los 500 m y no muestra continuidad lateral, probablemente, por el cambio de litología que se observa debajo del sondeo 3-17 (Fig.35), que está asociado a limonitas-areniscas compactas y a la presencia de una fractura que las delimita.

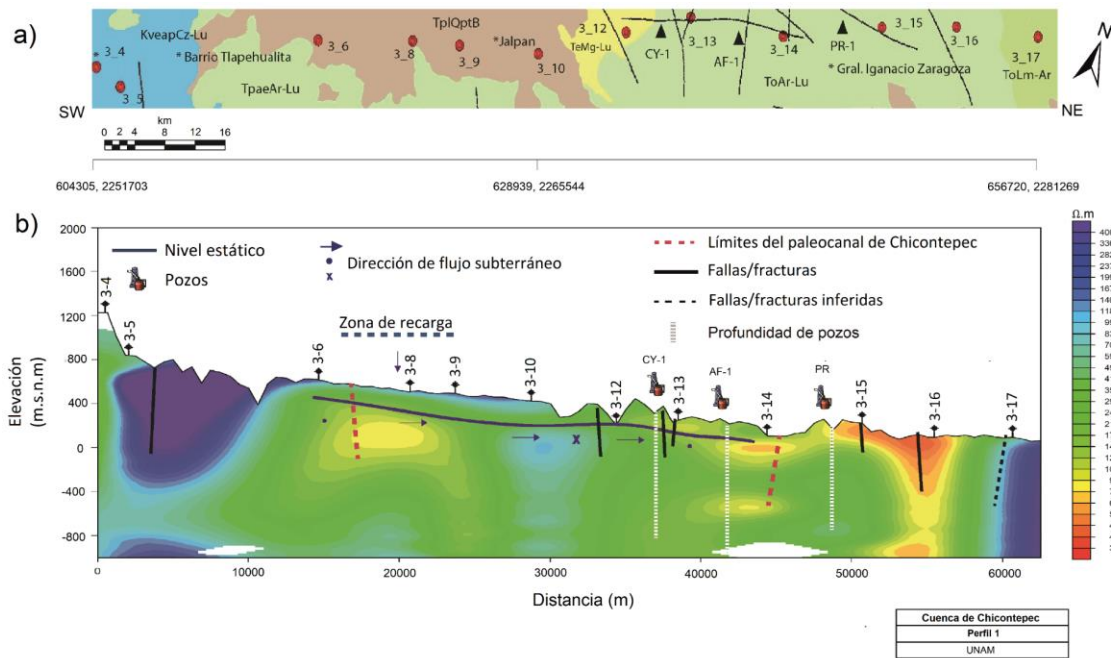


Fig. 35. a) Sondeos EM, la litología y las fallas/fracturas del área de estudio. b) Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 1. Se muestra el nivel estático (línea azul) y dirección del flujo del agua subterránea (flechas, puntos y cruces); los pozos proporcionados por la CNH (2017b) y sus profundidades (líneas punteadas blancas), la zona probable de recarga (línea punteada azul), los límites de la cuenca (línea punteada rosa); así como las fracturas dentro del perfil (líneas negras) y fallas/fracturas inferidas (línea punteada negra).

Las altas resistividades, hacia el oeste del perfil, las asociamos a las calizas de la SMO y debajo de los sondeos 3-6 – 3-10 a los basaltos de poco espesor que afloran en el área. La litología correspondiente a los valores de resistividad entre los 15 y 60 $\Omega \cdot m$ puede corresponder a materiales como las lutitas y areniscas que se encuentran a lo largo de todo el perfil. Como describe el mapa geológico de INEGI (2009a), el municipio de Coyutla (Fig. 32), donde se encuentra la zona petrolera del mismo nombre y donde yacen los sondeos que se ubican hacia el centro del perfil (3-10 y 3-12), se caracteriza por la presencia de estos materiales sedimentarios con un porcentaje mayor de 60%, mientras que, hacia el este, los sondeos están dentro de la zona petrolera de Agua Fría (Fig. 36) descrita por Romero (2017) como un conjunto de capas de areniscas de grano fino con intercalaciones de lutitas que fueron depositadas en un ambiente de abanico submarino. Además, hacia el final del perfil (dirección este) tenemos la zona petrolera de Miahuapan (Fig.36), constituida por las formaciones Tantoyuca y Chapopote descritas por como depósitos de conglomerados, areniscas y lutitas (SGM, 2006 y 2010b). La información descrita por estos autores sustenta la idea de que la respuesta EM sea causada por este tipo de materiales y por la saturación de agua que se tiene en ciertos puntos a lo largo de la sección.

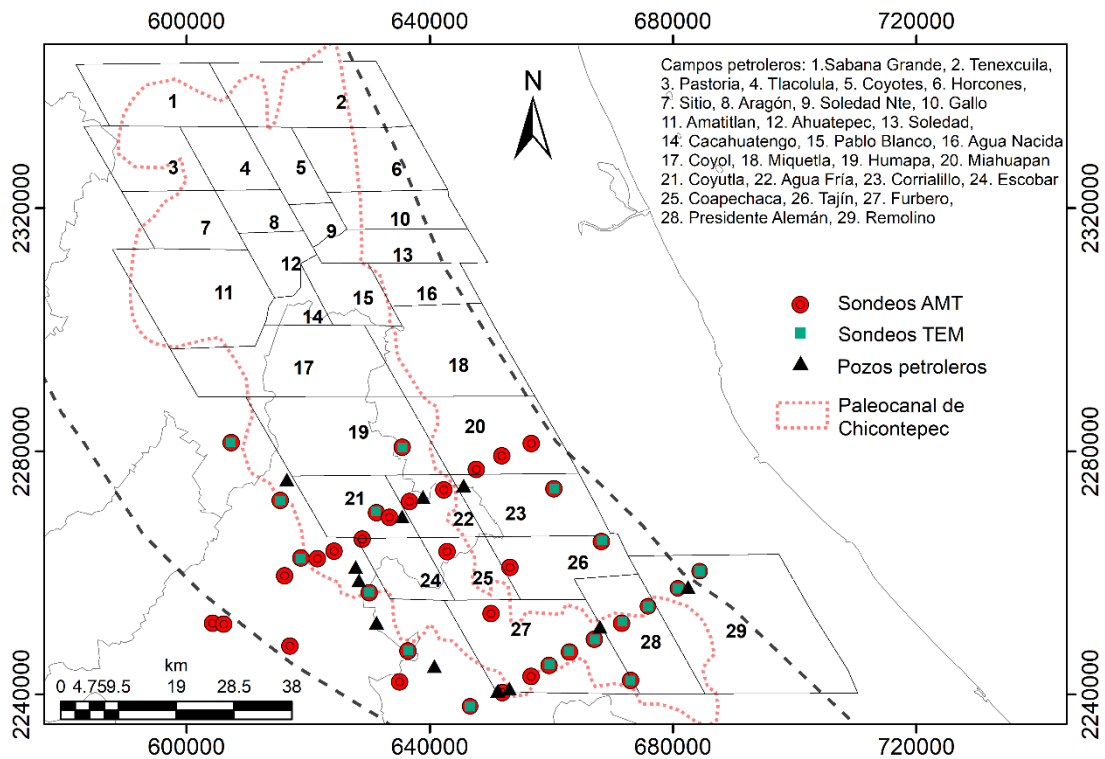


Fig. 36. Campos petroleros dentro de la cuenca de Chicontepec (Romero, 2017). Pozos petroleros (triángulos negros), sondeos AMT (círculos rojos), sondeos TEM (cuadrados verdes) y cuenca de Chicontepec (línea punteada negra).

10.3. Perfil 2

Este perfil (Fig. 37), se ubica en la parte sur de la cuenca de Chicontepec y esa ubicación pertenece al acuífero de Tecolutla. CONAGUA (2018) menciona que la parte superior del acuífero se encuentra alojada en los sedimentos fluviales que constituyen el lecho y la llanura de inundación de los ríos Necaxa, Tecolutla y Cedro Viejo, donde esos sedimentos fluviales consisten, principalmente, de arenas no consolidadas, limos y conglomerados. Dichos materiales, probablemente, promueven que exista una buena conductividad hidráulica, la cual se ve beneficiada por el fracturamiento que se observa en el área provocado por la relajación de esfuerzos después del plegamiento de la SMO y la formación de la cuenca de Chicontepec (CNH, 2017).

Esta información es consistente con lo observado en el modelo 1-D. Dentro de los límites del paleocanal se alcanzan resistividades menores de $3 \Omega.m$, lo que puede correlacionarse con los materiales fluviales como las arenas y conglomerados (CONAGUA, 2018) y con las areniscas-lutitas y lutitas-areniscas de las formaciones Palma Real Superior/Inferior, Chapopote y Guayabal presentes en el pozo Junior (JR-1) (Sección 2, Anexo 4).

A partir del procedimiento propuesto en el apartado 8.7, las zonas potenciales de recarga local del agua subterránea se encuentran en toda la extensión central del perfil; lo que coincide con la respuesta geoeléctrica que observamos en toda la sección. La disminución del nivel estático se observa hacia el NE al igual que los valores de resistividad, lo que nos indica una estrecha relación entre el flujo del agua subterránea y las propiedades hidráulicas del relleno sedimentario en la porción sur del paleocanal.

Hacia el SW, los sondeos se ubican dentro de la zona petrolera de Furbero (Fig. 36), conformada, principalmente, por lutitas y calizas (García, 2013). Esto coincide con los valores de resistividad observados (15-60 Ω .m), con lo descrito por CONAGUA (2018) y con la información de los pozos petroleros Entabladero-2 (ET-2) y Entabladero-101 (ET-101) (Sección 3, Anexo 4) en los que tenemos las formaciones Chicontepec Inferior, Medio y Superior.

La anomalía resistiva que se observa debajo de los sondeos 044 y 4-5 a los, aproximadamente, 300 m (Fig.37) se asocia a la Formación Chicontepec Inferior, en la que predominan las lutitas arenosas. Estas lutitas probablemente se muestran más resistivas por compactación. Están distribuidas de manera irregular, lo que concuerda con lo descrito por Aguilar (2013), quien menciona que existe una distribución heterogénea de los sedimentos que se originaron por la Orogenia Laramide en el Paleoceno Superior.

Hacia el SW, los valores resistivos los asociamos a las calizas de la SMO. Esta anomalía (debajo de los sondeos 042-043) no muestra continuidad lateral. Si observamos la parte SW y NE podremos identificar la zona de transición entre ambas hacia el centro del perfil en donde los materiales dentro del paleocanal se encuentran plegados hacia el NE a causa del cabalgamiento existente hacia el SW (Fig.37).

Hacia el final del perfil (dirección NE), tenemos un ligero aumento en los valores de resistividad en los primeros 200 m (15-60 Ω .m) que se asocian a las lutitas-areniscas y calizas del área (sondeo 413). Tomando como referencia la información de la CNH (2017b) (Sección 3, Anexo 4), sabemos que el pozo Cerro del Carbón se compone, en los primeros 200 m, por las formaciones Chicontepec, en las que abundan estos materiales sedimentarios. A partir de los 200 m, la conductividad va en aumento y se asocia a las calizas fracturadas de la formación Tamabra y Tamaulipas y también, al material arcilloso de la Formación Pimienta (Sección 3, Anexo 4).

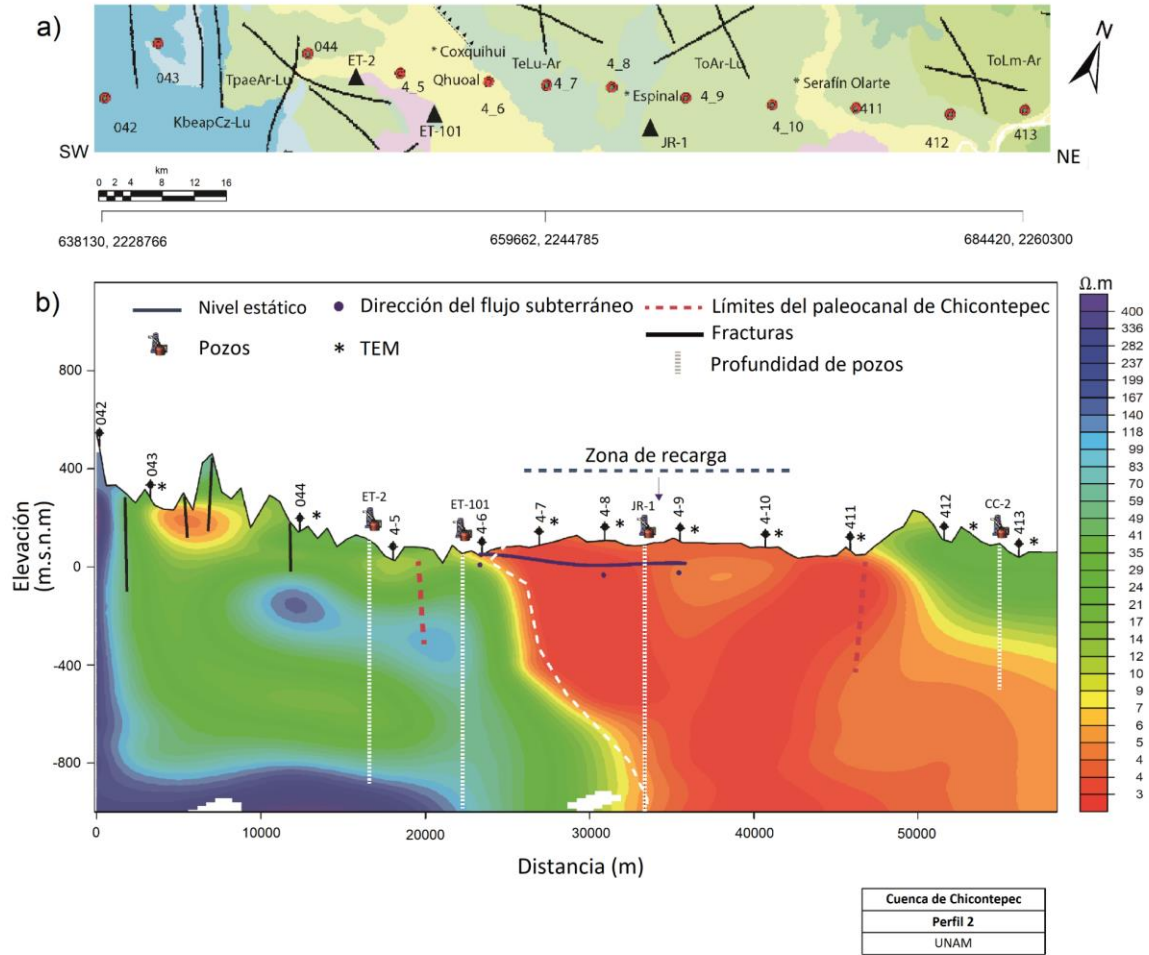


Fig. 37. a) Sondeos EM, la litología y las fallas/fracturas del área de estudio. b) Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 2. Se muestra el nivel estático (línea azul) y dirección del flujo del agua subterránea (puntos), los pozos proporcionados por la CNH (2017b) y sus profundidades (líneas punteadas blancas), la zona probable de recarga (línea punteada azul), los límites de la cuenca (línea punteada rosa); así como las fracturas dentro del perfil (líneas negras).

La anomalía en forma de “L” ubicada hacia el NW del perfil es, desde el punto de vista geológico, improbable. Esto nos sugiere que es preciso realizar una inversión multidimensional para determinar cuál de estas representa de forma más precisa la geología existente en el subsuelo.

10.4. Perfil 3

Este perfil fue realizado con una orientación NW-SE, perpendicular a los perfiles previos, para observar el contraste de resistividades en esta dirección. Para el perfil 3 (Fig.38), la respuesta geoelectrica disminuye hacia la parte central del paleocanal.

Al NW (sondeo 1-4), los valores de resistividad de aproximadamente $120 \Omega.m$ pueden correlacionarse con las calizas profundas. Dichos valores de resistividad también los observamos en las partes altas dentro del perfil y los asociamos a los basaltos que afloran en el área.

Los valores de resistividad intermedios los relacionamos con los depósitos de lutitas arenosas de la Formación Chicontepec Inferior que se observa en los pozos petroleros: Terrero-2a (TR-2A), Escondida-1 (ES), Amixtlan-2 (AM), y Axoxotla-1a (AX) (Sección 1, Anexo 4), y en los que los pozos Entabladero -2 (ET-2) y Entabladero-101 (ET-101) (Sección 3, Anexo 4). Dichos depósitos sedimentarios muestran continuidad a profundidad. La continuidad lateral de estas lutitas arenosas es interrumpida hacia el centro de la sección por un decremento en la resistividad que está asociado a la presencia de agua. Esta respuesta se correlaciona con la zona de recarga identificada en la sección 8.7 y con el nivel piezométrico, el cual disminuye hacia el SE. Además, no puede descartarse la idea de la permeabilidad secundaria, ya que la información geológica nos habla de la presencia de fallas en el área que, probablemente, puedan estar favoreciendo la infiltración.

La anomalía de baja resistividad, que observamos hacia el centro del perfil (Fig.38), no muestra continuidad lateral y lo correlacionamos a que las intercalaciones de lutitas presentes en el área (CONAGUA, 2018), las cuales no muestran fracturamiento, ayudan a confinar o semiconfinar el acuífero de manera lateral.

Hacia el final del perfil 3 (dirección SE) tenemos una intercalación de valores altos e intermedios de resistividad (Fig. 38). Esta variación en la respuesta geofísica la relacionamos a las areniscas, lutitas arenosas y calizas presentes en las formaciones Chicontepec Superior y Medio reportadas en los pozos ET-2 y ET-101 hasta los ~ 200 m (Sección 3, Anexo 4) y con la descripción litológica del campo petrolero de Furbero (Fig.32) de García (2013). Por otro lado, los valores de resistividad alta los asociamos a lentes de lutitas compactas con menor cantidad de arenas que fueron distribuidas de forma irregular después de la Orogenia Laramide.

El comportamiento hidrológico muestra concordancia con la topografía, ya que el nivel aumenta o disminuye en sintonía con las partes más altas y planas del perfil (Fig.38). El comportamiento hidrológico también se correlaciona con la respuesta EM de los materiales, los cuales, al tener buena permeabilidad, permiten la recarga del acuífero.

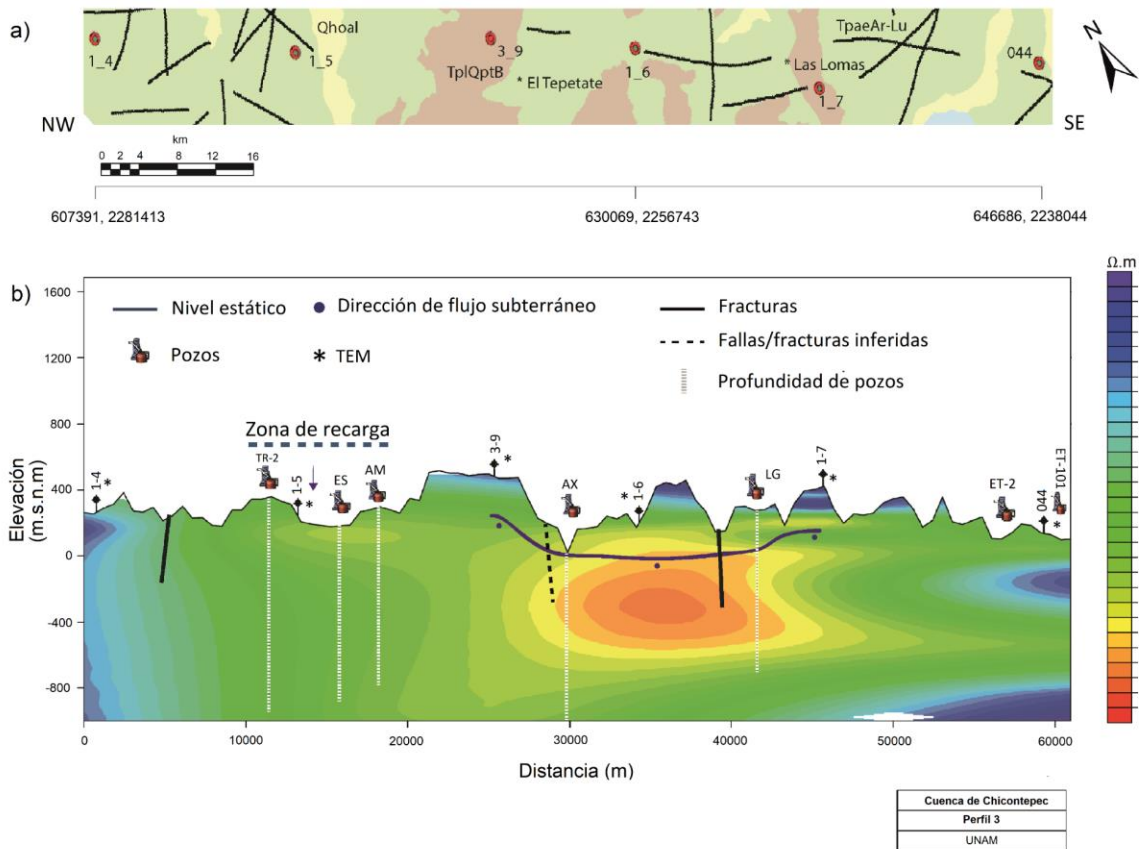


Fig. 38. a) Sondeos EM, la litología y las fallas/fracturas del área de estudio, b) Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 3. Se muestra el nivel estático (línea azul) y dirección del flujo del agua subterránea (puntos); los pozos proporcionados por la CNH (2017b) y sus profundidades (líneas punteadas blancas), la zona probable de recarga (línea punteada azul), los límites de la cuenca (línea punteada rosa); así como las fracturas dentro del perfil (líneas negras) y fallas/fracturas inferidas (línea punteada negra)..

10.5 Perfil 4

Hacia el SW del perfil (sondeo Chico76), un cuerpo resistivo se asocia a las calizas de la SMO, calizas que no muestran continuidad lateral hacia el este (Fig.39). Mientras que, debajo del sondeo 1-6 hay una disminución de los valores de resistividad, respuesta que coincide con los límites del paleocanal. Esta anomalía la relacionamos con las calizas y lutitas reportadas por INEGI (2009c) y con la información de los pozos petroleros Escondida-1 (ES), Axoxotla-1a (AX) y Amixtlan-2 (AM) (Fig.15) que están conformados, principalmente, por la Formación Chicontepec Inferior con un espesor mayor de 600 m (Sección 1, Anexo 4). Esta formación está constituida por lutitas arenosas-arcillosas, las cuales, probablemente, se encuentran afectadas por el límite del paleocanal hacia el oeste, ocasionando que estos paquetes sedimentarios se encuentren fracturados. Esto último permite la infiltración del agua superficial y da como resultado una respuesta eléctrica poco resistiva

menor de 7 $\Omega.m$ (Fig. 39). Dicha interpretación se complementa con el hecho de saber que, cercano al lugar de exploración, se tiene agua superficial perteneciente al Río Cazonas (Fig. 21) y la posible zona de recarga calculada en el apartado 8.7 (Fig.24). Las resistividades menores de 7 $\Omega.m$ no tienen continuidad a profundidad, probablemente, por la mayor compactación sedimentaria y por la ausencia de fracturas que faciliten la circulación hídrica.

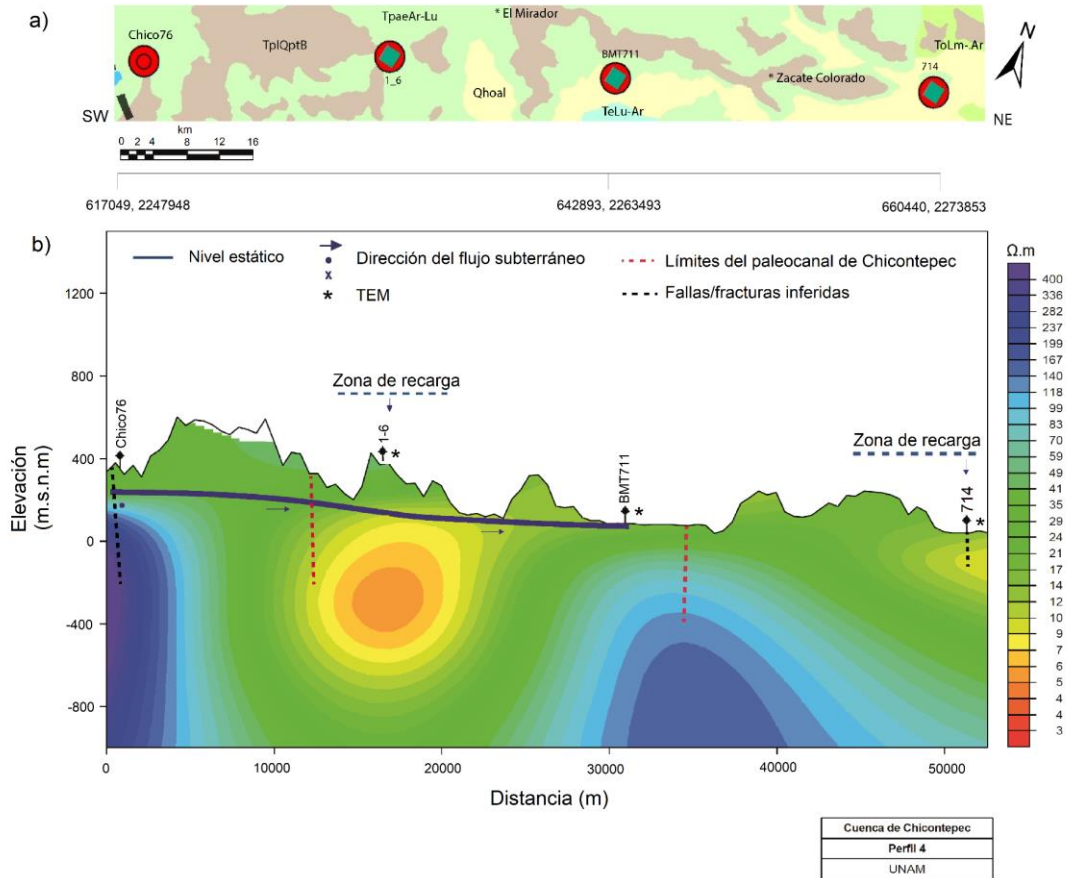


Fig. 39. a) Sondeos EM, la litología y las fallas/fracturas del área de estudio, b) Modelo geoelectrico generado a partir de la interpolación de modelos 1-D del perfil 4. Se muestra el nivel estático (línea azul) y dirección del flujo del agua subterránea (puntos y flechas); los pozos proporcionados por la CNH (2017b) y sus profundidades (líneas punteadas blancas), la zona probable de recarga (línea punteada azul), los límites de la cuenca (línea punteada rosa); así como las fallas/fracturas inferidas (línea punteada negra).

Hacia el centro del perfil (sondeo BMT711), los primeros 50 m los asociamos al material aluvial presente en el área. A partir de esta profundidad, existe un incremento en la resistividad, comportamiento que muestra continuidad hasta llegar al primer kilómetro de profundidad. Este incremento lo relacionamos, quizás, a facies tipo Chicontepec Inferior, lo que podría comprobarse con la información de pozos ES, AX y AM (Sección 1, Anexo 4). Nájera (1956) menciona que esta formación se compone, en la parte superior, por lutitas ligeramente arenosas con cementante calcáreo. Este cementante calcáreo y la compactación

de las lutitas, quizás, estén provocando que la respuesta eléctrica muestre valores más resistivos.

En el límite NE (sondeo 714) se observa, en la parte somera, una pequeña anomalía conductora. Esta anomalía la asociamos al material aluvial saturado. Esto último concuerda con la información de CONAGUA (2015), en donde se dice que el acuífero de Poza Rica (Fig.21) se encuentra alojado en materiales aluviales de espesores reducidos a lo largo de los cauces de los ríos y también, concuerda con los resultados obtenidos para la identificación de zonas de recarga del apartado 8.7. A través de dicha identificación, obtuvimos que debajo del sondeo 714 se tienen altas probabilidades de tener una zona de recarga, lo que favorece la conductividad del medio. Esta respuesta no permanece constante, ya que hay un aumento de los valores geoelectrónicos a profundidad. Esto puede asociarse a materiales como las lutitas-areniscas, que son características del relleno sedimentario de la cuenca de Chicontepec y que son reportadas como el componente geológico principal por INEGI (2009b).

En la Tabla 3 se muestra de manera breve la correlación entre la litología y los valores de resistividad para cada uno de los perfiles.

Tabla 3. Correlación entre resistividades y litología para los perfiles realizados dentro del área de estudio.

Perfil	Resistividad $\Omega.m$	Litología relacionada
Perfil 1	15 - 60	lutitas y areniscas.
	<7	lutitas y areniscas saturadas (permeabilidad secundaria).
	100-400	Limonitas, areniscas compactas y basaltos de poco espesor que afloran en el área
Perfil 2	15-60	lutitas arenosas, calizas, lutitas – areniscas
	<7	arenas, conglomerados, areniscas y lutitas saturadas; calizas fracturadas y material arcilloso.
	100-400	calizas de la SMO
	70-100	lutitas-arenosas compactas
Perfil 3	15-60	areniscas, lutitas arenosas y calizas
	<7	lutitas arenosas saturadas (permeabilidad secundaria)
	120-170	calizas y basaltos que afloran en el área y lentes de lutitas compactas con menor cantidad de arenas
Perfil 4	12-60	material aluvial presente en el área y lutitas-areniscas.
	<7	calizas y lutitas arenosas-arcillosas fracturadas, Material aluvial saturado
	100-400	calizas de la SMO
	70-150	lutitas ligeramente arenosas con cementante calcáreo.

10.6. Representación tridimensional de las secciones generadas a partir de la interpolación de datos unidimensionales

En la Fig. 40 se colocaron las secciones en planta para observar de forma conjunta la respuesta electromagnética dentro del paleocanal de Chicontepec. A partir de ella podemos deducir lo siguiente:

- En el caso de los perfiles 1, 3 y 4, el comportamiento geoelectrico es similar, mostrando valores de resistividad intermedia entre los 7 y 120 Ω .m, aproximadamente.
- Las zonas de menor resistividad se encuentran dentro del paleocanal de Chicontepec y se asocian al relleno sedimentario compuesto, principalmente, por lutitas y areniscas y a la respuesta del material sedimentario saturado.
- Las pseudo-secciones permiten observar el contraste existente entre la parte oeste (que se ubica en la SMO) y la parte este (en dirección a la costa) debido a los cambios de litología existentes dentro y fuera del paleocanal.
- En el Perfil 2, ubicado al sur del área de estudio, fue posible identificar la cabalgadura que contrasta con la resistividad del paquete sedimentario hacia el SE. A diferencia de lo que se observa en los demás perfiles, existen valores con gran conductividad eléctrica, que asociamos a las lutitas y areniscas saturadas de agua. Esta interpretación se ve sustentada por los resultados de la sección 8.7, en donde se identificó que esta parte del área de estudio tiene gran probabilidad de ser una zona de recarga local, y con la información de pozos petroleros previamente expuesta. Pese a esto, es importante tomar en cuenta que se necesitan más sondeos dentro del área de estudio e información de pozos hidrológicos y petroleros para corroborar la respuesta EM observada en este perfil.

11. Conclusiones

Con este trabajo fue posible delimitar los paquetes sedimentarios dentro de la cuenca de Chicontepec y correlacionarlos con el comportamiento hidrológico del área. A través de los 4 perfiles electromagnéticos se obtuvo lo siguiente:

- Hacia la parte oeste, los materiales son más resistivos gracias a los grandes depósitos de rocas caliza en el área. Mientras que, hacia el este, tenemos generalmente, una disminución de los valores geoelectricos gracias a la presencia de materiales como las lutitas, areniscas (que son el principal relleno sedimentario dentro de la cuenca y el paleocanal), calizas fracturadas y el material aluvial presente a lo largo de los cauces de los ríos.

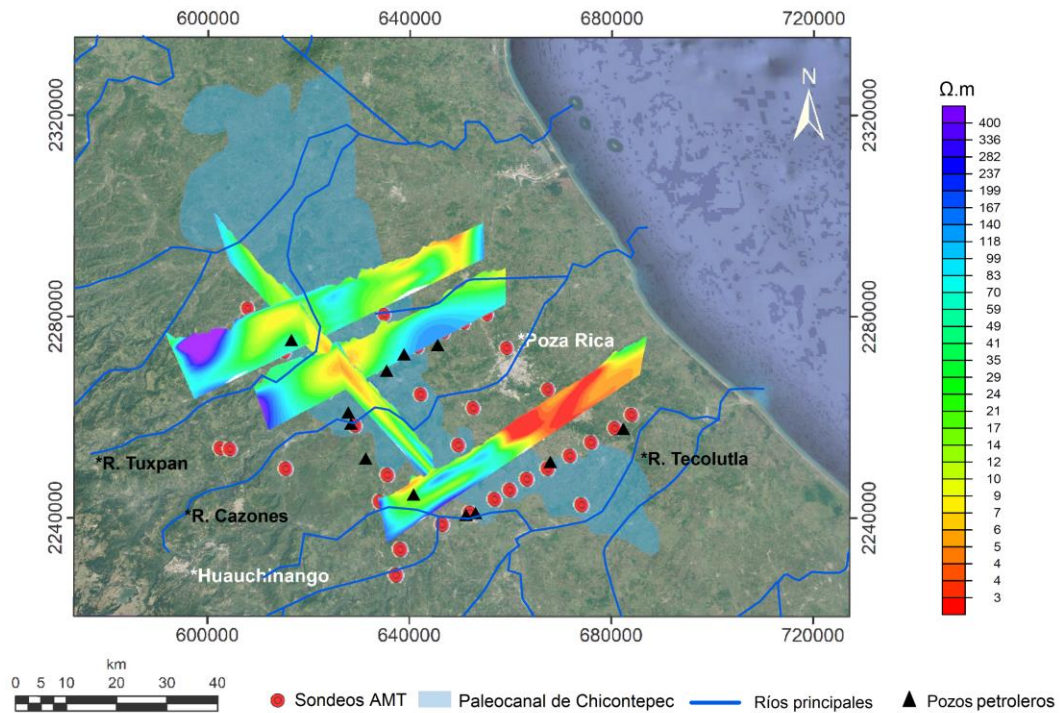


Fig. 40. Representación 3-D de las secciones 1-D de resistividad dentro del paleocanal de Chicontepec, ríos principales (líneas azules), pozos petroleros de la CNH (triángulos negros) y sondeos AMT (círculos rojos). La resistividad es mayor hacia el oeste del paleocanal y disminuye parcialmente hacia el NE. Los valores más conductores ubican al este del paleocanal.

- En el perfil 1, se identificaron intervalos conductores interpretados como paquetes de lutitas-areniscas que presentan una distribución, generalmente, homogénea. Las anomalías conductoras fueron asociadas a la saturación de agua a causa de la permeabilidad secundaria provocada por fallas y/o fracturas.
- En el perfil 4, se observó un comportamiento similar al del perfil 1. La parte resistiva hacia el SW se asoció a las calizas de la SMO, mientras que, la zona conductora presente hacia el centro de este perfil se asoció a las calizas y lutitas probablemente fracturadas, lo que posiblemente permite la infiltración del agua desde superficie. Hacia el este, se tiene un incremento que se correlacionó con facies tipo Chicontepec Inferior compuestas por lutitas probablemente compactadas con cementante calcáreo. Los valores conductores hacia el final del perfil se asociaron al material aluvial saturado.
- Por otro lado, en el perfil 3 las zonas resistivas se asociaron con los depósitos de calizas y afloramientos de basaltos superficiales. Los valores de resistividad intermedia se interpretaron como depósitos de lutitas arenosas, probablemente, de la Formación Chicontepec Inferior. Ahora bien, la anomalía conductora hacia el centro del perfil se correlacionó con la zona de fractura de da permeabilidad secundaria a los

materiales sedimentarios y permite la posible saturación del medio. La poca permeabilidad y conductividad de las lutitas impiden que el agua fluya hacia partes profundas o en direcciones laterales.

- En el perfil 2, tenemos los valores más conductores hacia el NE. Estos valores fueron asociados a las lutitas-areniscas saturadas de agua, mientras que, las anomalías hacia el SW se asociaron a las intercalaciones de lutitas y calizas.
- En el perfil 2, principalmente, se observaron anomalías generadas por el tipo de inversión realizada. Estas anomalías pueden ser generadas debido a la no uniformidad lateral y a profundidad de la respuesta geoelectrica de los materiales hacia el sureste del paleocanal de Chicontepec, por lo que es preciso realizar un análisis multidimensional para corroborar y/o descartar información.
- Las zonas de recarga calculadas dentro del área de estudio coinciden con los valores de baja resistividad eléctrica dentro de los perfiles. Están ubicadas hacia el oeste para los perfiles 1, 3 y 4, en el centro para el perfil 2 y hacia el este para el perfil 4.
- Los niveles estáticos del agua subterránea para los perfiles 1, 2 y 4 tienden a disminuir de forma continua hacia el este, en contraste, el comportamiento del flujo de agua subterránea para el perfil 3 disminuye en la porción centro-este y vuelve a aumentar hacia el SE.
- Ahora bien, a partir del análisis de resistividades a elevación constante, se observó que predominan los valores menores de $100 \Omega.m$ y que existe una discordancia hacia el oeste debido a las calizas de la SMO, mostrando valores de resistividad mayores de $500 \Omega.m$
- El cálculo del rumbo de las fallas y fracturas dentro de la porción centro este de la cuenca de Chicontepec permitió conocer que, la dirección preferencial de éstas es NW-SE. Esto ayudó a poder colocar las fallas y fracturas de forma más precisa dentro de las pseudo-secciones de los modelos 1-D.
- El análisis de profundidad máxima confiable para los sondeos AMT permitió dar veracidad a la interpretación geofísica. Las mayores profundidades se alcanzaron hacia el oeste del área de estudio y las menores hacia el sur. La mayoría de los sondeos alcanzaron una profundidad entre los 500 y 600 m.

Finalmente, podemos decir que, la integración de la información de los modelos 1-D de los sondeos AMT, la información piezométrica, geológica, la información de pozos petroleros y la obtenida a través del análisis de datos geográficos y espaciales, ha demostrado ser efectiva para la caracterización geohidrológica de zonas geológicamente complejas como la cuenca de Chicontepec. A través de las metodologías implementadas en este trabajo pudimos identificar los límites de los paquetes sedimentarios, se pudo identificar la zona saturada y las posibles zonas de recarga dentro del área de estudio.

12. Recomendaciones

Aunque la inversión 1-D de los datos geofísicos fue útil en la caracterización de la parte somera de la cuenca de Chicontepec, tuvimos la presencia de anomalías generadas por la interpolación, por lo que debe considerarse realizar un mayor número de sondeos. Recomendamos poder realizar una inversión 3-D de datos EM dentro del área, debido a que, de esta forma, será posible representar la complejidad de la parte somera de la cuenca. Un mayor número de sondeos y una buena calidad en los mismos favorecerá la inversión tridimensional.

En cuanto a la identificación de las zonas de recarga, los datos utilizados estuvieron a una escala 1:250,000, lo que hace de este análisis algo muy general. Para estudios posteriores, si se busca mayor detalle, sería preciso utilizar datos de menor escala y complementar con información recabada en campo respecto al espesor del suelo y su contenido de humedad. Con el espesor del suelo se podría tener noción del espesor de las capas permeables y con el contenido de humedad, podrían identificarse las partes más húmedas, las cuales se asocian a las zonas de recarga si tomamos en cuenta que la superficie del suelo estará más húmeda si el nivel estático del agua se encuentra a menor profundidad.

También se recomienda poder realizar más mediciones de niveles estáticos con el fin de poder tener información con mayor detalle del comportamiento del agua subterránea. Estas mediciones, a su vez, pueden complementarse con la toma de datos de temperatura y salinidad. Esto último aportaría información valiosa en la determinación de zonas de recarga a escala local.

Referencias

1. Aboud, E., Saud, R., Asch, T., Aldamegh, K., y Mogren, S. (2014). Water exploration using Magnetotelluric and gravity data analysis; Wadi Nisah, Riyadh, Saudi Arabia. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 3(2), 184–191. <https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2014.09.002>
2. Aguilar, J. (2013). *Evaluación petrolera y métodos de explotación del Campo Aragón en la cuenca de Chicontepec* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].
3. Aguayo-Camargo, J., Santillán, N., y Arellano, J. (2018). Prograding low-density turbidite systems and oil traps at the Lower Paleogene Chicontepec Foreland Basin, East-Central Mexico. *Ingeniería Investigación y Tecnología*, 19(4), 1–12.
4. Arefayne Shishaye, H., y Abdi, S. (2015). Groundwater Exploration for Water Well Site Locations Using Geophysical Survey Methods. *Journal of Waste Water Treatment y Analysis*, 07(01). <https://doi.org/10.4172/2157-7587.1000226>.
5. Arifin, H., Kayode, J., Arifin, K., Zahir, Z., Abdullah, M., y Azmi, A. (2020). Data for the subsurface characterization of Pahang River Basin with the application of Transient Electromagnetic geophysical surveys. *Data in Brief*, 30, 105491. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2020.105491>.
6. Auken, E., Jørgensen, F., y Sørensen, K. I. (2003). Large-scale TEM investigation for groundwater. *Exploration Geophysics*, 34(3), 188–194. <https://doi.org/10.1071/EG03188>
7. Barrett, B., Heinson, G., Hatch, M., y Telfer, A. (2005). River sediment salt-load detection using a water-borne transient electromagnetic system. *Journal of Applied Geophysics*, 58(1), 29–44. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2005.03.002>.
8. Berdichevsky, M., y Dmitriev, V. (2002). *Magnetotellurics in the Context of the Theory of Ill-Posed Problems*. SEG.
9. Berdichevsky, M., y Dmitriev, I. (2008). *Models and Methods of Magnetotellurics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
10. Caldwell, T. G., Bibby, H. M., y Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457–469. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x>
11. Chad, E., y Rodriguez, B. (2014). *Magnetotelluric Data Collected to Characterize Aquifers in the San Luis Basin , New Mexico*.
12. Charles, M., y Swift, J. (1988). Fundamentals of the Electromagnetic Method. In *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists
13. Chave, A. D., y Jones, A. G. (2012). The magnetotelluric method: Theory and practice. En *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139020138>
14. Chávez-Pérez, S., y Vargas-Meleza, L. (2008). Enhanced imaging workflow of seismic data from Chicontepec Basin, Mexico. *The Leading Edge*, 27(3), 352–359. <https://doi.org/10.1190/1.2896626>
15. Cimadevilla, D. (2017). *Valoración de la técnica geofísica de los sondeo*

- electromagnéticos en el dominio del tiempo (SEDT) para la caracterización de zonas poco profundas* [Tesis de maestría, Universidad de Oviedo].
16. Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH). (2017). *Atlas Geológico Cuenca de Tampico-Misantla*.
 17. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2010). *Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Álamo-Tuxpan (3014), estado de Veracruz*.
 18. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2015). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Poza Rica (3001), Estado de Veracruz*.
 19. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2018). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero de Tecolutla (3002), Estado de Veracruz*.
 20. Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH). (2017). *Atlas Geológico Cuenca de Tampico-Misantla*.
 21. Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH). (2017b). Licencia de uso de la información a favor de la UNAM bajo la nomenclatura CNIH-C-00417.
 22. Constable, C., Parker, R., y Constable, C. (1987). Occam's inversion; a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, (52)3, 289-300.
 23. Conway, D. (2013). *A numerical study on the distortion of magnetotelluric data from topography, near-surface conductors and basins*. The University of Adelaide.
 24. Cossey, S. P. J., Bitter, M. R., Dickens, G. R., Nieuwenhuise, D. Van, Rosenfeld, J. H., Beltrán-triviño, A., Cornick, P., y Agnini, C. (2019). Paleo-Canyon formation and contemporaneous oil seepage near the Paleocene / Eocene boundary, Tampico-Misantla Basin, eastern Mexico. *GeoGulf Transactions*, 69, 27–53.
 25. Cumming, W., y Mackie, R. (2010). Resistivity Imaging of Geothermal Resources Using 1D, 2D and 3D MT Inversion and TDEM Static Shift Correction Illustrated by a Glass Mountain Case History. *Proceedings World Geothermal Congress 2010, April*, 1–10.
 26. Delgado, O., Campos, O., Fucugauchi, J., y Arzate, J. (2001). Occam and Bostick 1-D inversion of magnetotelluric soundings in the Chicxulub Impact Crater, Yucatán, Mexico. *Geofísica Internacional*, 40(4), 271–283.
 27. dos Santos, C., Lopes, A., Vitorello, I., Banik de Pádua, M., y Bittencourt, A. (2013). Methodology to estimate the Maximum Depth of Reliability of Two-Dimensional Geoelectrical Models Derived from Magnetotelluric Data. *Revista Brasileira de Geofísica*, 31, 97–107.
 28. Farzamian, M., Alves Ribeiro, J., Khalil, M. A., Monteiro Santos, F. A., Filbandi Kashkouli, M., Bortolozzo, C. A., y Mendonça, J. L. (2019). Application of Transient Electromagnetic and Audio-Magnetotelluric Methods for Imaging the Monte Real Aquifer in Portugal. *Pure and Applied Geophysics*, 176(2), 719–735. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-2030-7>
 29. Fitterman, D. V., y Stewart, M. T. (1986). Transient electromagnetic sounding for

- groundwater. *Geophysics*, 51(4), 995–1005. <https://doi.org/10.1190/1.1442158>
30. García, R y Arellano, J (2013). *Evaluación petrolera y métodos de explotación del campo Furbero en la Cuenca de Chicontepec* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].
 31. Graham, R., Pindell, J., Molina, R., y Sierra, M. (2020). Integrated Cretaceous–Cenozoic plate tectonics and structural geology in southern Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, 504, 285–314.
 32. Griem, W., 2021. *Apuntes geología estructural: Roseta de diaclasas*. [online] Geovirtual2.cl. Disponible en: <https://www.geovirtual2.cl/Geoestructural/prak03.htm> [Accessed 18 May 2021].
 33. Guevara, L., Pomposiello, C., y Favetto, A. (2020). Three-dimensional audio-magnetotelluric characterization of the geothermal area in Tucumán basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 97(2019), 102415. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102415>
 34. Hersir, G. (2015). Resistivity surveying and electromagnetic methods. En *IGA Academy Report*.
 35. Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Conjunto de datos Geológicos Vectoriales F1412 [Shape] (1983). Disponible en: <https://www.inegi.org.mx/temas/geologia/>.
 36. Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Continuo de Elevaciones Mexicano (30 m) [Ráster] (2013). Disponible en: <https://www.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/>.
 37. Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2009a). Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Coyutla, Veracruz de Ignacio de la Llave.
 38. Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2009b). Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Tihuatlán, Veracruz de Ignacio de la Llave.
 39. Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2009c). Prontuarios de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Xicotepec, Puebla.
 40. Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Uso del suelo y vegetación [Shape] (2017). INEGI. Disponible en: http://www.conabio.gob.mx/informacion/metadatos/gis/usv250s6gw.xml?_httpcache=yes&_xsl=/db/metadatos/xsl/fgdc_html.xsl&_indent=no.
 41. Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Continuo de Elevaciones Mexicano (30 m) [Ráster] (2013). Disponible en: <https://www.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/>
 42. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias (INIFAP). Edafología [Shape] (2001). Disponible en: http://www.conabio.gob.mx/informacion/metadatos/gis/eda251mgw.xml?_httpcache=yes&_xsl=/db/metadatos/xsl/fgdc_html.xsl&_indent=no.

43. Jones, A. (1992). Electrical conductivity of the continental lower crust. En D. Fountain y R. Arculus (Eds.), *Continental lower crust* (Vol. 21, Número 22, pp. 81–112). Elsevier. <https://doi.org/10.1029/94GL01015>.
44. Kaufman, A., y Keller, G. (1984). Frequency and transient sounding methods in geochemistry and geophysics. *Geophysical Journal International*, 77(3), 935–937. <https://doi.org/10.1080/00346767800000034>.
45. Keller, G., y Frischknecht, F. (1966). Electrical methods in geophysical prospecting. En *International Series of Monographs in Electromagnetic Waves* (10a ed.). Oxford: Pergammon Press.
46. Knodel, K., Lange, G., y Voigt, H. (2007). *Environmental Geology* (1a ed.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74671-3>
47. Larsson, M. (2016). *TEM investigation on Challapampa aquifer, Oruro Bolivia* [Tesis de maestría, Lun University].
48. Lentswe, G. B., y Molwalefhe, L. (2020). Delineation of potential groundwater recharge zones using analytic hierarchy process-guided GIS in the semi-arid Motloutse watershed, eastern Botswana. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 28(October 2019), 100674. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100674>.
49. Lichoro, C. (2013). *Multi-dimensional interpretation of electromagnetic data from Silali geothermal field in Kenya: Comparison of 1-D, 2-D and 3-D MT inversion* [Tesis de maestría, University of Iceland].
50. López, E. (1981). Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en México. *Revista del Instituto de Geología*, 5, 158–177.
51. Maderey-R, L y Torres-Ruata, C. Hidrografía [Shape]. (1990). CONABIO. Disponible en: http://www.conabio.gob.mx/informacion/metadatos/gis/hidro4mgw.xml?_xsl=/db/metadatos/xsl/fgdc_html_xsl&_indent=no.
52. Mattivi, P., Franci, F., Lambertini, A., y Bitelli, G. (2019). TWI computation : a comparison of different open source GISs. *Open Geospatial Data, Software and Standards*, 4(6).
53. McNeill, J. (1994). Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding. En *Geonics technical note* (Número 27).
54. McNeill, J. D. (1990). 7. Use of Electromagnetic Methods for Groundwater Studies. *Geotechnical and Environmental Geophysics*, 2, 191–218. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802785.ch7>
55. Mutlu, O. (2014). *Seismic Attribute Illumination of Tectonic Deformation in Chicotepec Basin, Mexico* [Tesis de maestría, University of Oklahoma].
56. Nava, L., y Alegría, M. (2001). *Los sistemas petroleros de la región de Tampico - Misantla* [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].
57. Navarro, R. (2006). *Aplicación de pruebas electromagnéticas en el dominio del tiempo TDEM para caracterización de recursos hídricos en Venezuela* [Tesis de licenciatura, Universidad Simón Bolívar].
58. Park, S. K., y Livelybrooks, D. W. (1989). Quantitative interpretation of rotationally

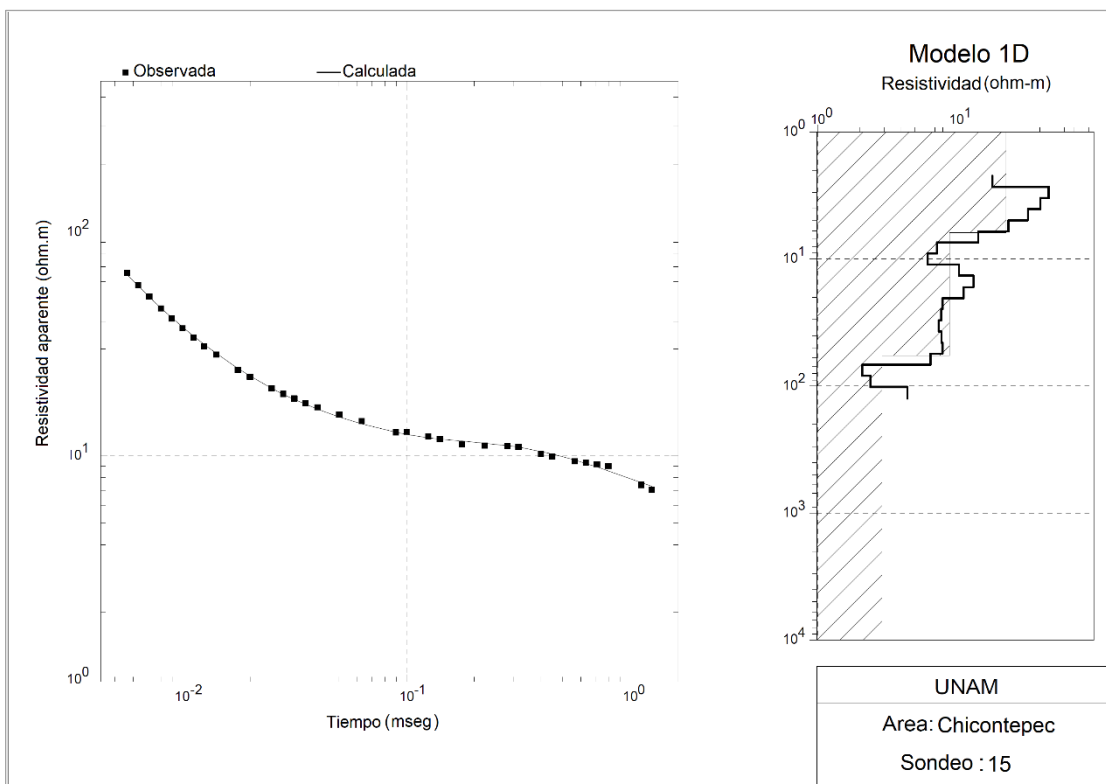
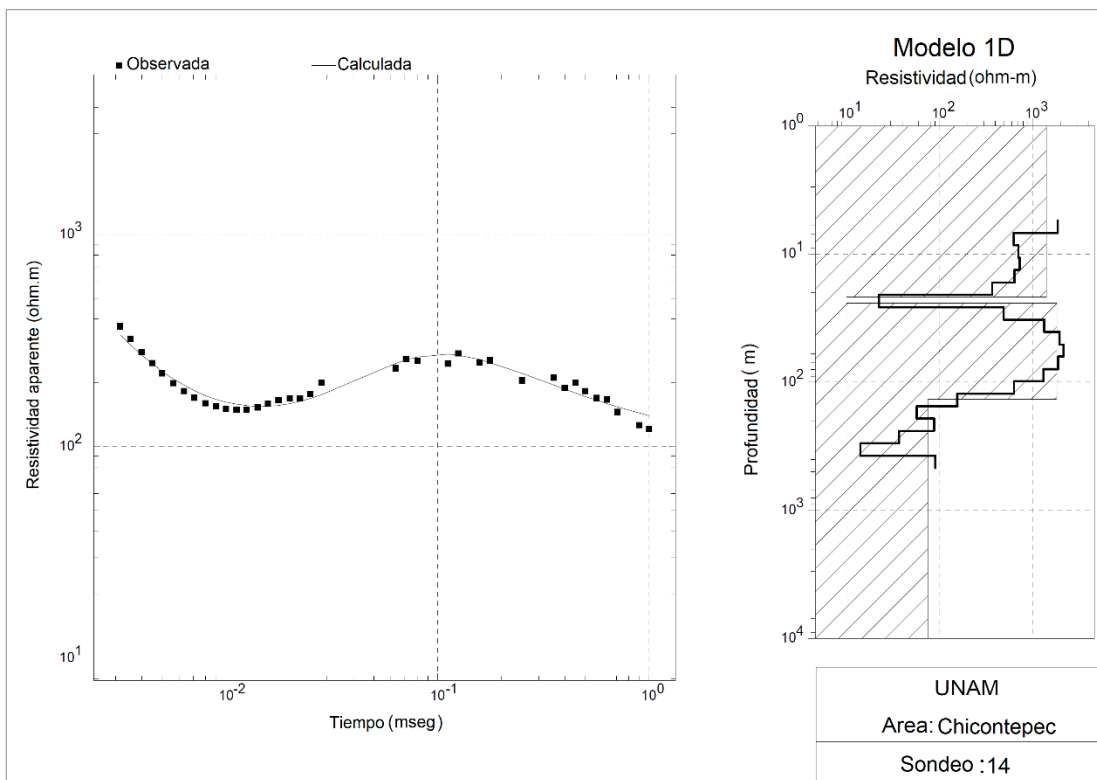
- invariant parameters in magnetotellurics. *Geophysics*, 54(11), 1483–1490. <https://doi.org/10.1190/1.1442612>.
59. Palacky, G. (1988). Resistivity characteristics of geologic targets. En *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics* (pp. 52–129).
 60. Pena, V., Sarkar, S., Marfurt, K. J., y Chávez-Pérez, S. (2009). Mapping igneous intrusive and extrusive from 3D seismic in Chicontepec Basin, Mexico. *79th Society of Exploration Geophysicists International Exposition and Annual Meeting 2009, SEG 2009, Figure 1*, 613–618. <https://doi.org/10.1190/1.3255831>.
 61. Petróleos Mexicanos (PEMEX). (1988). *Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico*.
 62. Petróleos Mexicanos (PEMEX). (2015). Reservas de hidrocarburos de México al 1 de enero de 2017.
 63. Pierce, H., y Thomas, D. (2009). *Magnetotelluric and audiomagnetotelluric groundwater survey along the Humu'ula portion of Saddle Road near and around the Pohakuloa Training Area, Hawaii*. Disponible en: <http://pubs.usgs.gov/of/2009/1135/%5Cnhttp://pubs.usgs.gov/of/index-water.html>
 64. Raviraj, A., Kuruppath, N., y Kannan, B. (2017). Identification of Potential Groundwater Recharge Zones Using Remote Sensing and Geographical Information System in Amaravathy Basin. *Journal of Remote Sensing & GIS*, 06(04). <https://doi.org/10.4172/2469-4134.1000213>
 65. Reynolds, J. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* (Número 606).
 66. Romero, J. M. (2017). *Estudio paleosedimentario, estratigráfico y estructural de La Cuenca de Chicontepec, centro oriente de México* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].
 67. Roy, K. (2020). Magnetotelluric Field Work and Field Data. In *Natural electromagnetic fields in pure and applied geophysics* (pp. 234–237).
 68. Rusli, N., y Rafee, M. (2012). Digital Elevation Model (Dem) Extraction From Google Earth: a Study in Sungai Muar Watershed. *Applied Geoinformatics for Society and Environment FOSS4G Southeast Asia 5th International Summer School and Conference*, 24–28. Disponible en: [http://epublication.fab.utm.my/364/1/Digital Elevation Model \(Dem\) Extraction From Google Earth A Study In Sungai Muar Watershed.Pdf](http://epublication.fab.utm.my/364/1/Digital%20Elevation%20Model%20(Dem)%20Extraction%20From%20Google%20Earth%20A%20Study%20In%20Sungai%20Muar%20Watershed.Pdf).
 69. Oliveira, T., La Terra, E., Panetto, L., Fontes, S., y Maurya, V. (2019). *Hydrogeophysical characterization of groundwater conductors and storage geological structures through Audiomagnetotelluric and Electrical Resistivity Tomography Methods* (2). <https://doi.org/10.22564/16cisbgf2019.113>
 70. Phoenix Geophysics. (2005). *Data Processing User Guide*.
 71. Roy, K. K. (2020). Magnetotelluric Field Work and Field Data. In *Natural electromagnetic fields in pure and applied geophysics* (pp. 234–237).
 72. Santillán, N., y Aguayo, J. (2011). Facies sedimentarias turbidíticas del Terciario Inferior en la Cuenca de Chicontepec, Centro-Oriente de México. *Ingeniería, investigación y tecnología*, 12(3), 337–35.

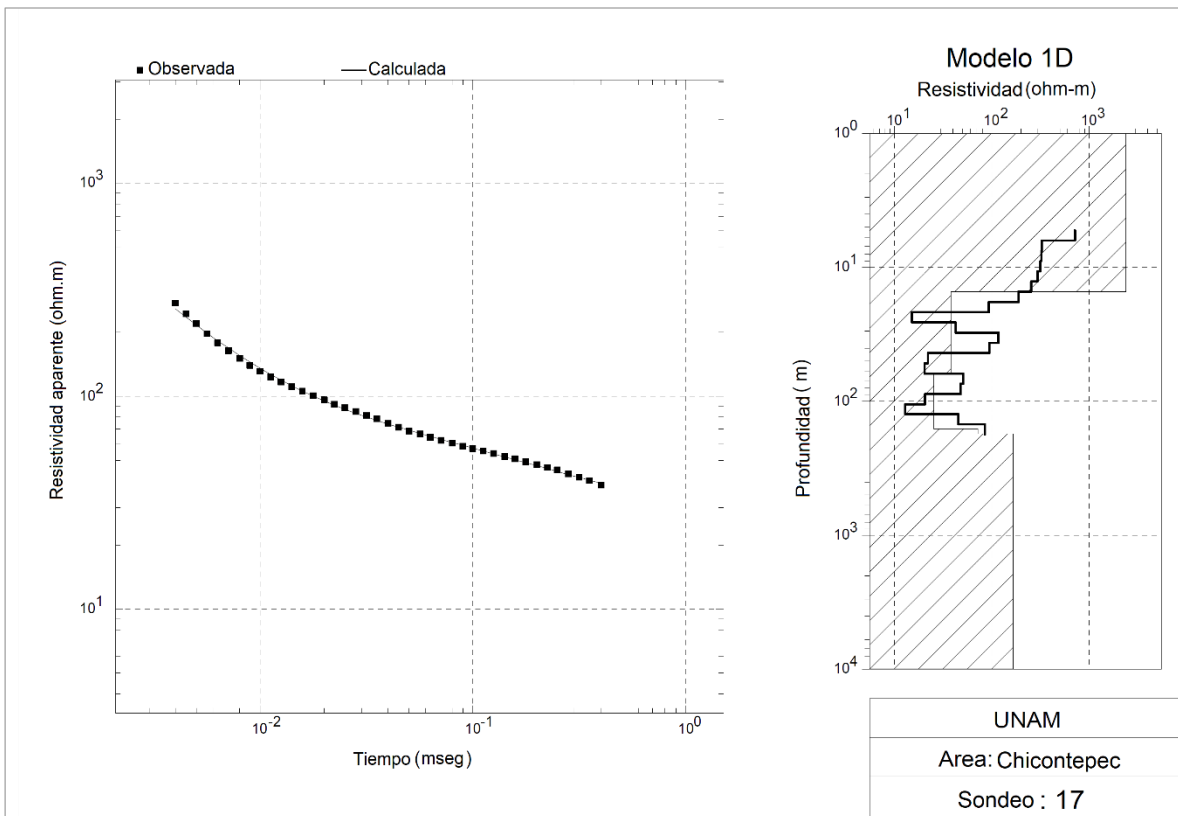
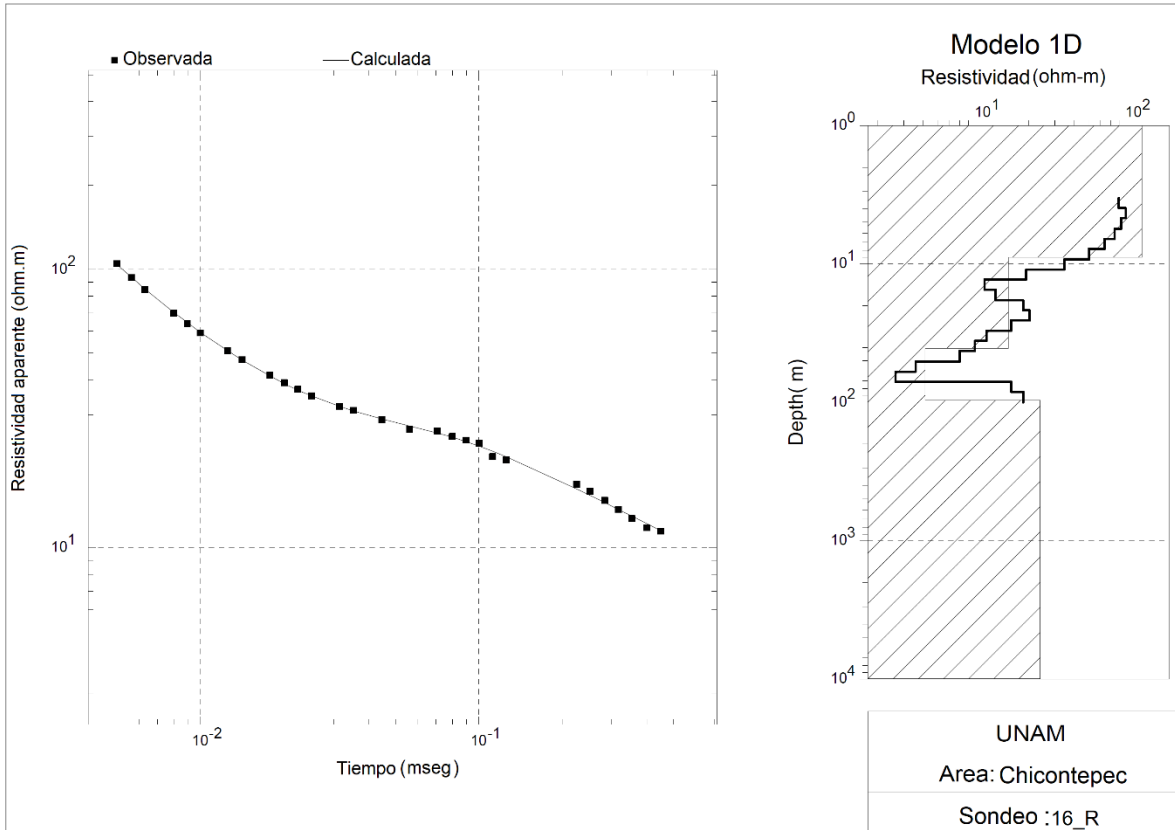
<https://doi.org/10.22201/fi.25940732e.2011.12n3.034>

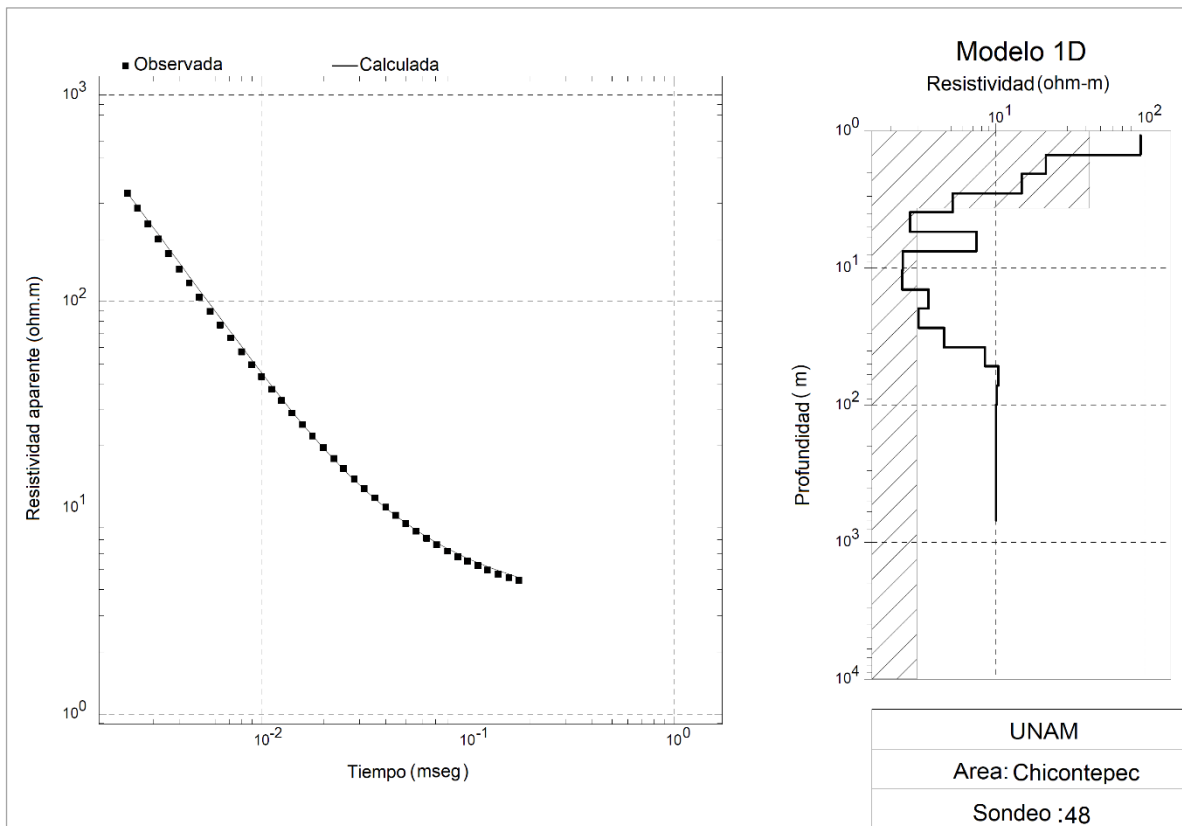
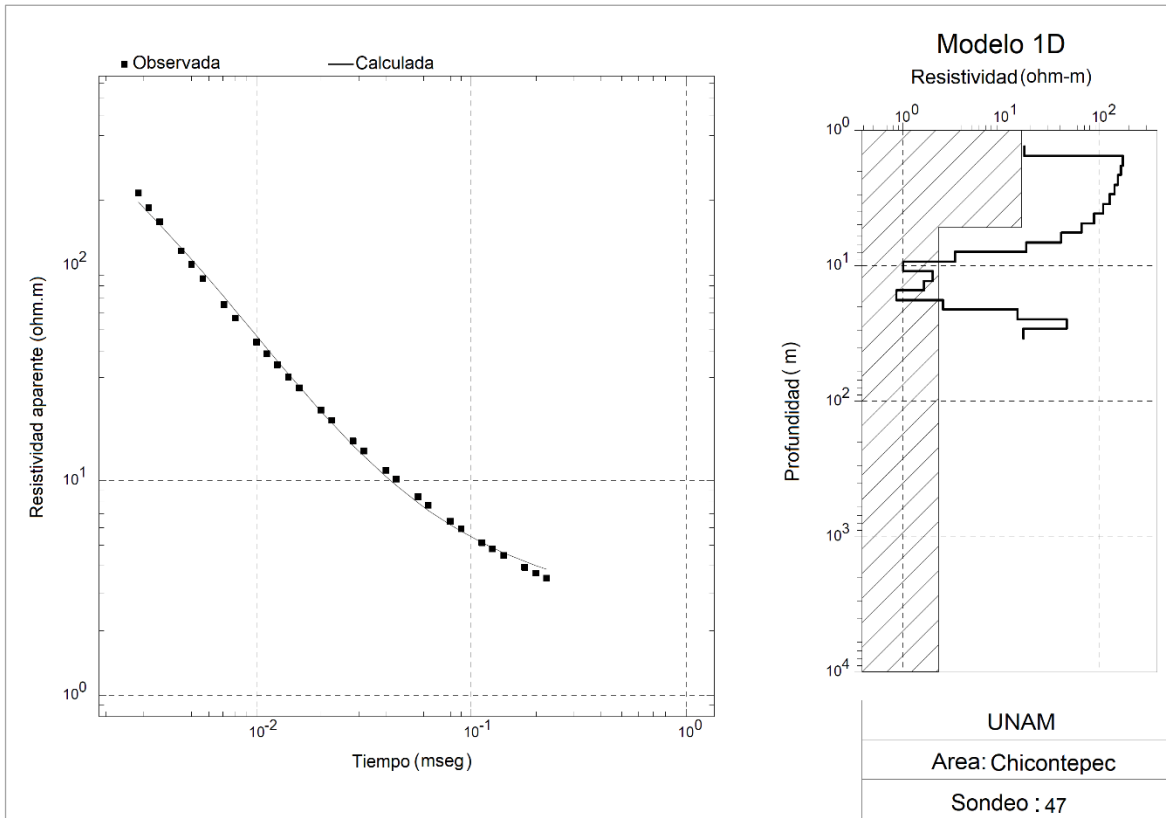
73. Sarkar, S. (2011). Depositional history and reservoir characteristics of structurally confined foredeep turbidites, northern Chicontepec Basin, Mexico [Tesis de doctorado, The University of Oklahoma].
74. Sarkar, S., Verma, S., y Marfurt, K. J. (2016). Seismic-petrophysical reservoir characterization in the northern part of the Chicontepec Basin, Mexico. *Interpretation*, 4(3), 403–417. <https://doi.org/10.1190/INT-2015-0168.1>.
75. Senthilkumar, M., Gnanasundar, D., y Arumugam, R. (2019). Identifying groundwater recharge zones using remote sensing & GIS techniques in Amaravathi aquifer system, Tamil Nadu. *Sustainable Environment Research*, 7, 1–9.
76. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2004). *Grupo Palma Real*.
77. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2006). *Formación Guayabal - Eoceno Medio*.
78. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2007a). *Formación Agua Nueva - Cretácico*.
79. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2007b). *Formación Chicontepec -Paleógeno Paleoceno-Eoceno* (Issue 1936).
80. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2007a). *Formación Méndez - Cretácico Tardío (Campaniano-Maastrichtiano)*.
81. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2007b). *Formación Pimienta - Jurásico*.
82. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2007c). *Formación Velasco - Paleógeno, Paleoceno (Daniano)*.
83. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2010a). *Formación Chapopote - Paleógeno, Eoceno Medio-Tardío*.
84. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2010b). *Formación Tantoyuca - Paleógeno, Eoceno Tardío*.
85. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2013a). *Formación Tamabra - Cretácico Temprano-Cretácico Tardío*.
86. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2013b). *Tamaulipas Superior – Cretácico Temprano – Cretácico Tardío*.
87. Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2015). *Formación San Felipe - Cretácico Tardío (Cenomaniano tardío - Campiano temprano)*.
88. Sharlov, M., Buddo, I., Pisarnitskiy, A., Misurkeeva, N., y Shelohov, I. (2019). Shallow transient electromagnetic method application for groundwater exploration: case study from Greece. *ASEG Extended Abstracts*, 1, 1–5. <https://doi.org/10.1080/22020586.2019.12073044>
89. Simmers, I. (1990). Aridity, groundwater recharge and water resources management. *International Contributions to Hydrogeology*, 8, 3–22.
90. Simpson, F., y Bahr, K. (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press.
91. Sumanovac, F. (2012). Magnetotelluric method in the exploration of deeper aquifers. *Near Surface Geoscience 2012*, 1–6. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20143397>.
92. Torres, H., López, A., López, A., y Méndez de León, J. (2017). Análisis Petrofísico en Yacimientos Compactos; Porción Central del Paleocañón de Chicontepec *Ingeniería Petrolera*, 57(4), 238–260.
93. Vega-Ortiz, C., Beti, D. R., Setoyama, E., McLennan, J. D., Ring, T. A., Levey, R.,

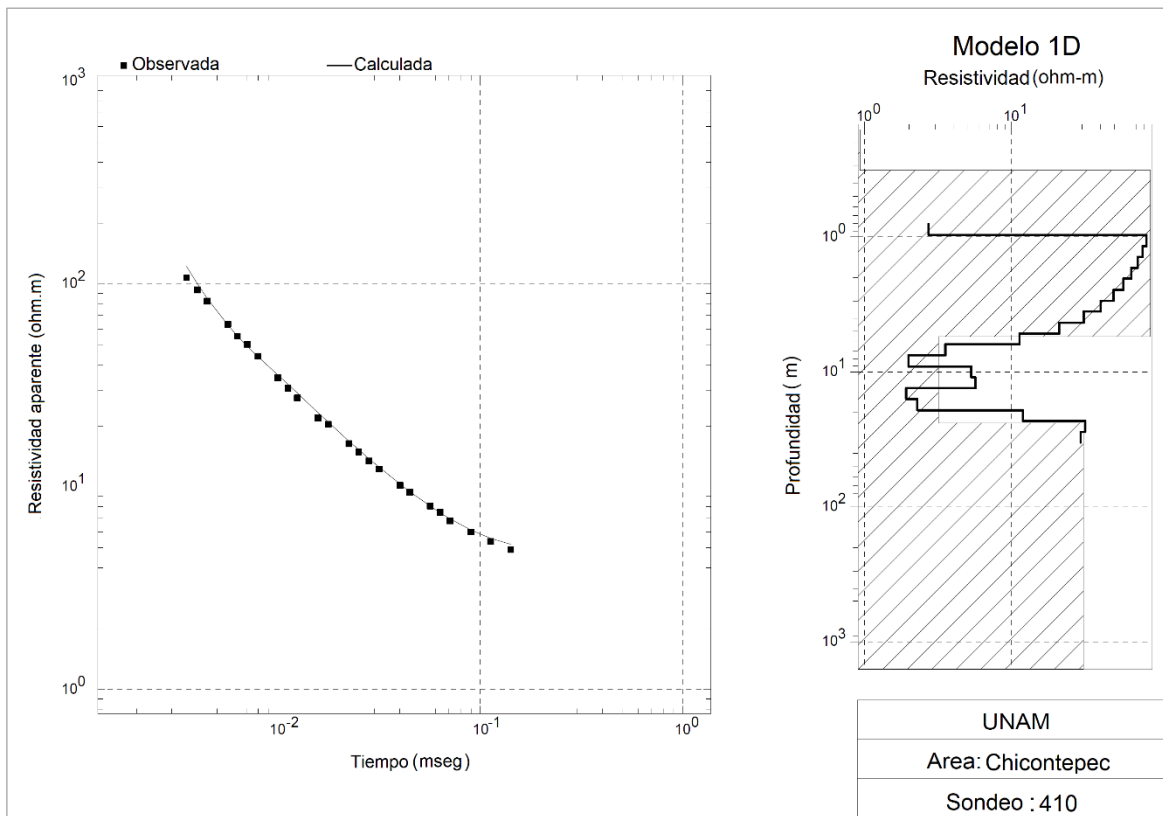
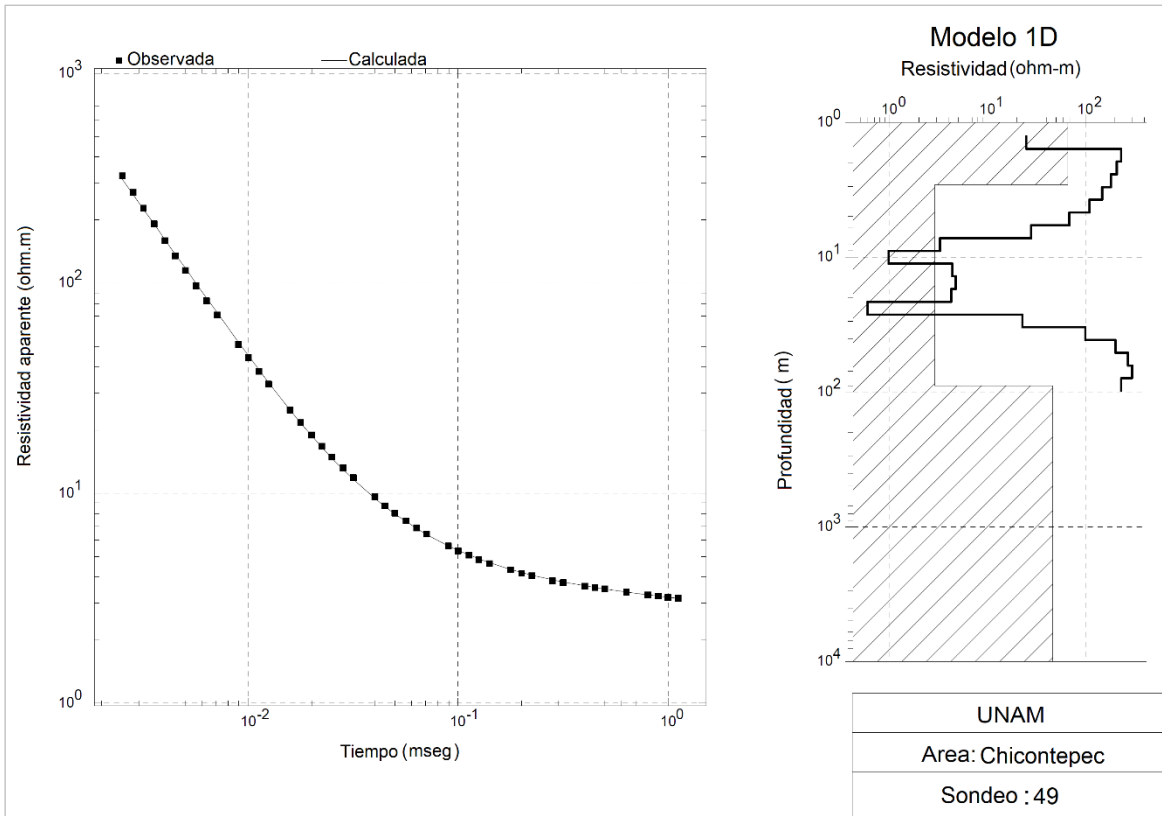
- y Martínez-Romero, N. (2020). Source rock evaluation in the central-western flank of the Tampico Misantla Basin, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 100(April 2019), 102552. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102552>.
94. Ward, H., y Hohmann, G. (1988). Electromagnetic theory for geophysical applications. In M. Nabighian, *Electromagnetic methods in applied geophysics - Theory* (Vol. 1, p. 446). Society of Exploration Geophysicists.
95. Xu, Z. min, Tang, J. tian, Li, G., Xin, H. C., Xu, Z. jian, Tan, X. ping, y Li, J. (2019). Groundwater resources survey of Tongchuan city using audio magnetotelluric method. *Applied Geophysics*, 1–12. <https://doi.org/10.1007/s11770-018-0709-2>.
96. Yáñez, A. (2017). *Análisis interpretativo del recurso hídrico subterráneo utilizando el método electromagnético en el dominio del tiempo en la cuenca del Río Limarí, IV Región de Coquimbo, Chile*. [Tesis de licenciatura Universidad de Concepción].
97. Yáñez, M. de los Á. (2019). *Caracterización del Acuífero Río verde , San Luis Potosí con el Método Magnetotelúrico* [Tesis de maestría, Instituto Potosino de Ciencia y Tecnología].

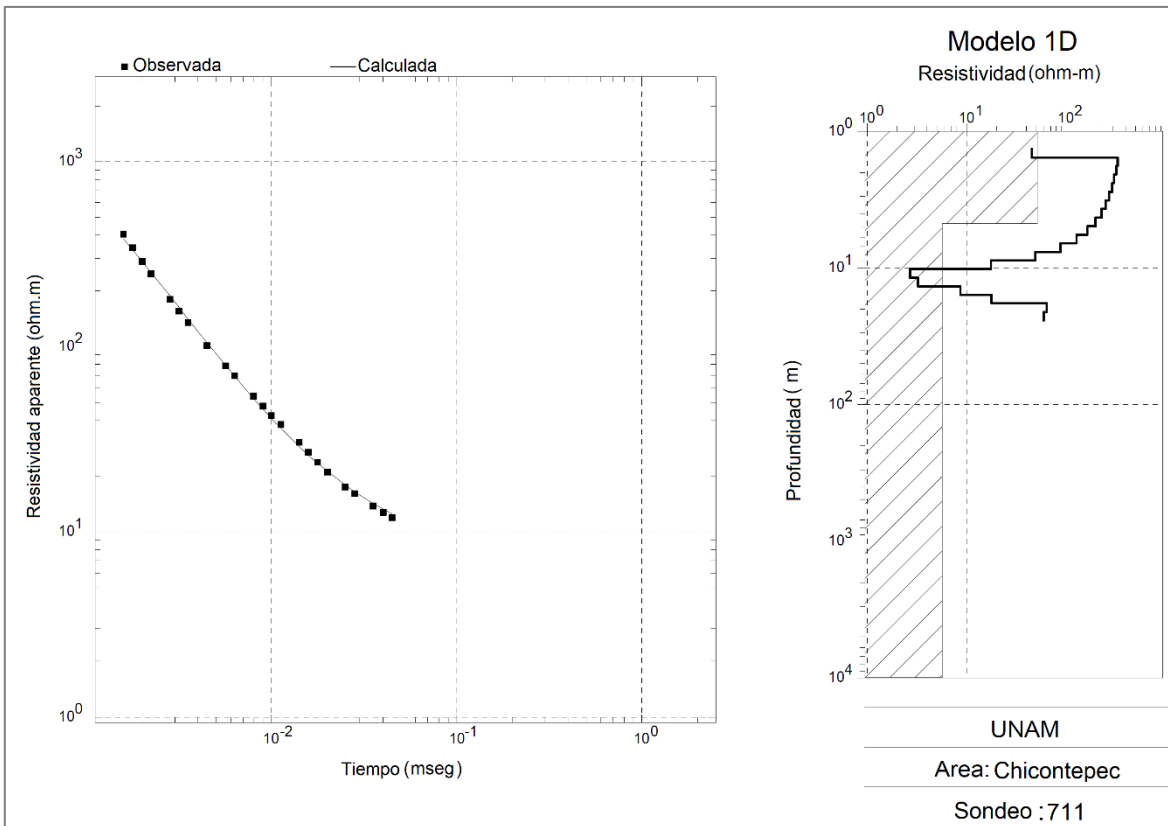
ANEXO 1 – Modelos de resistividad 1-D de los sondeos TEM



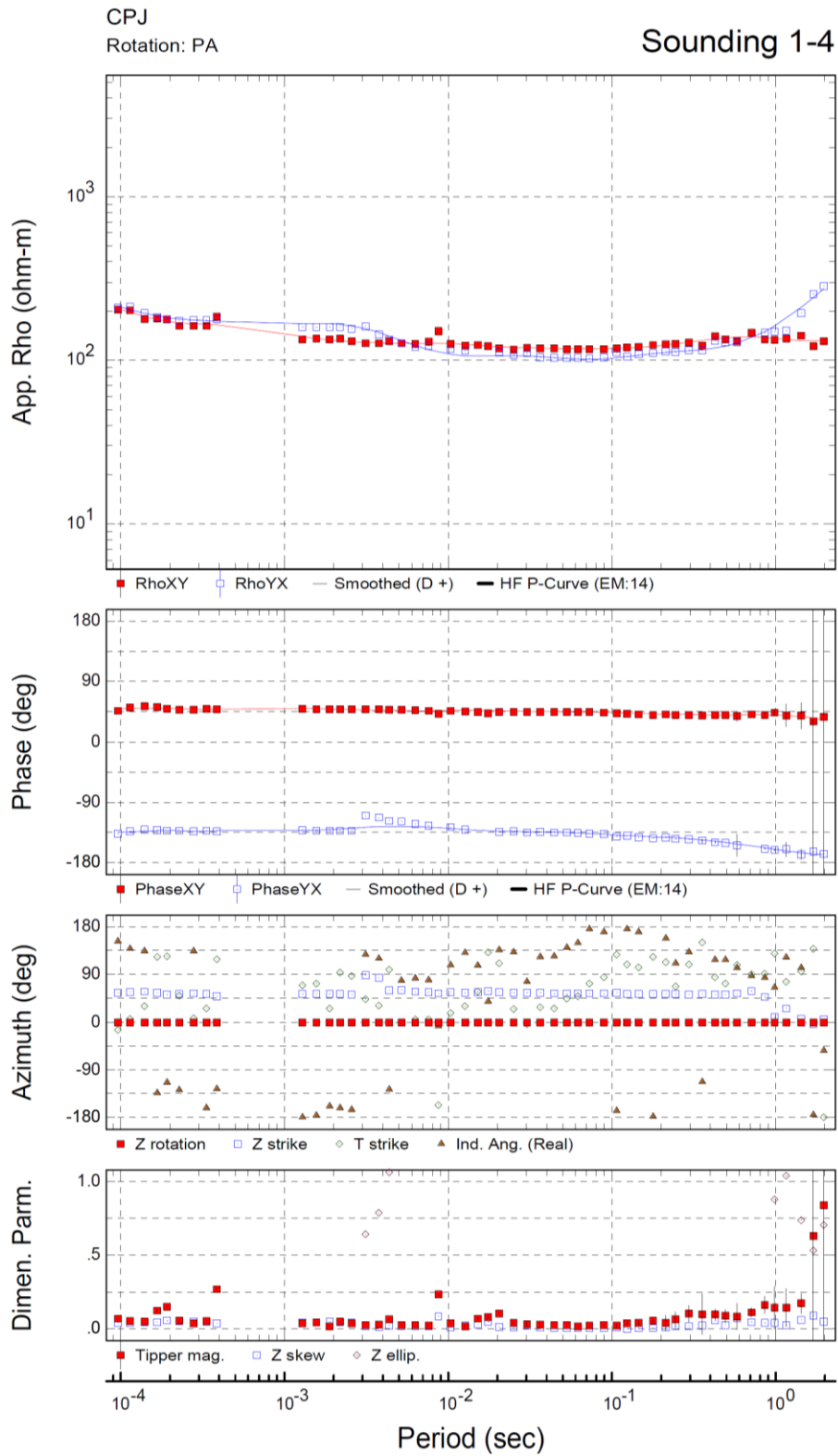








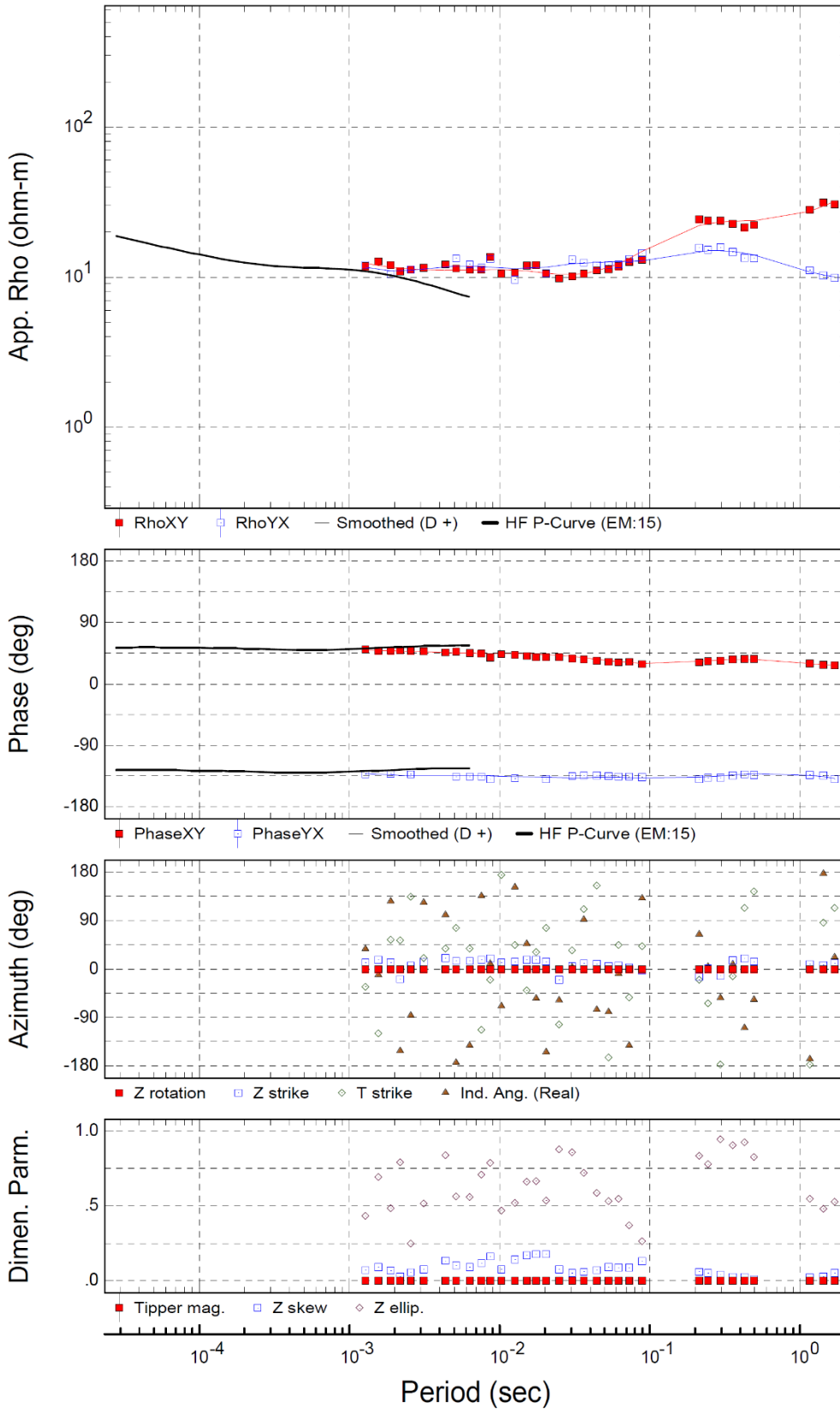
ANEXO 2 – Ajuste de curvas TE y TM de sondeos AMT y corrección por *Static Shift*



CPJ

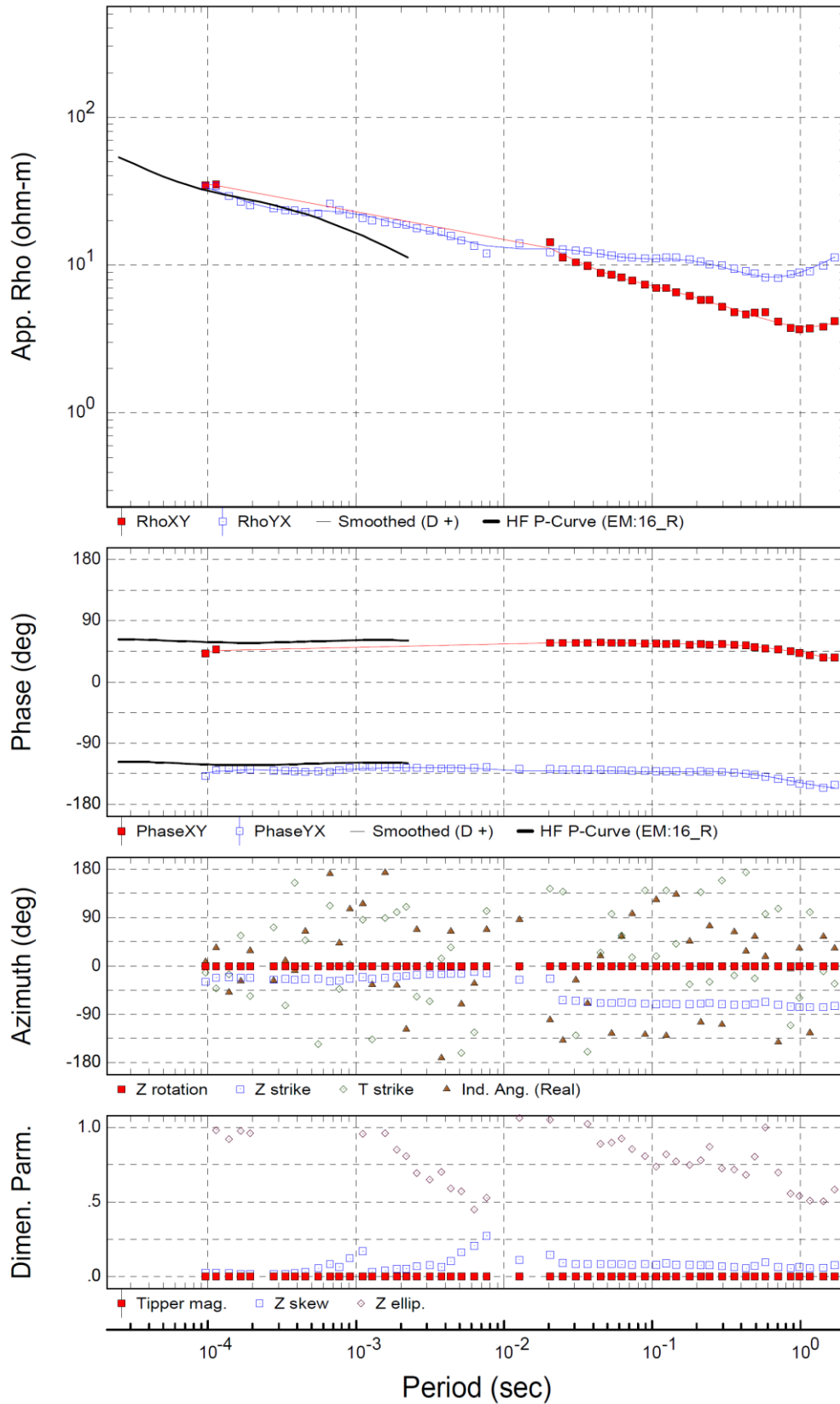
Rotation: PA

Sounding 1-5



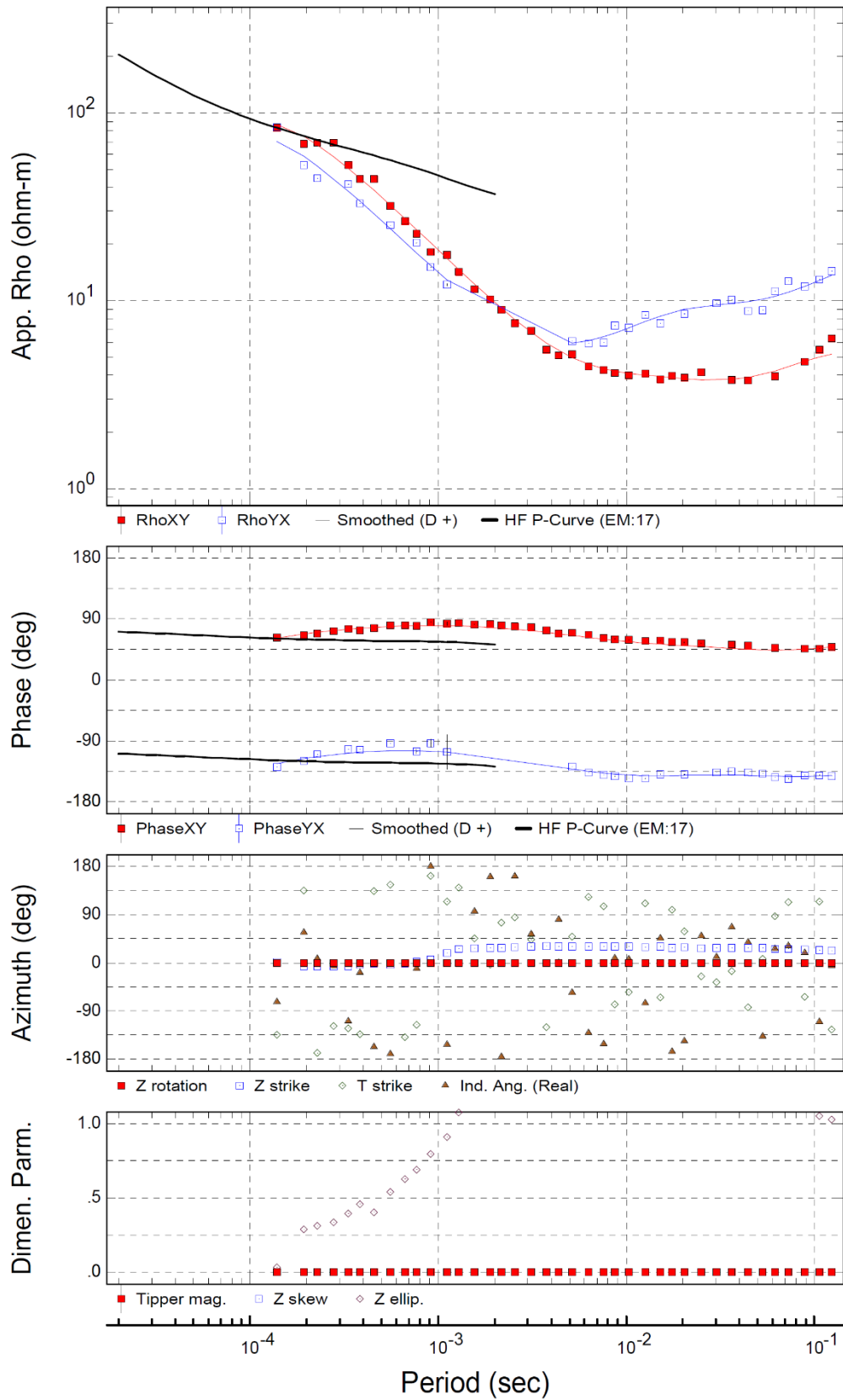
CPJ
Rotation: PA

Sounding 1-6



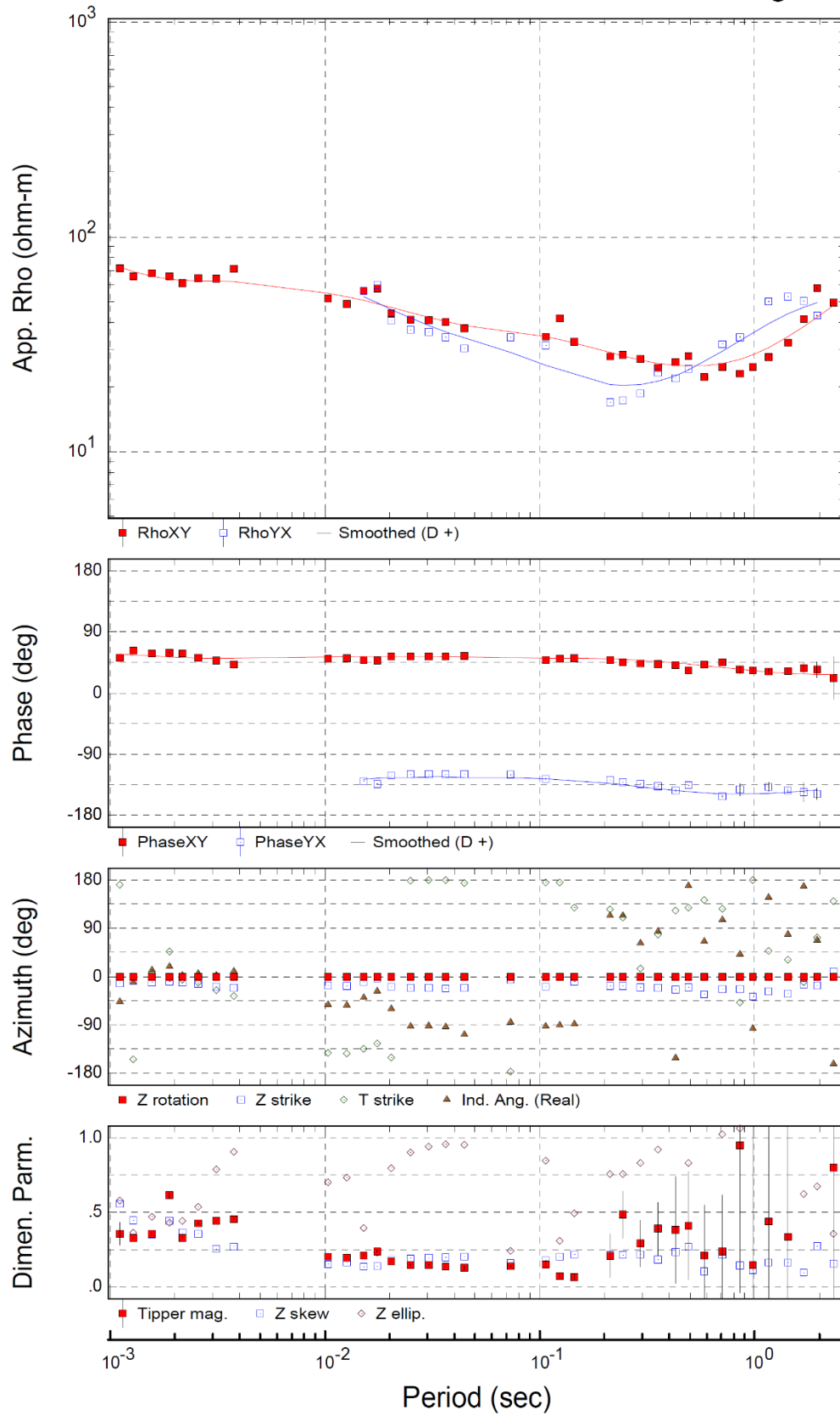
CPJ
Rotation: PA

Sounding 1-7



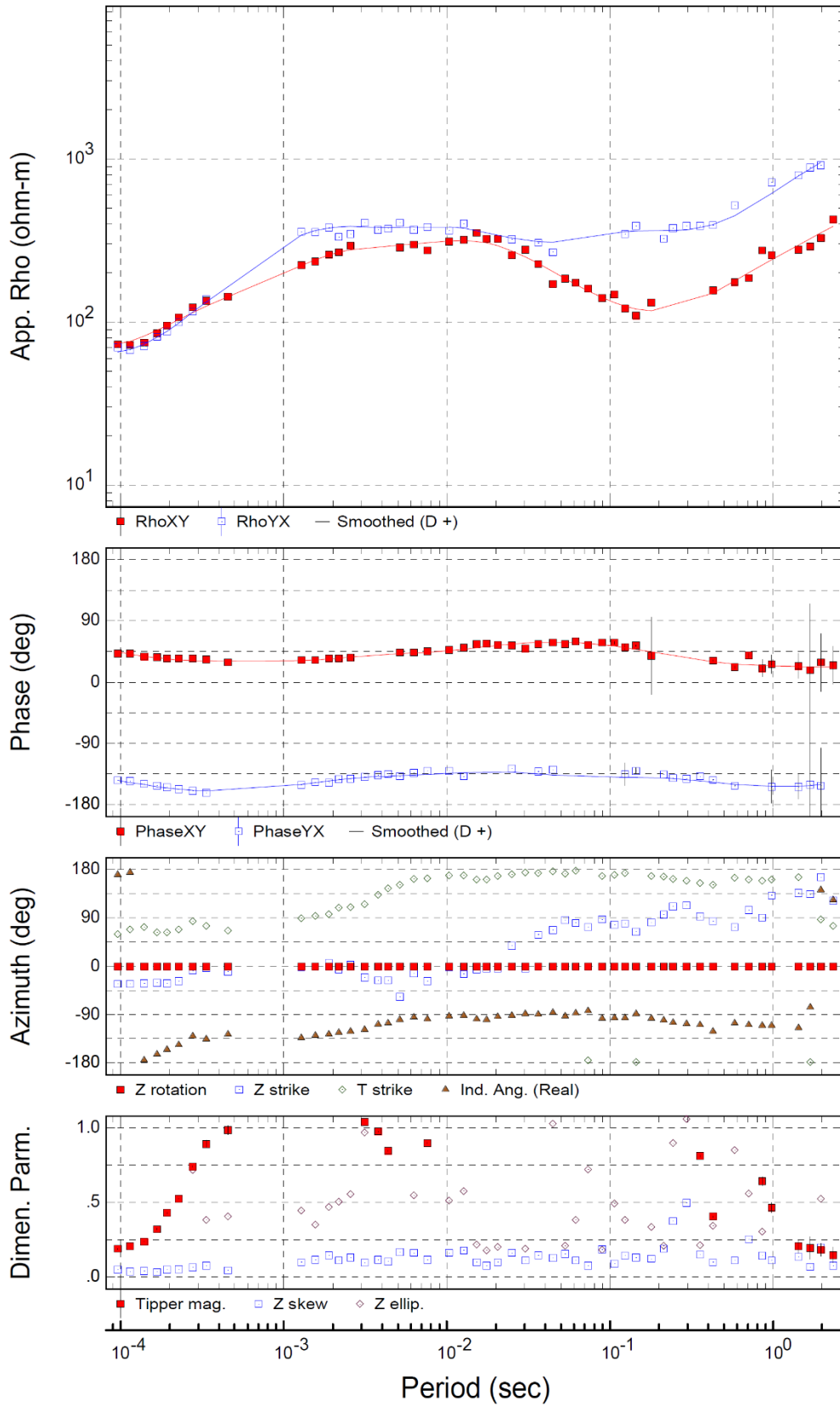
CPJ
Rotation: PA

Sounding 3-4



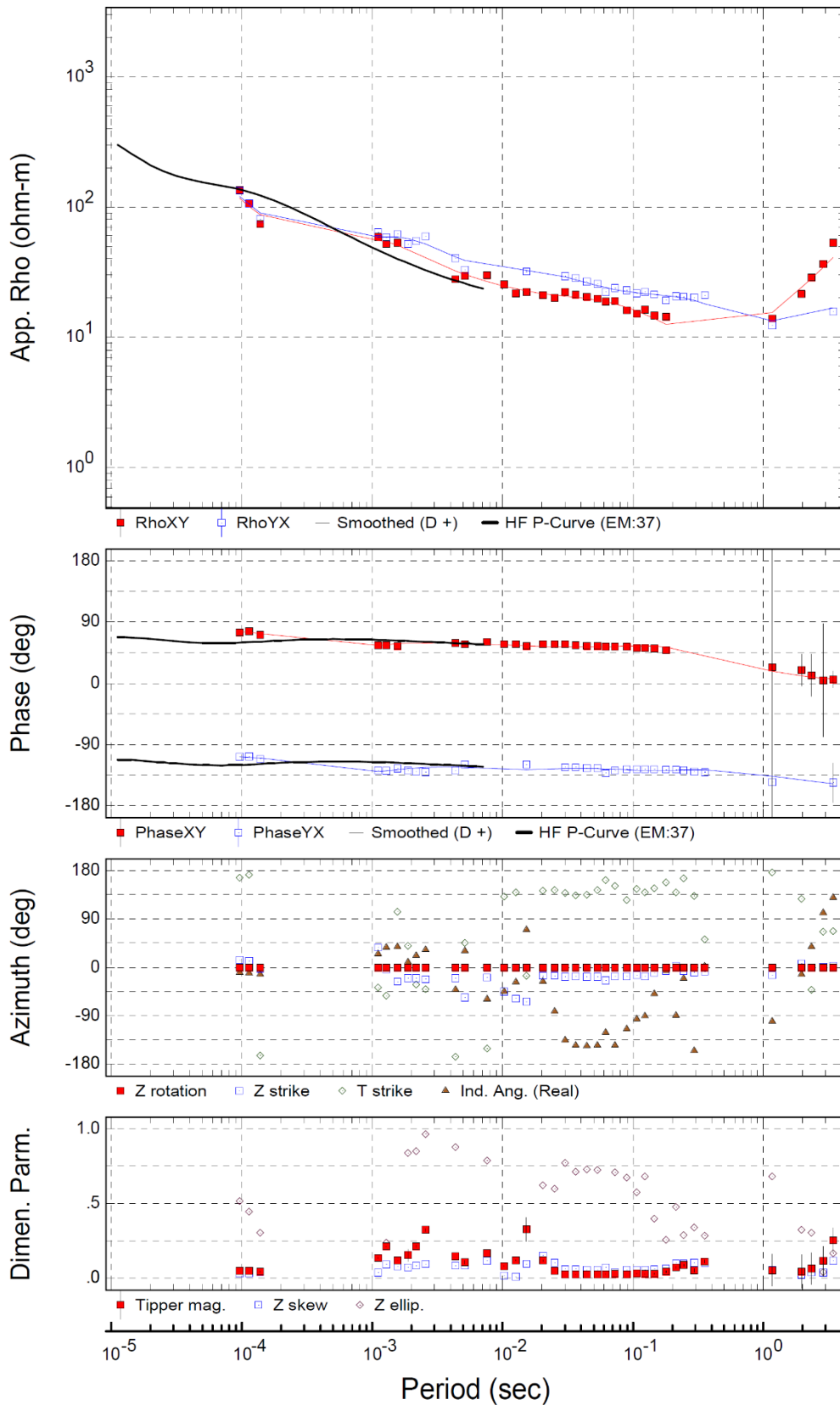
CPJ
Rotation: PA

Sounding 3-5



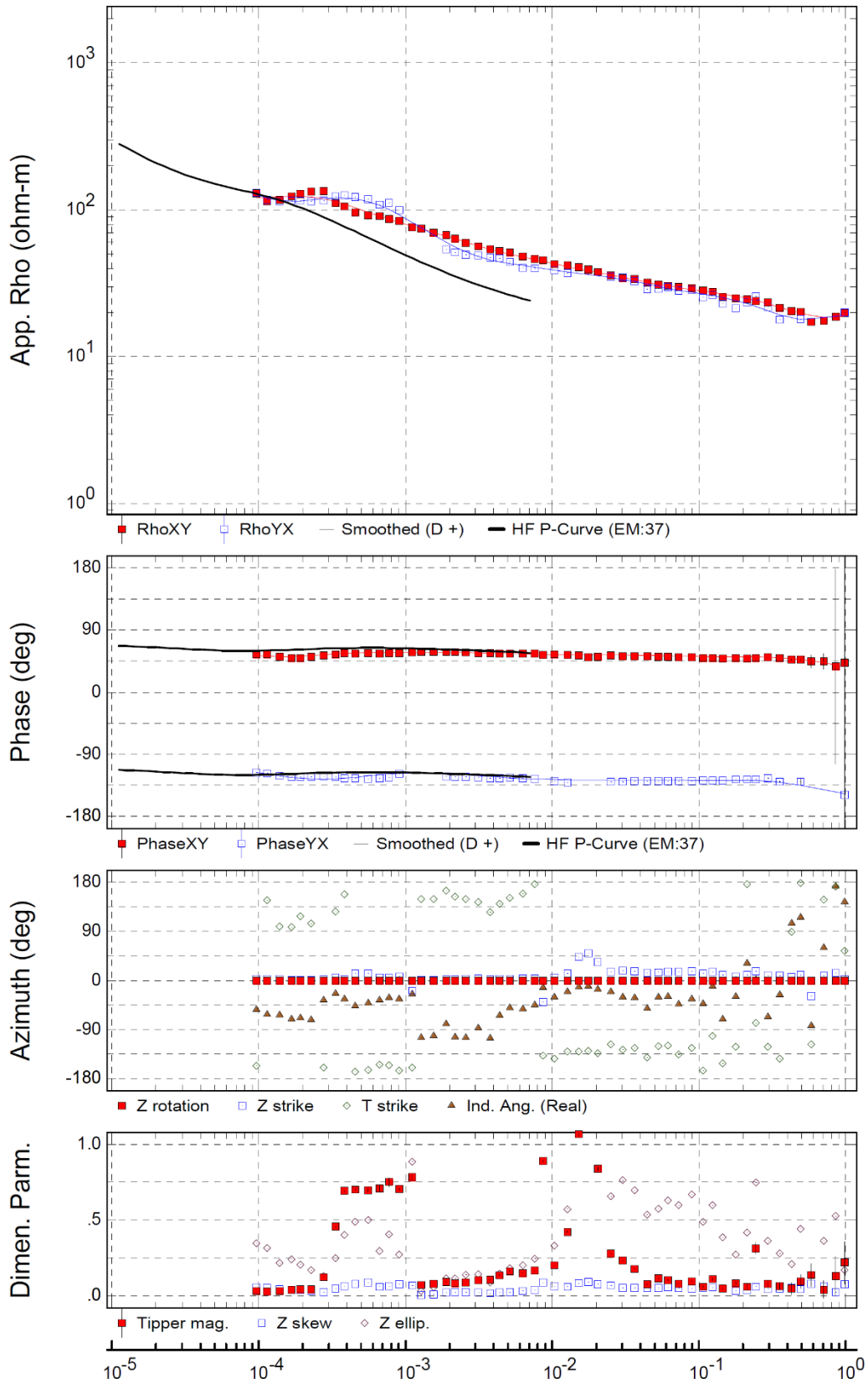
CPJ
Rotation: PA

Sounding 3-6



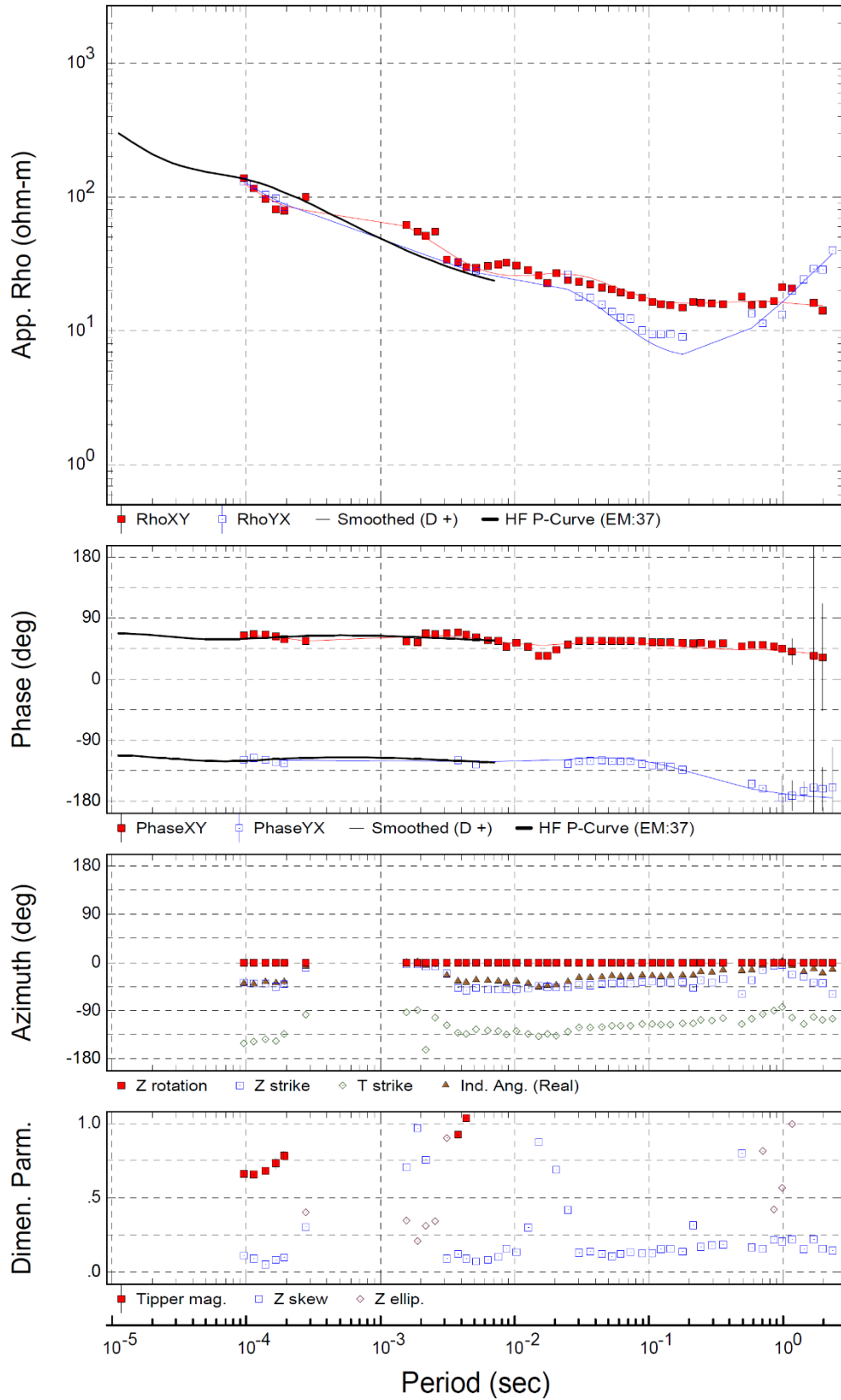
CPJ
Rotation: PA

Sounding 3-7



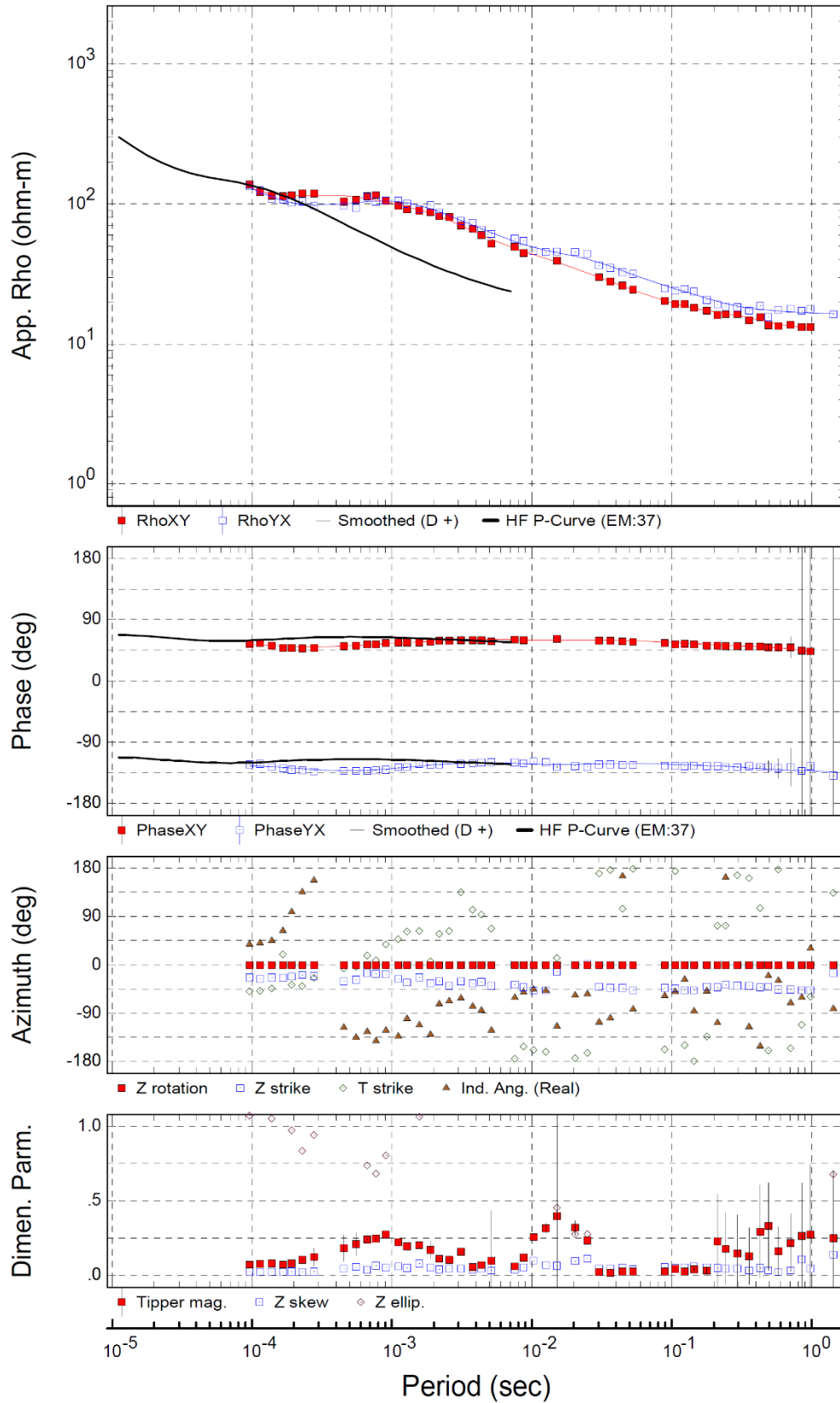
CPJ
Rotation: PA

Sounding 3-8



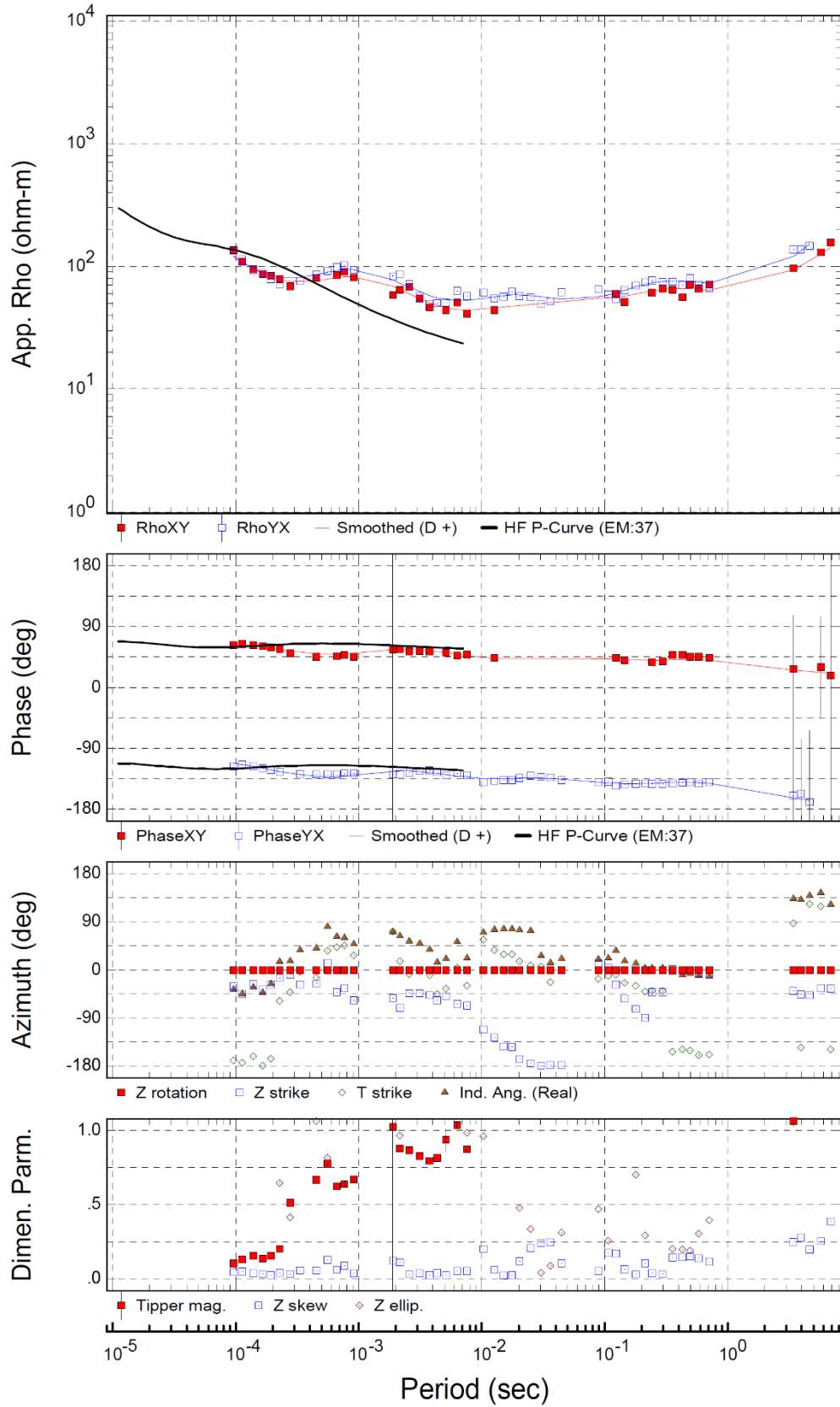
CPJ
Rotation: PA

Sounding 3-9



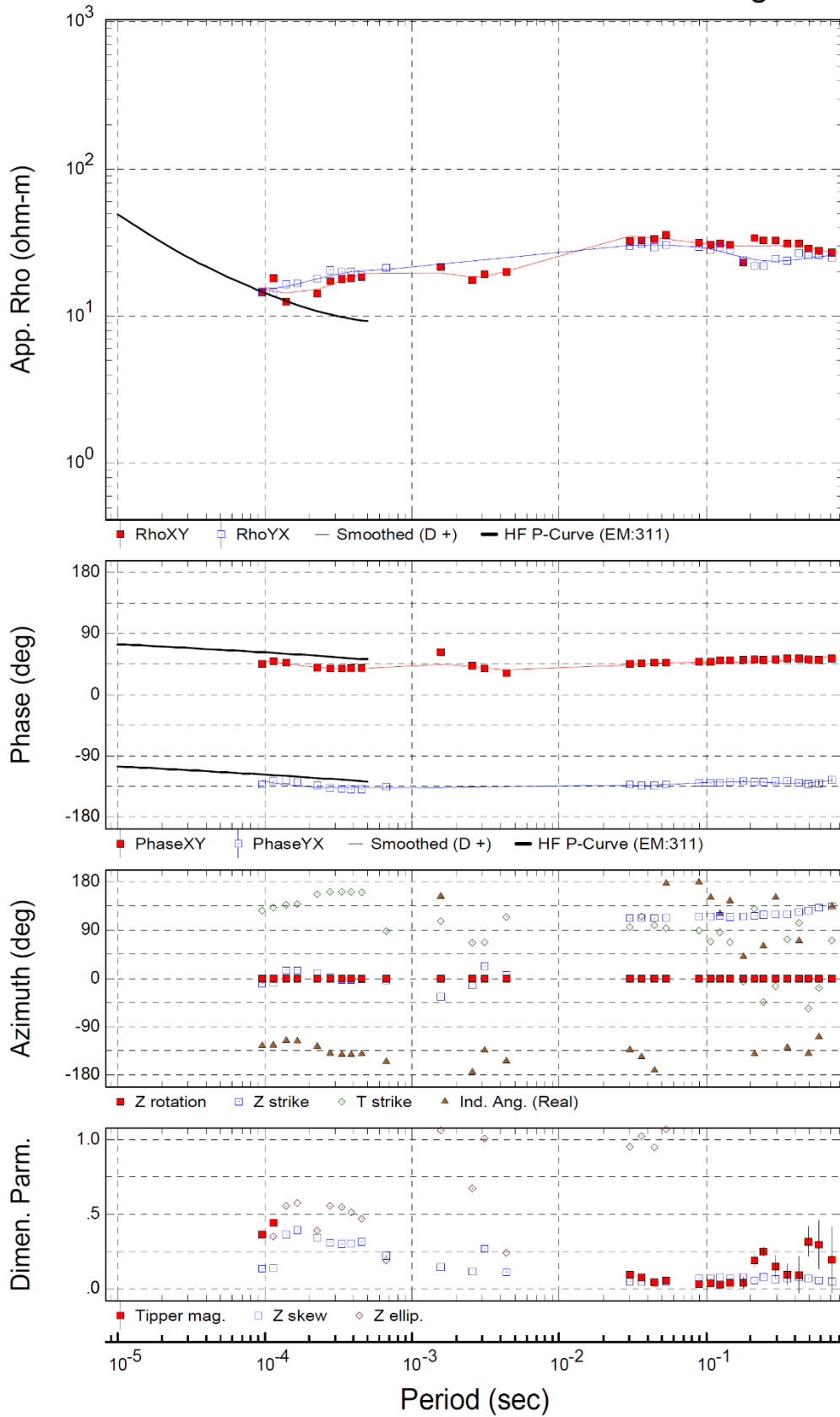
CPJ
Rotation: PA

Sounding 3-10



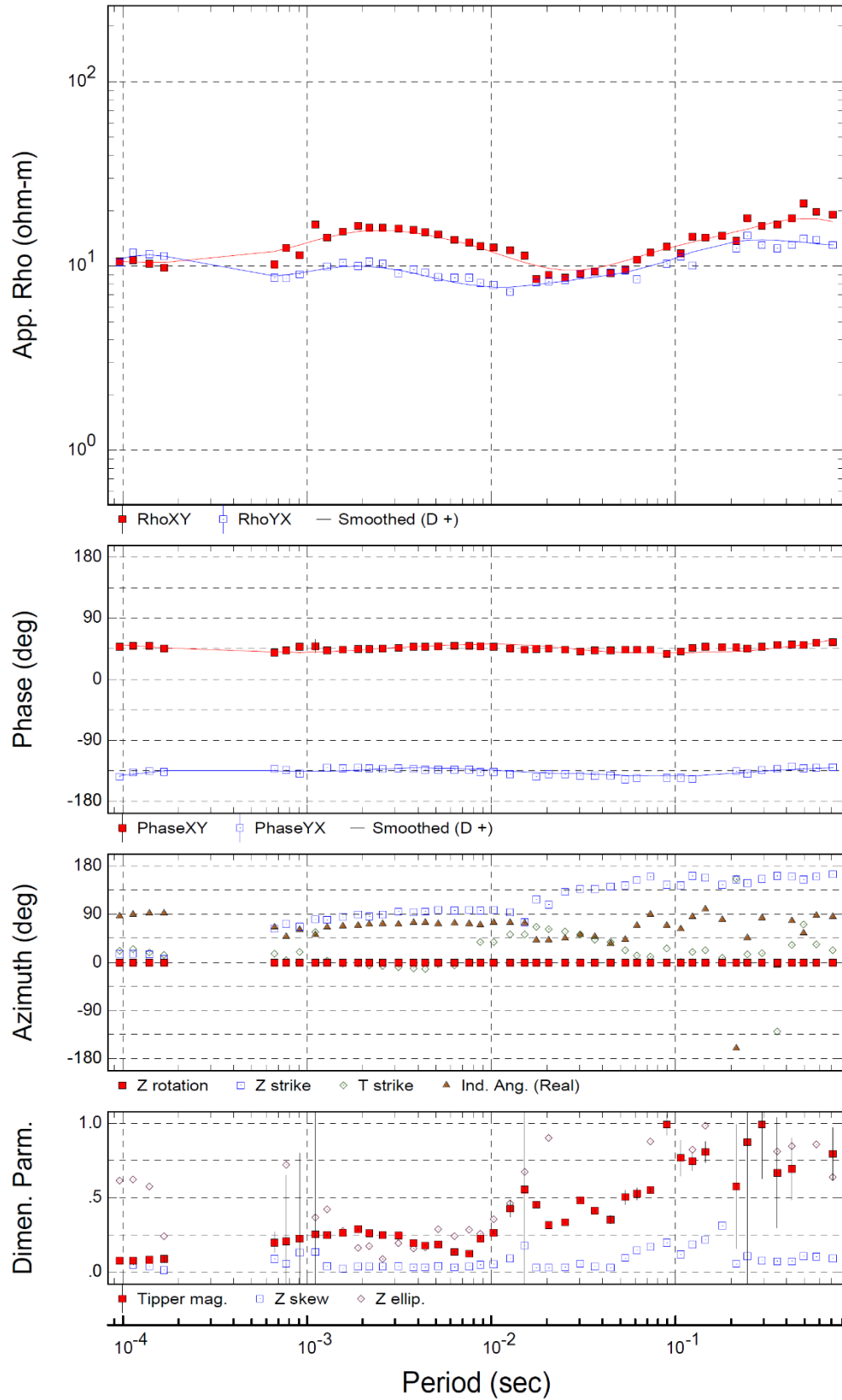
CPJ
Rotation: PA

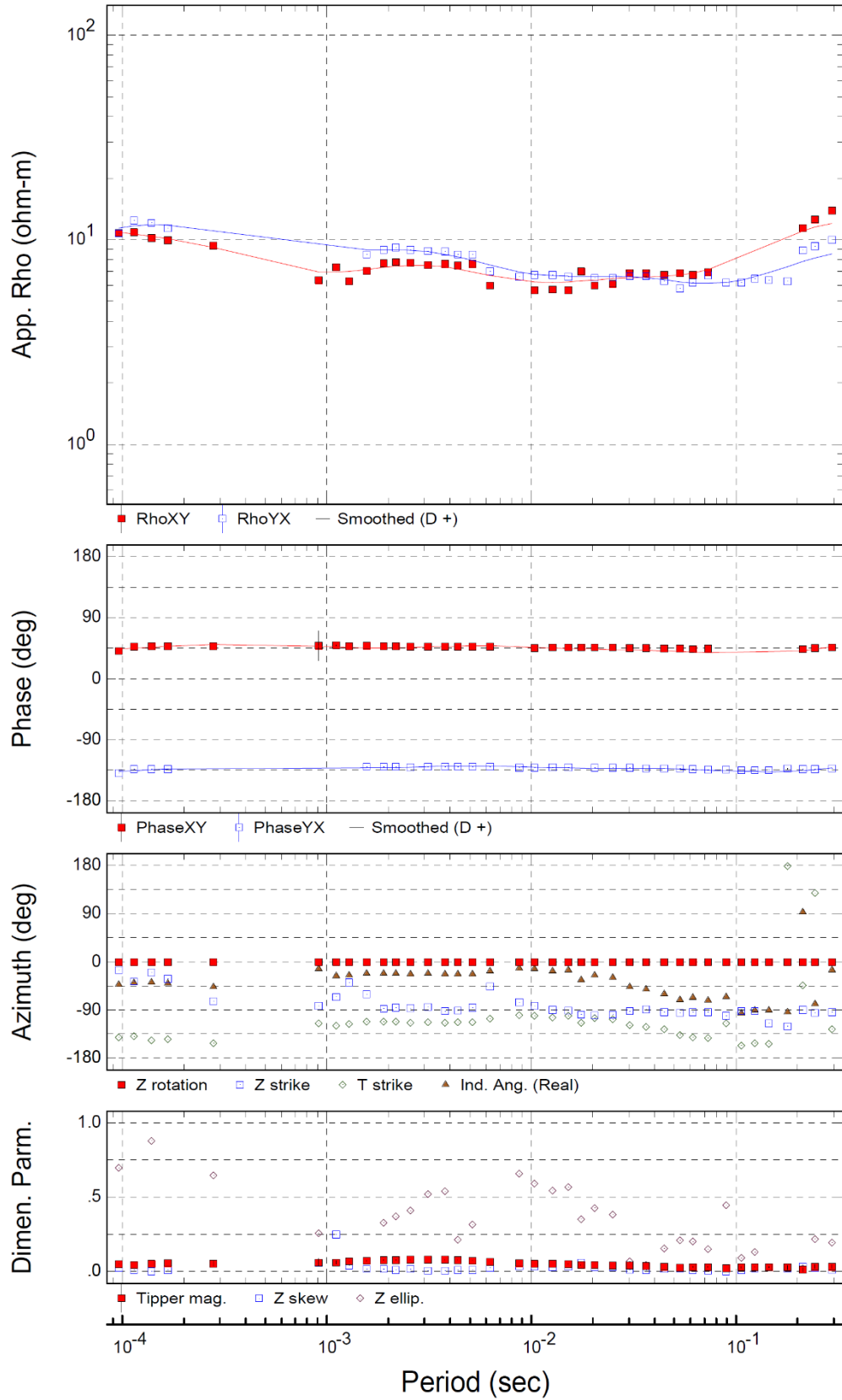
Sounding 3-12

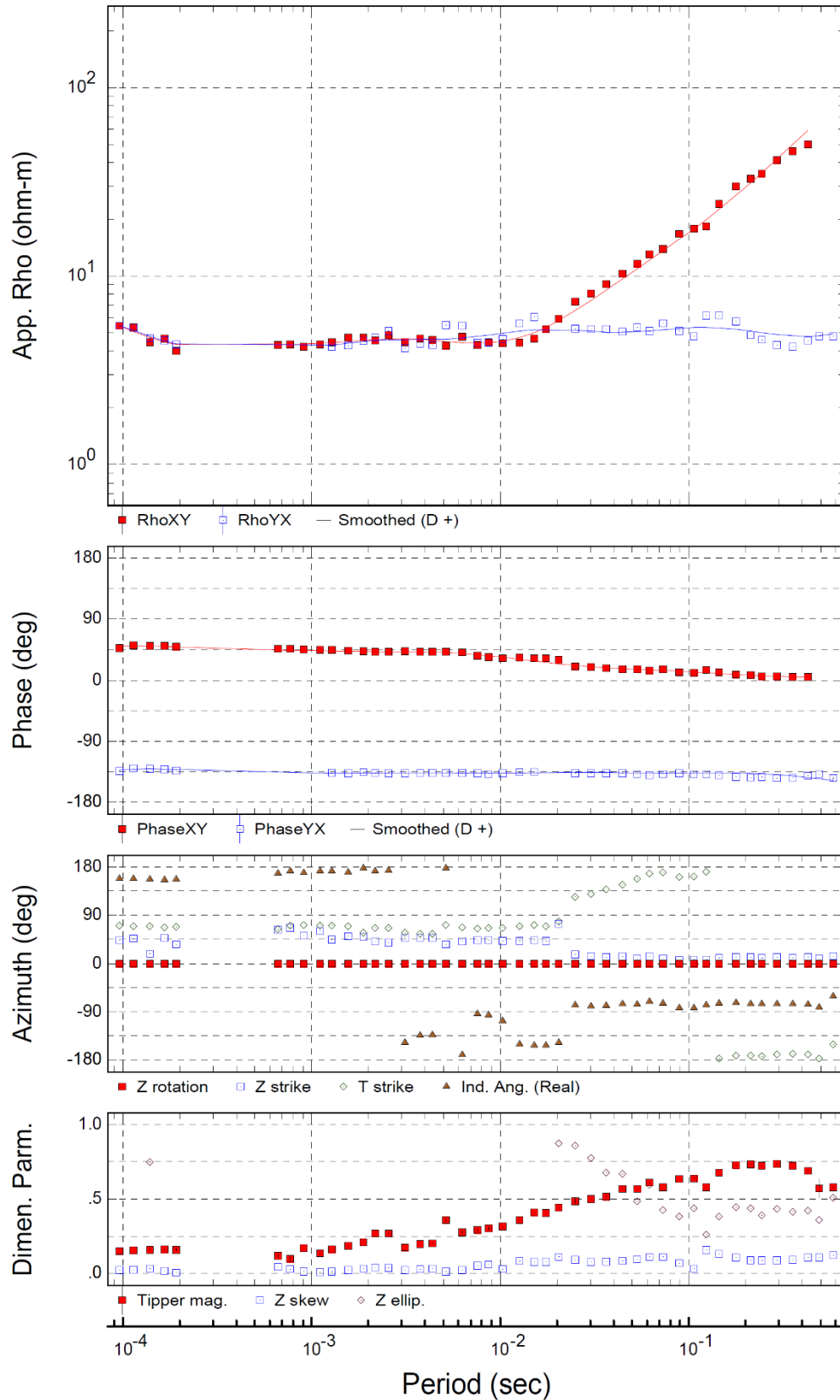


CPJ
Rotation: PA

Sounding 3-13

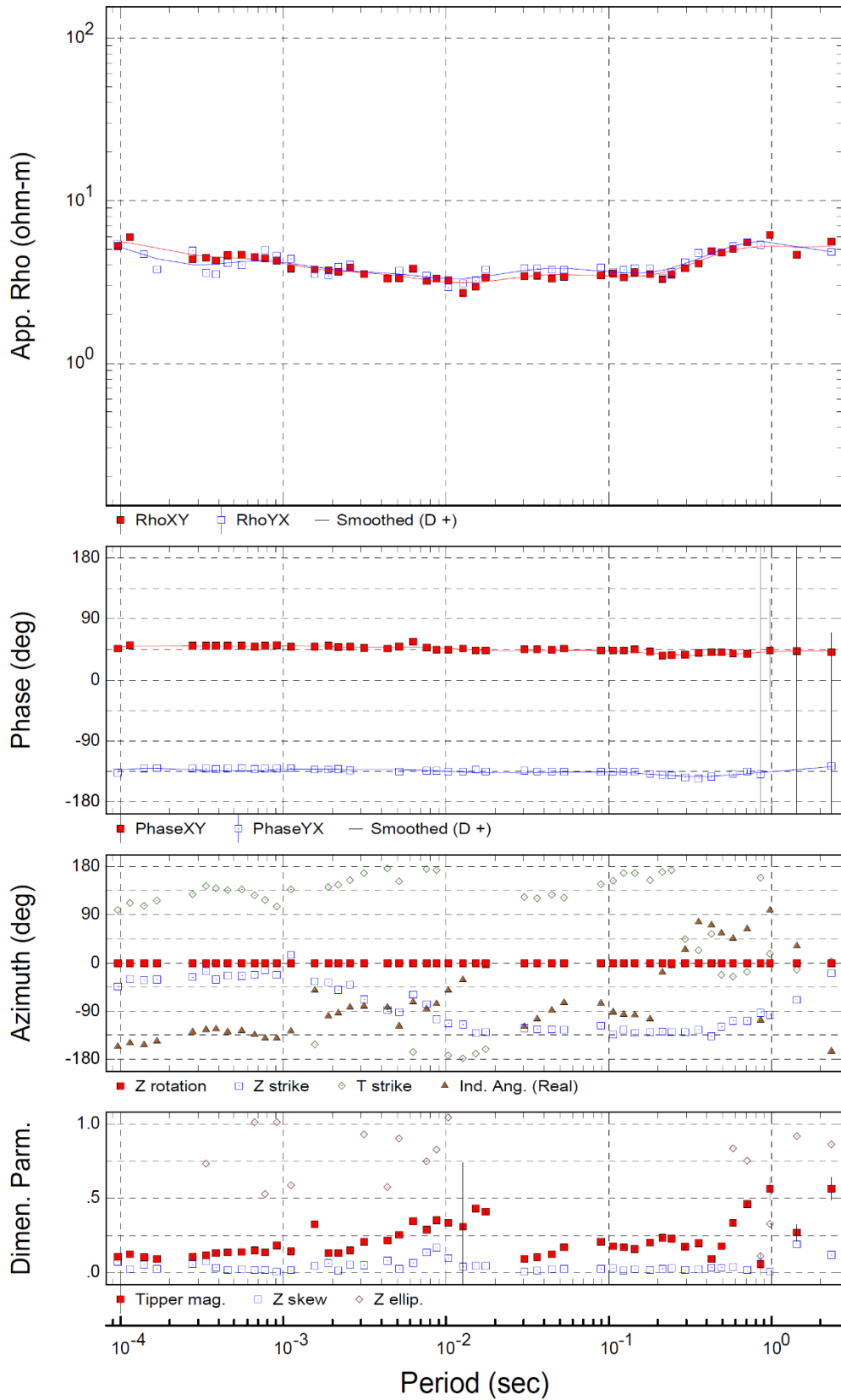






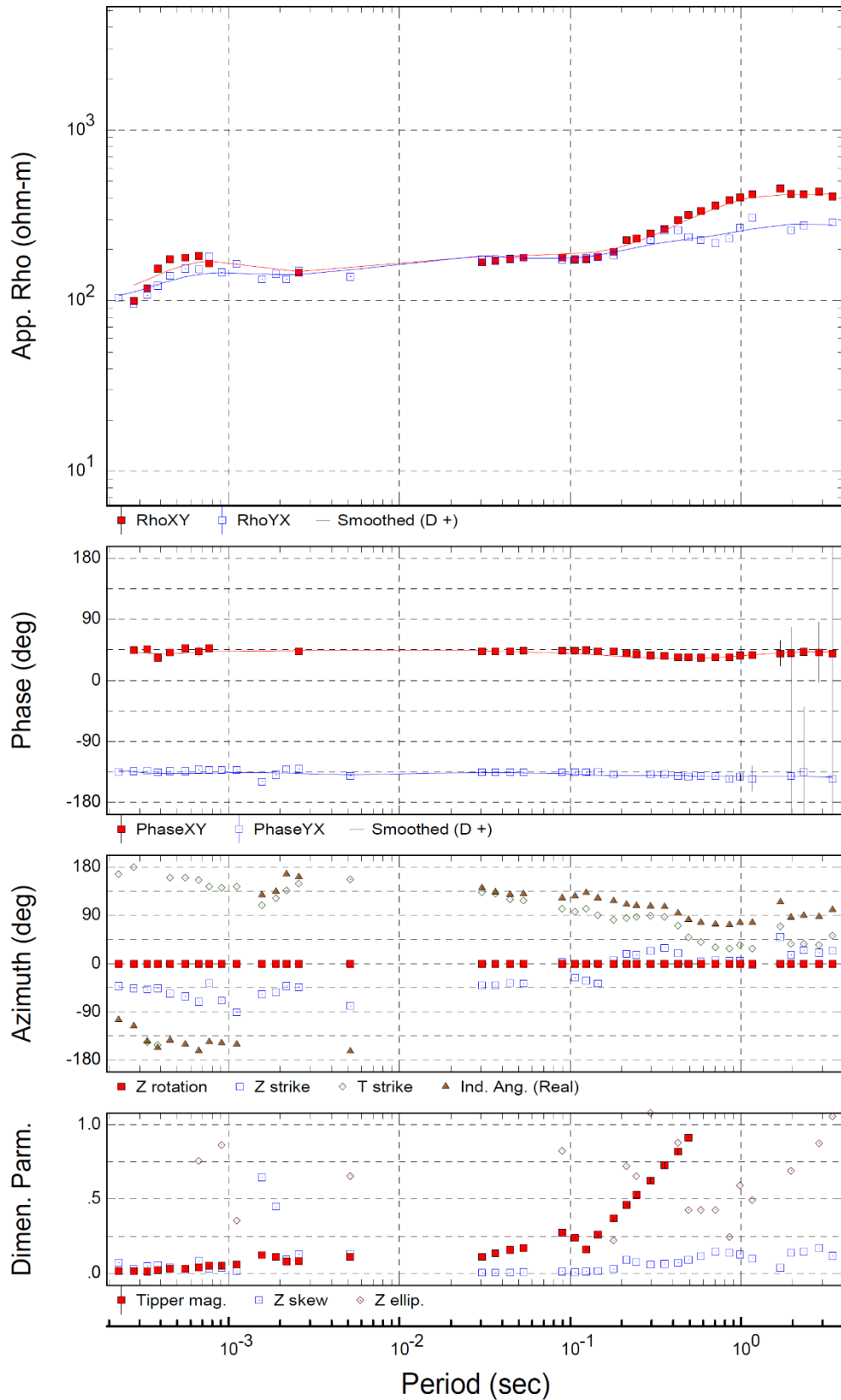
CPJ
Rotation: PA

Sounding 3-16



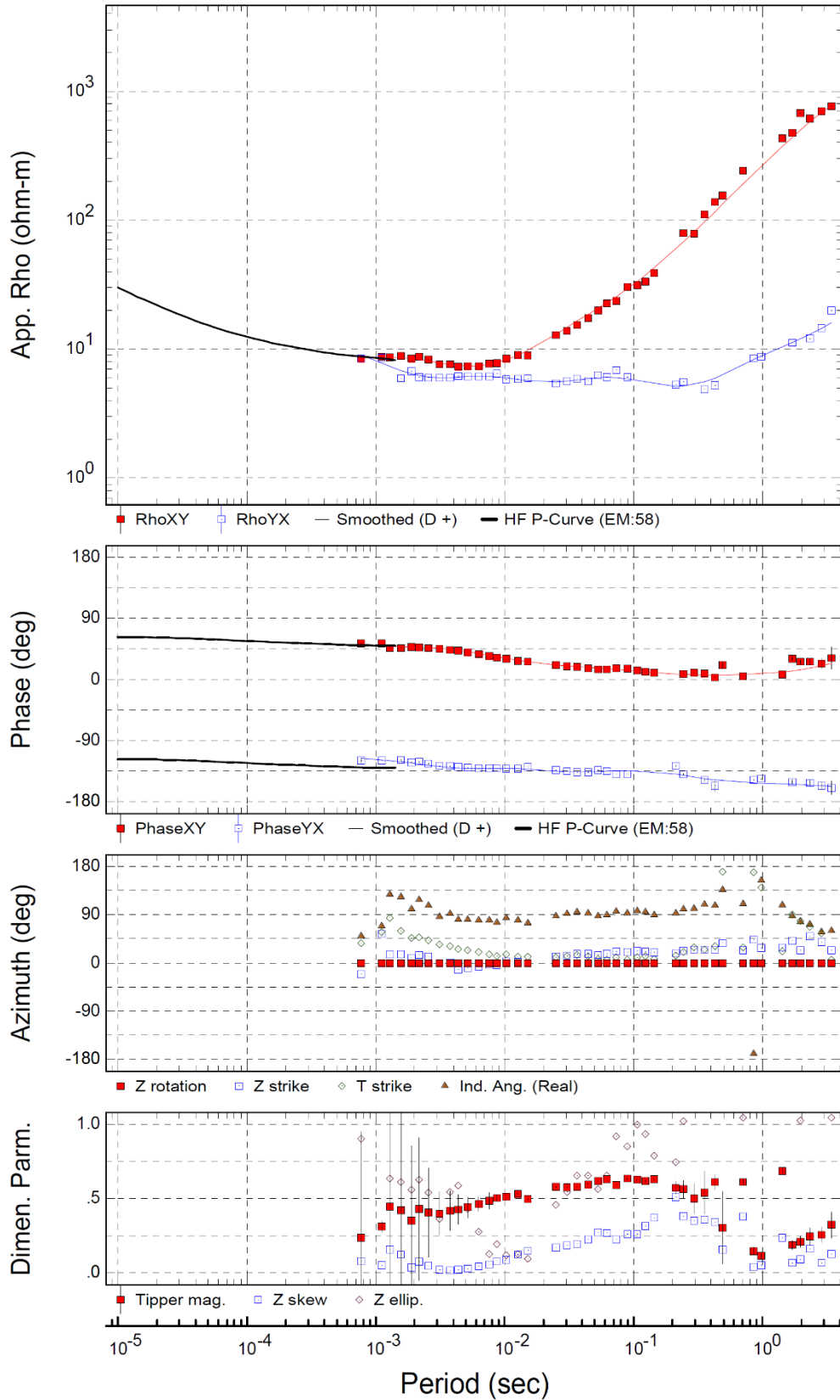
CPJ
Rotation: PA

Sounding 3-17



CPJ
Rotation: PA

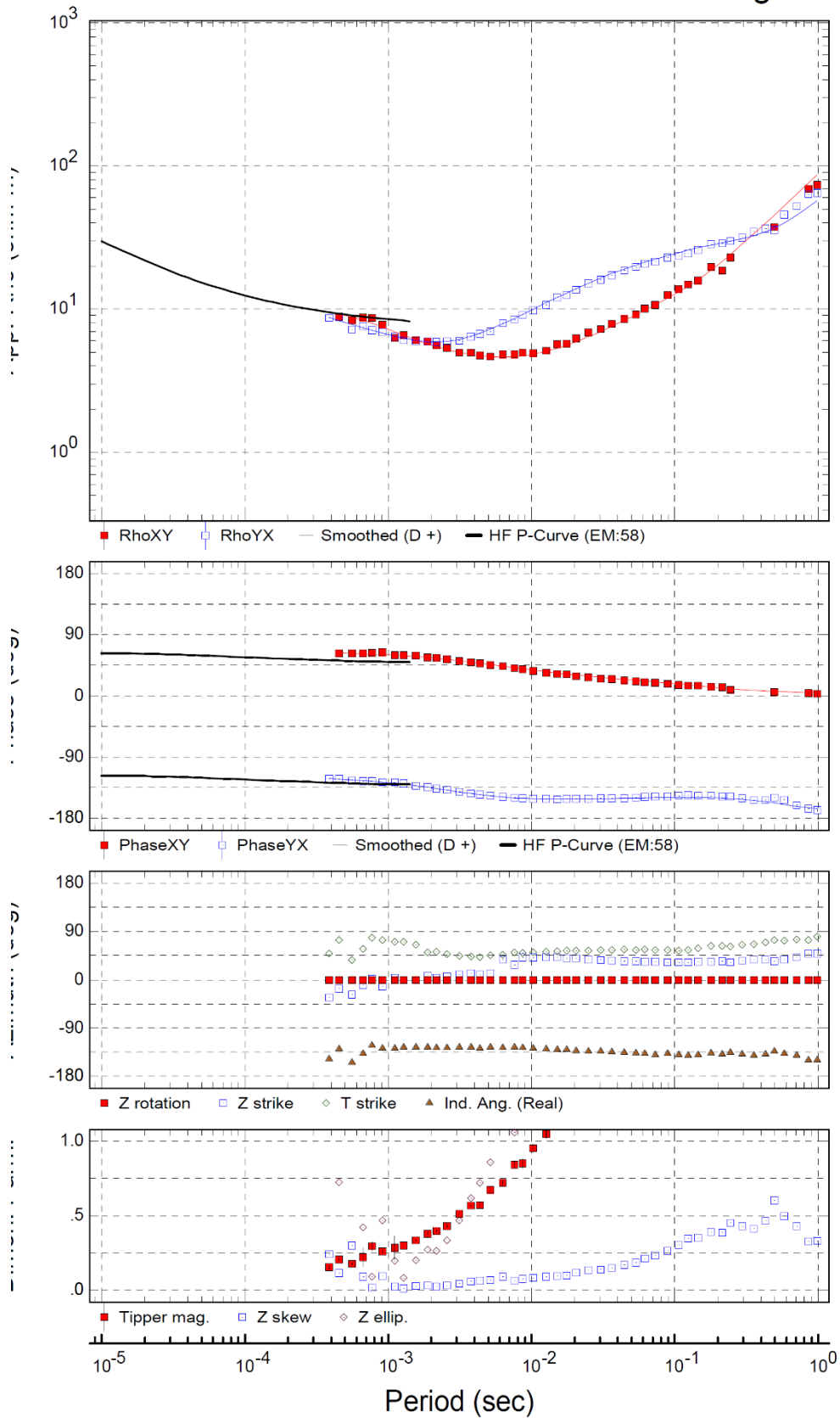
Sounding 4-5



CPJ

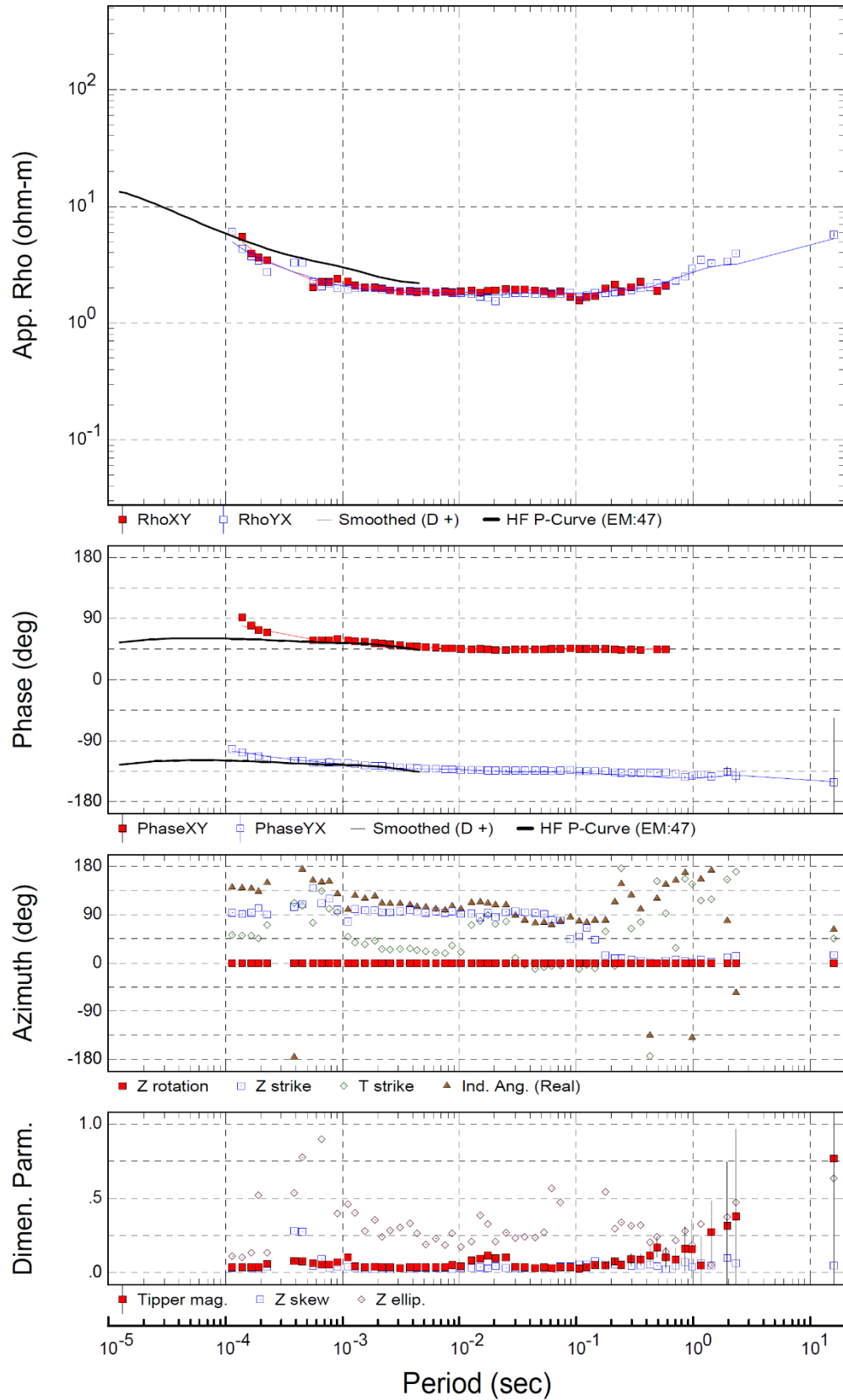
Rotation: PA

Sounding 4-6



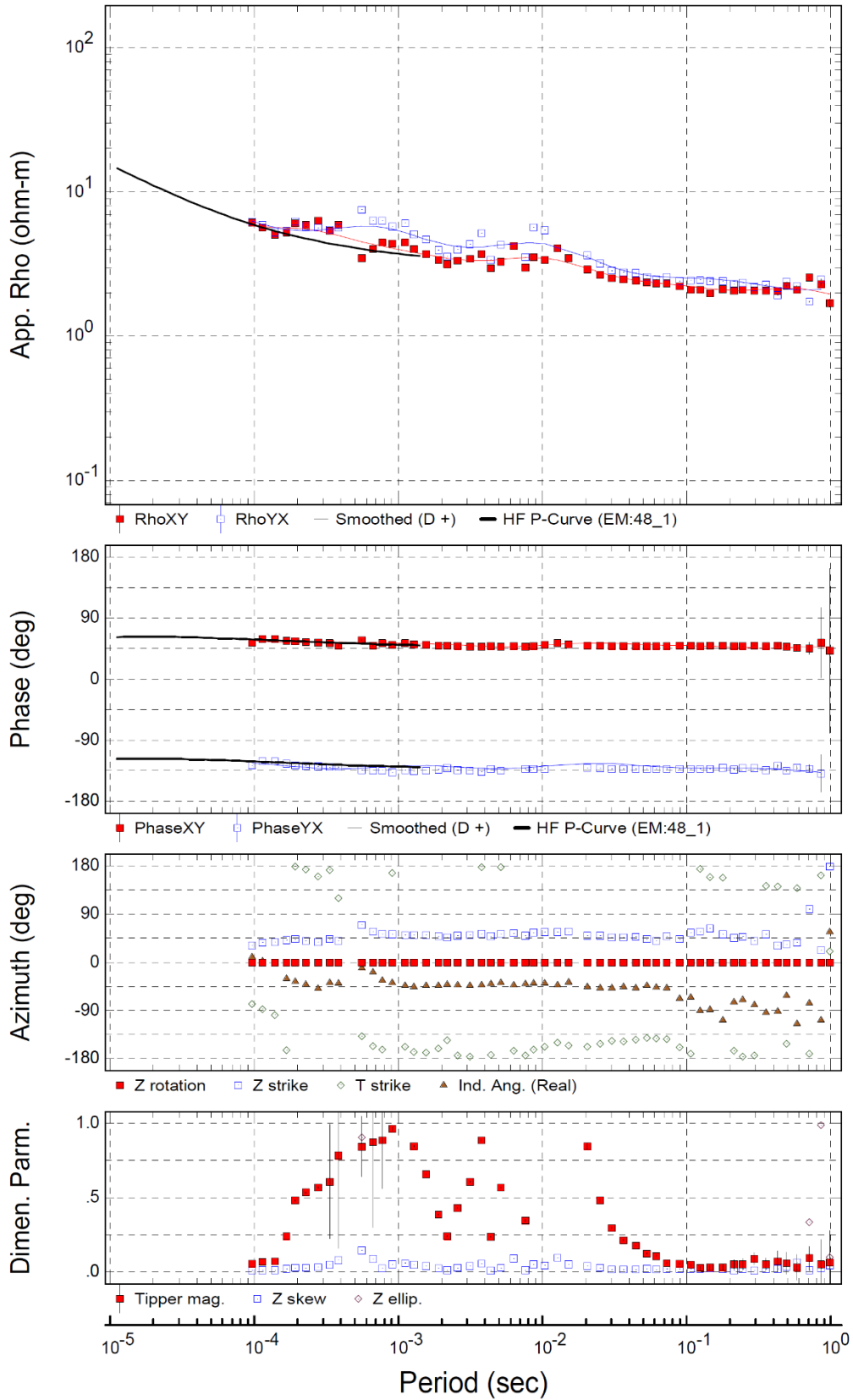
CPJ
Rotation: PA

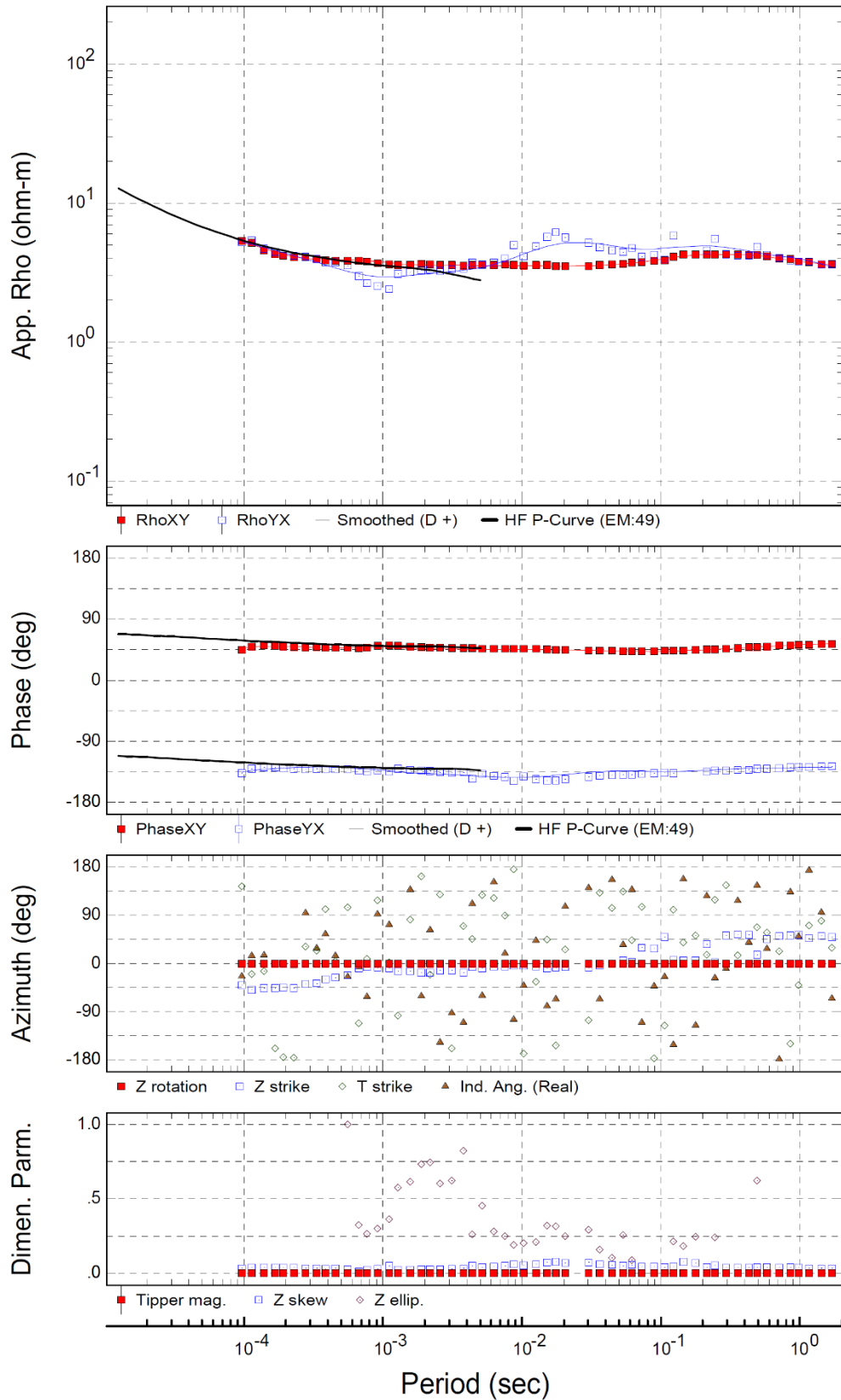
Sounding 4-7



CPJ
Rotation: PA

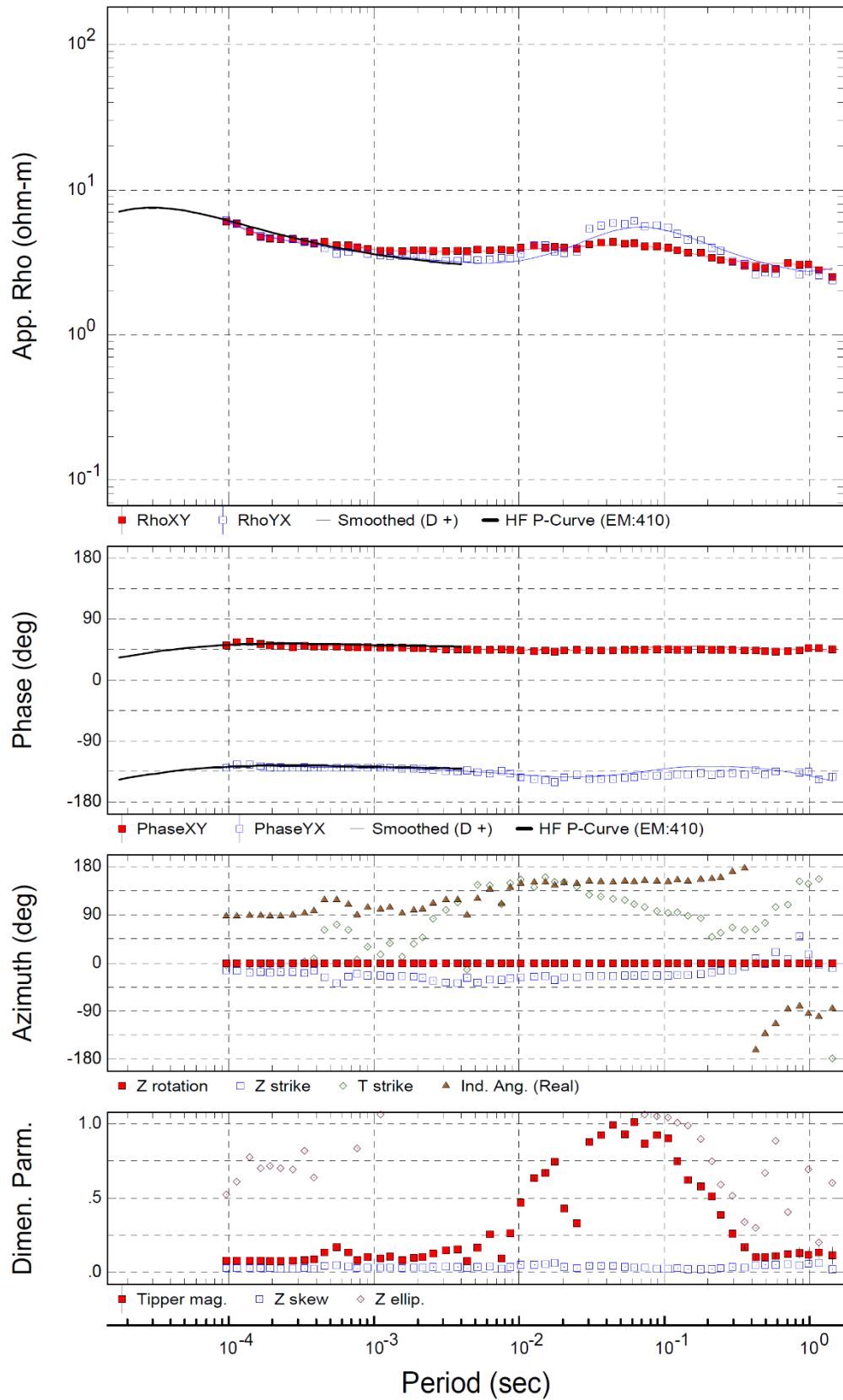
Sounding 4-8

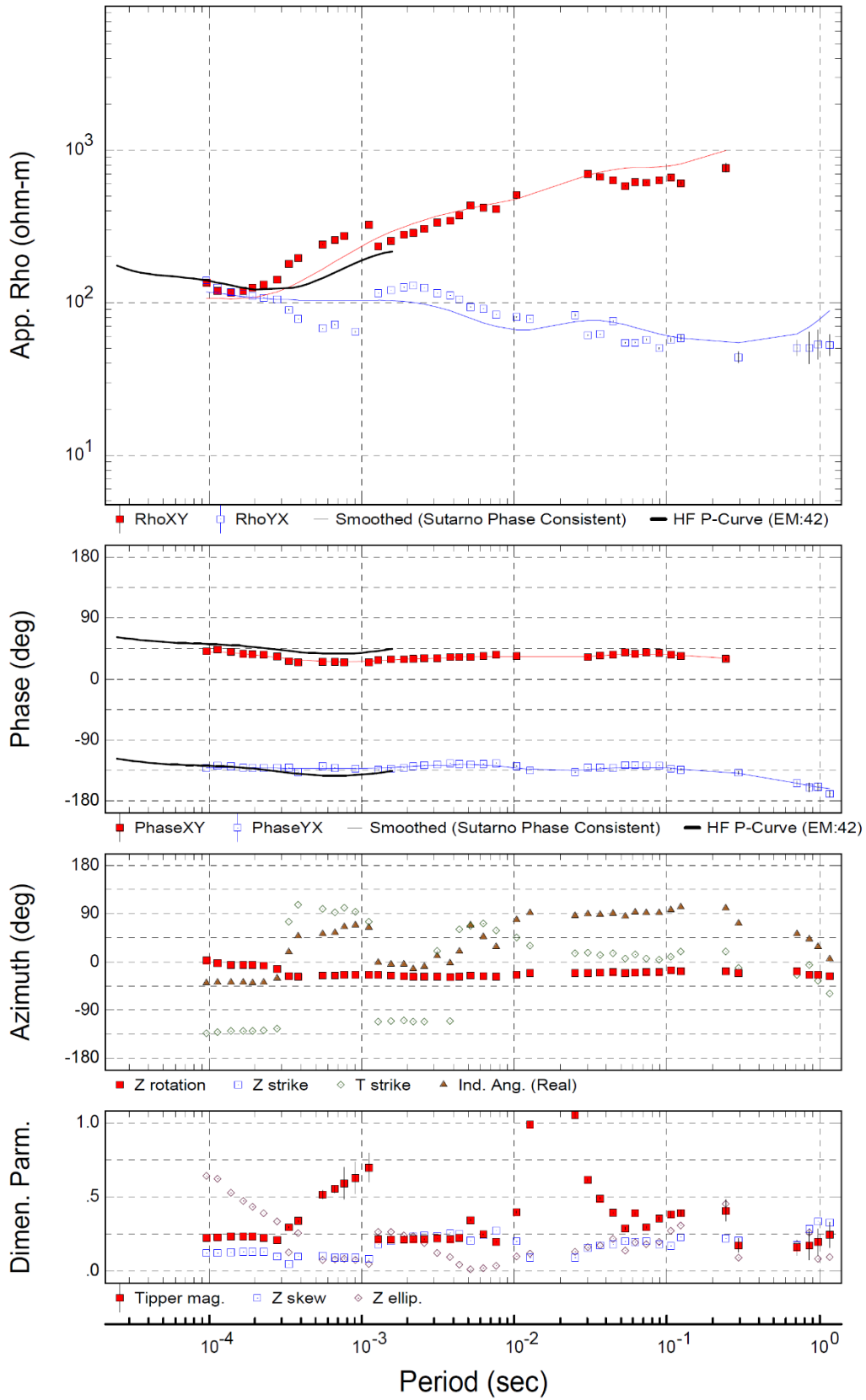




CPJ
Rotation: PA

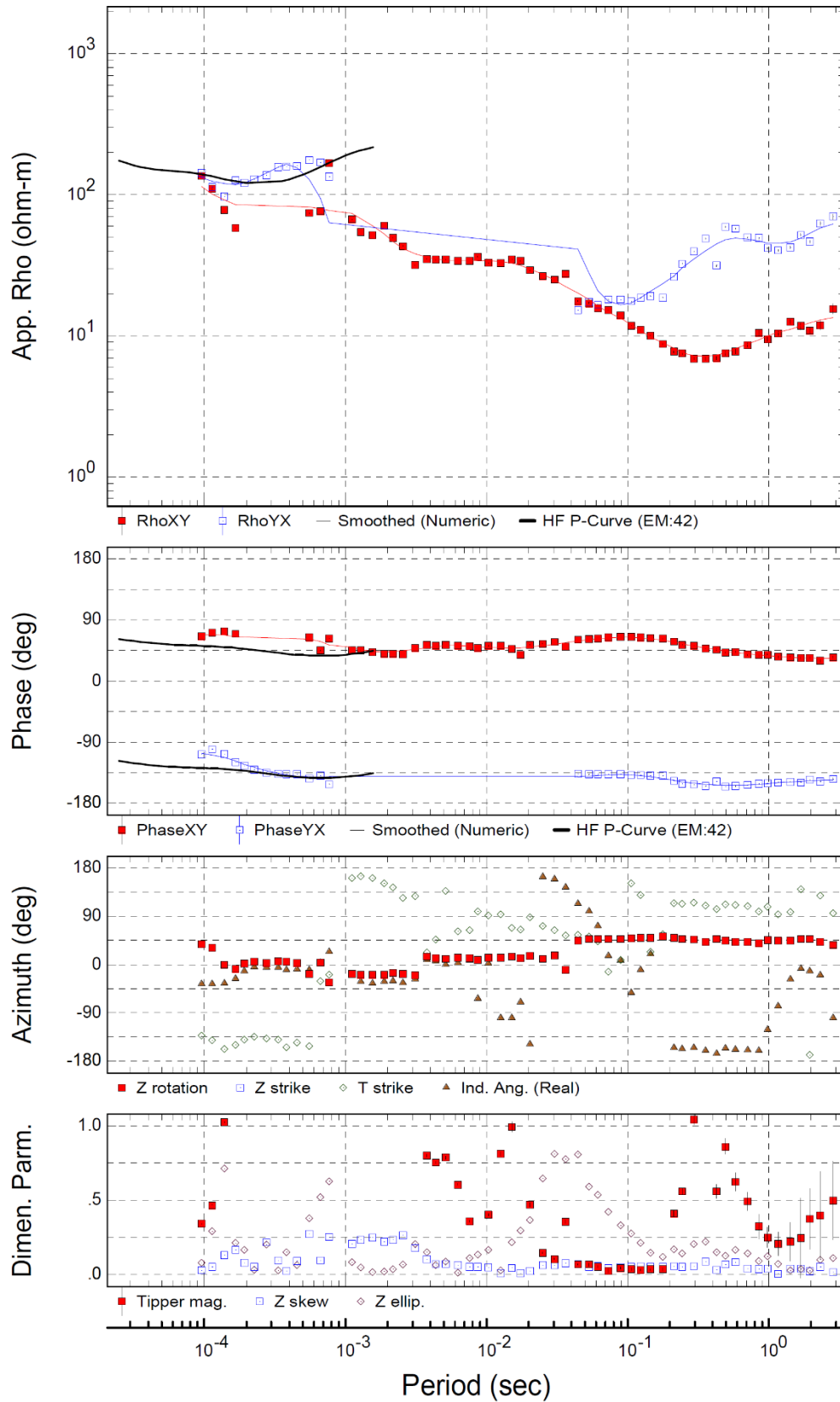
Sounding 4-10





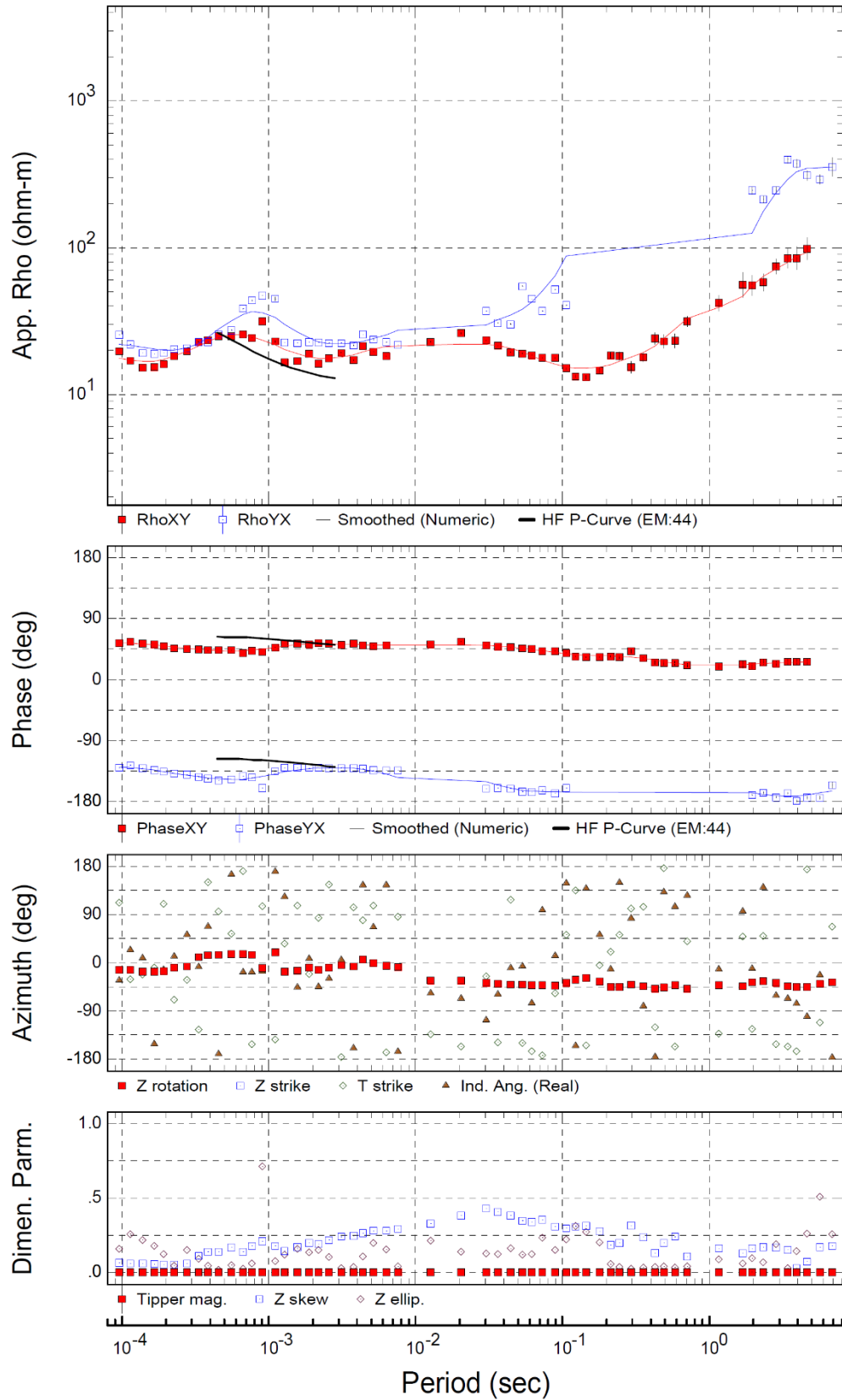
CPJ
Rotation: PA

Sounding 043_



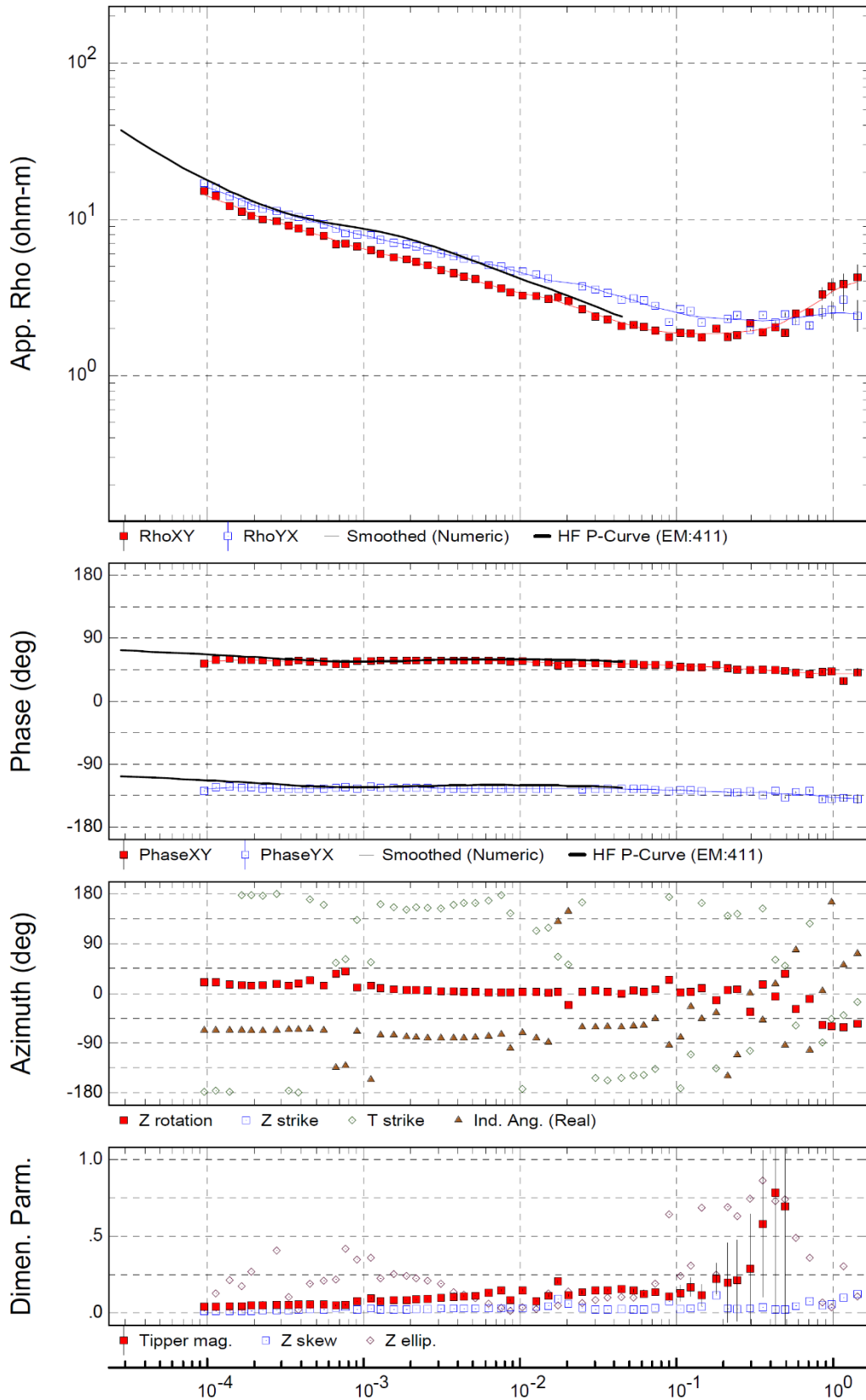
CPJ
Rotation: PA

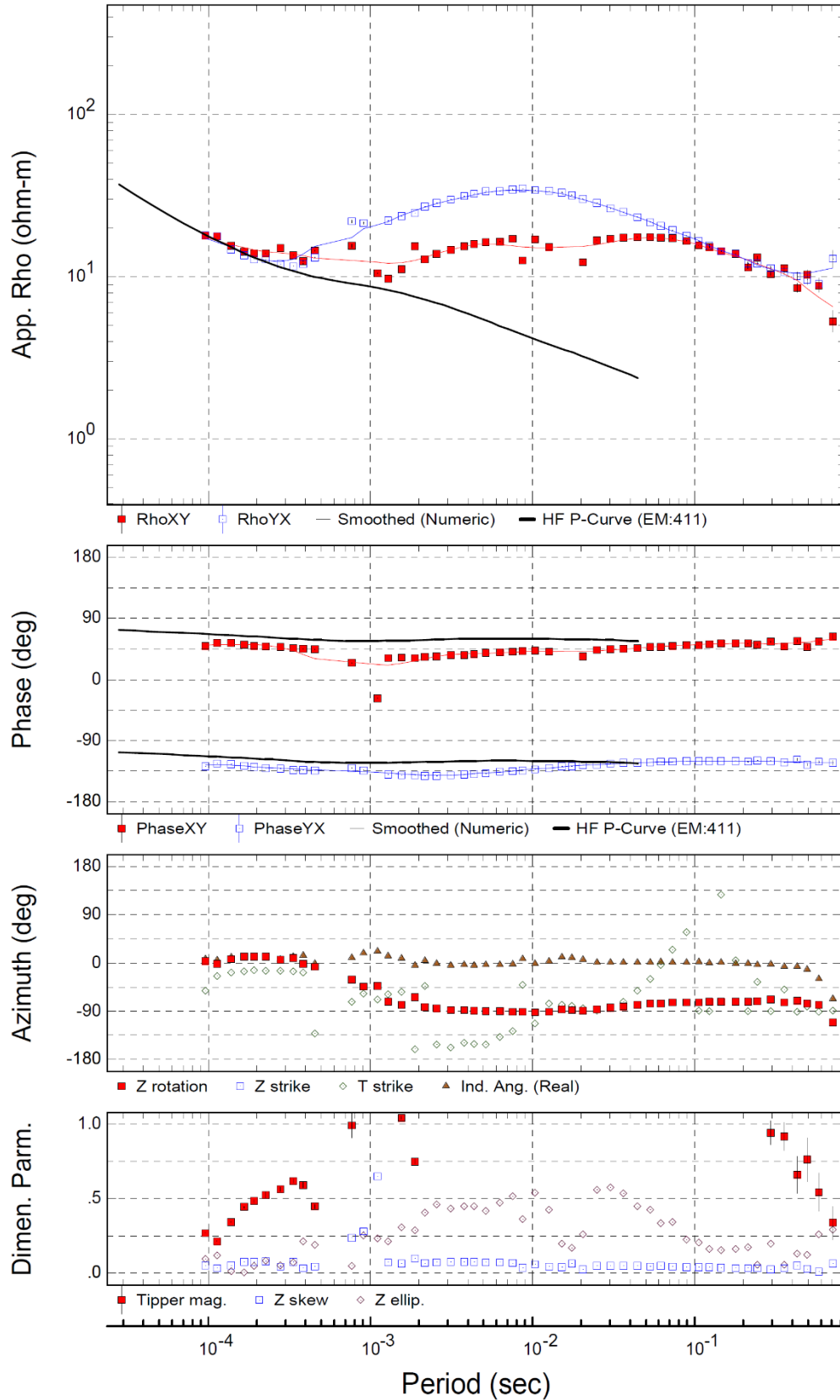
Sounding 044



CPJ
Rotation: PA

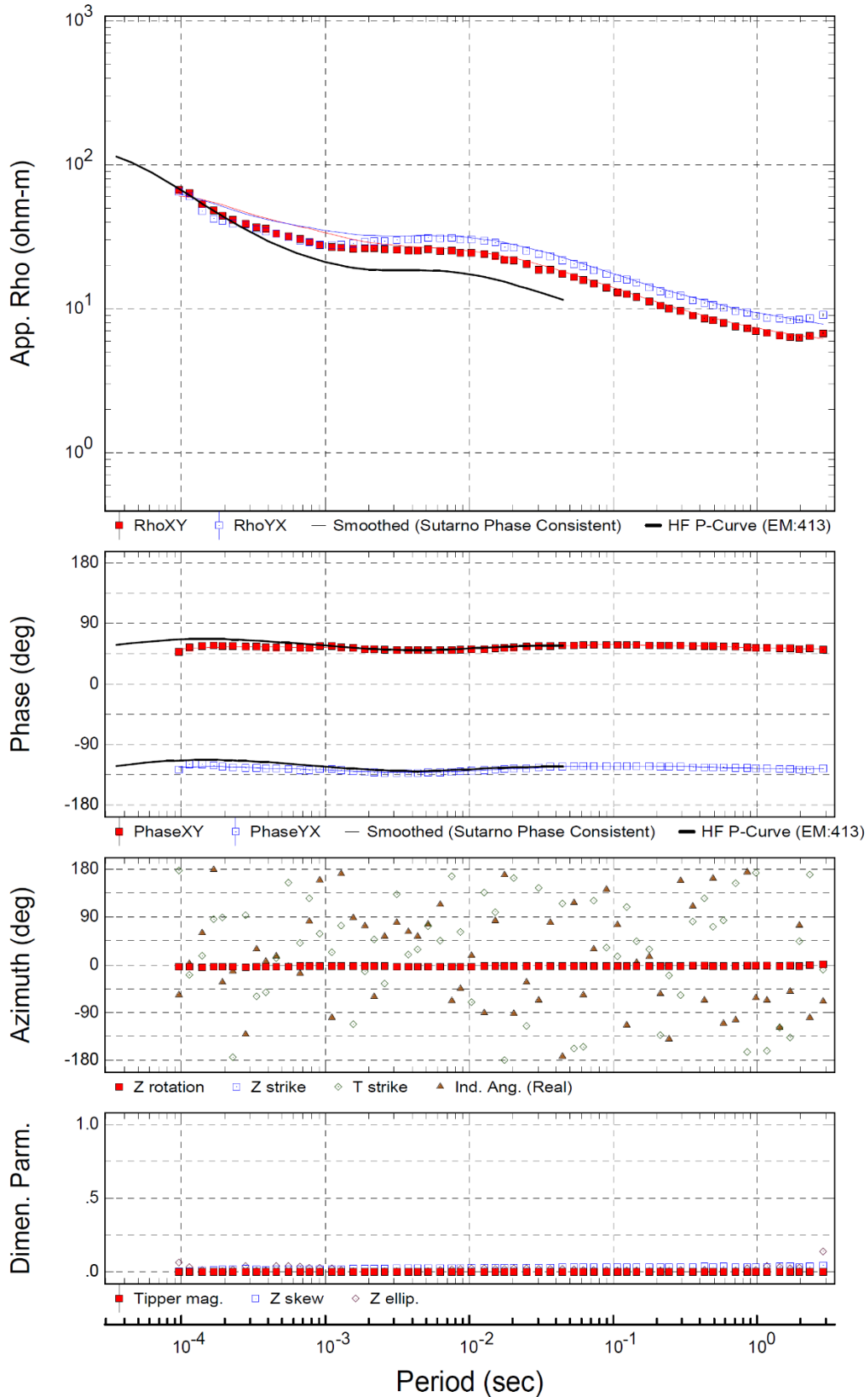
Sounding 411

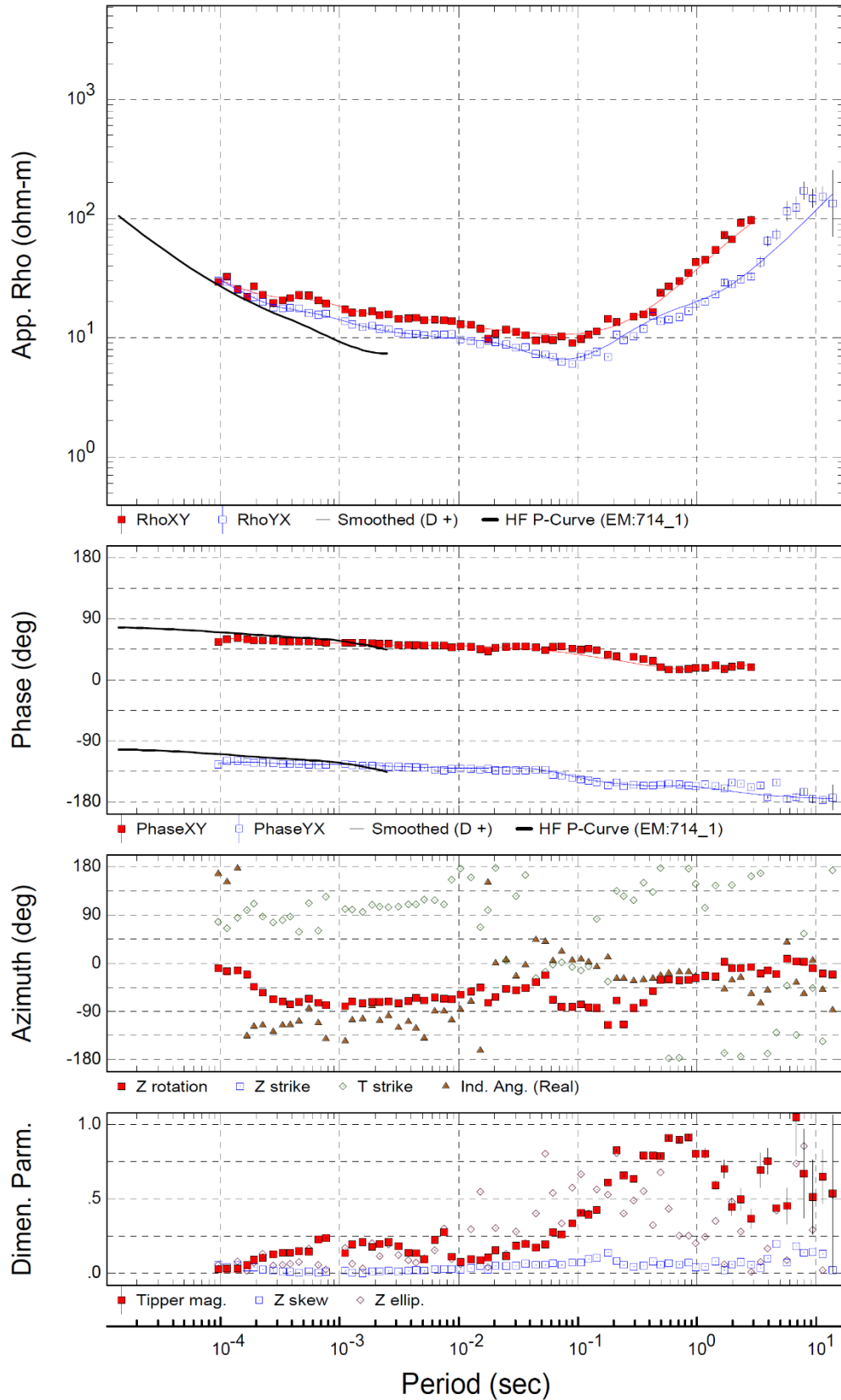




CPJ
Rotation: PA

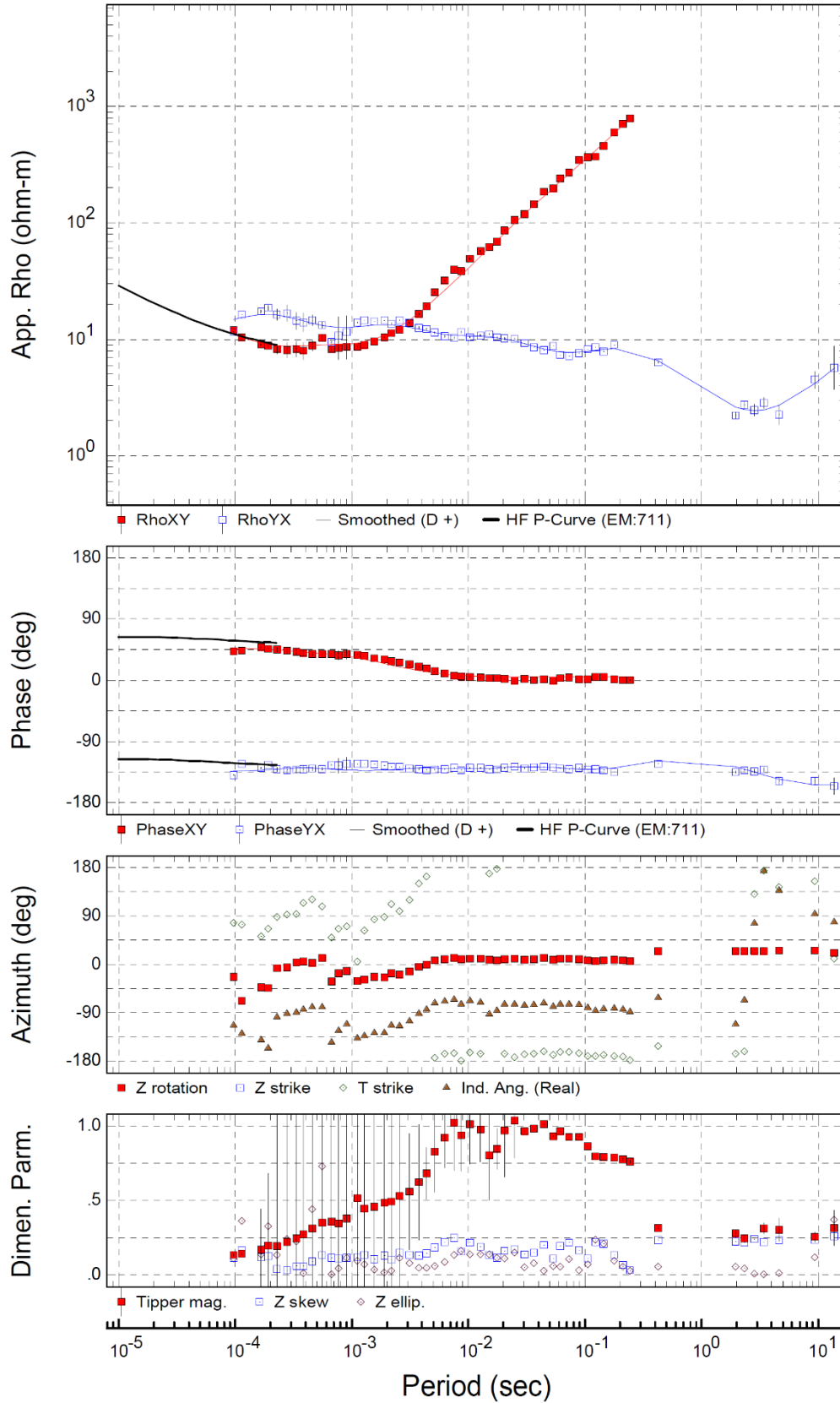
Sounding 413





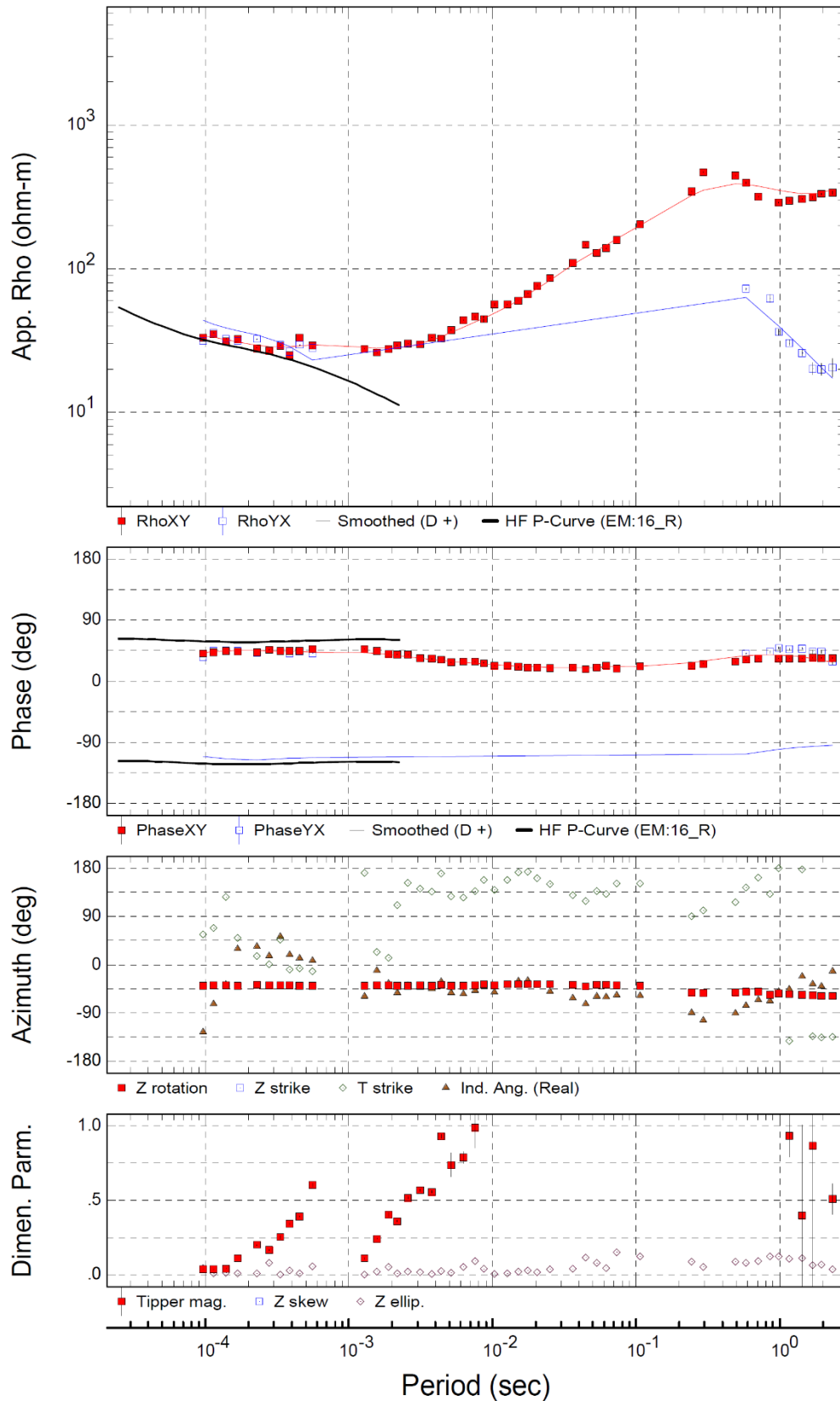
CPJ
Rotation: PA

Sounding BMT711

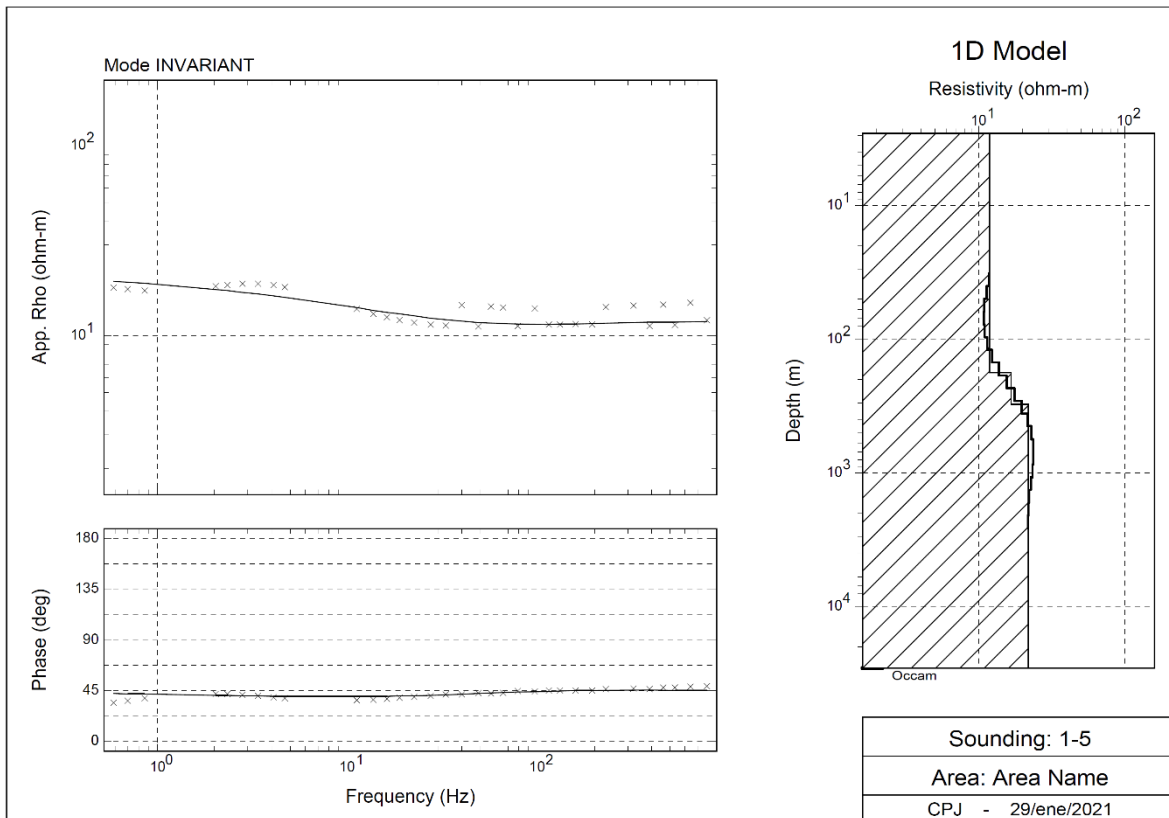
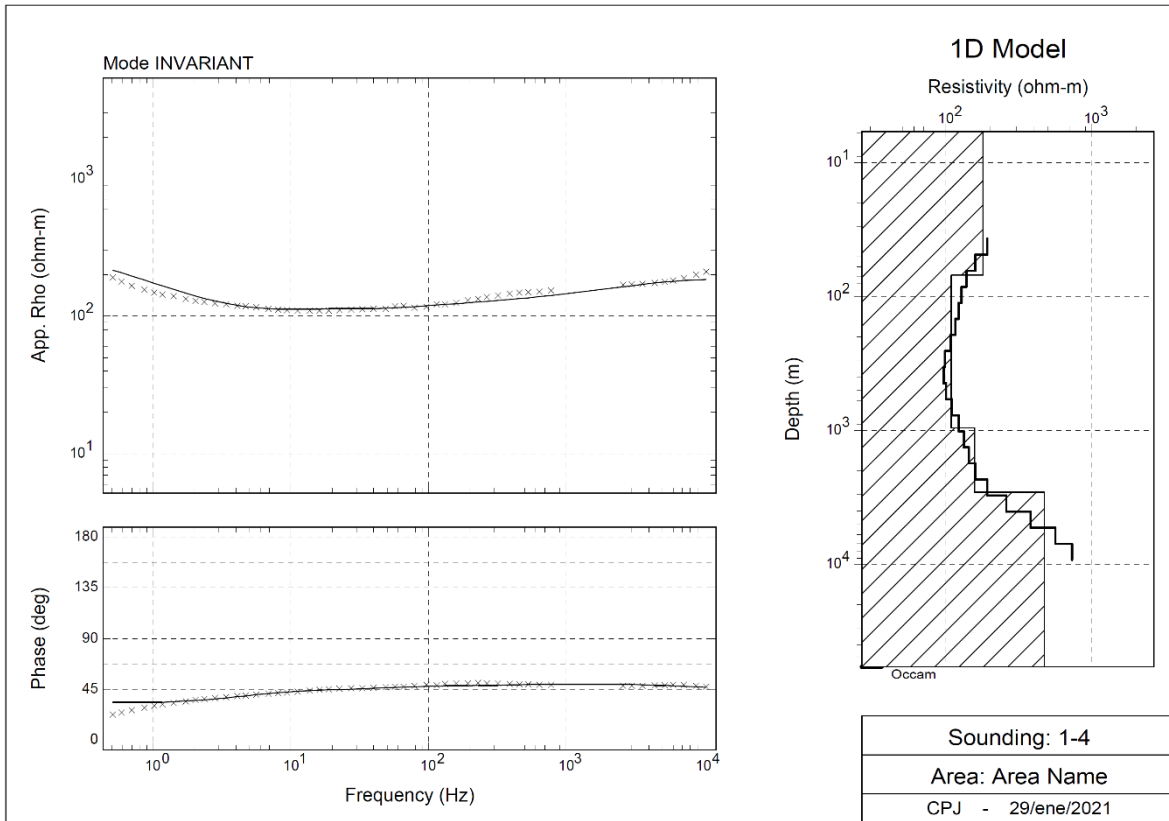


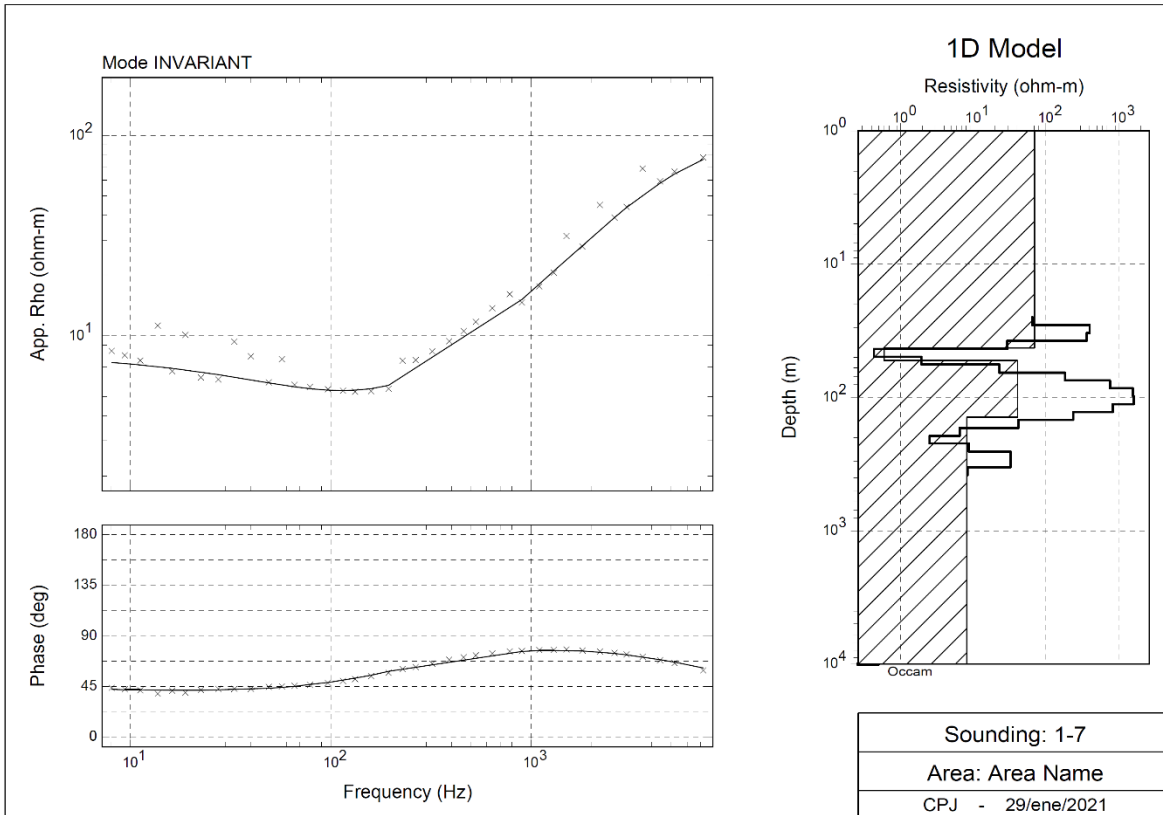
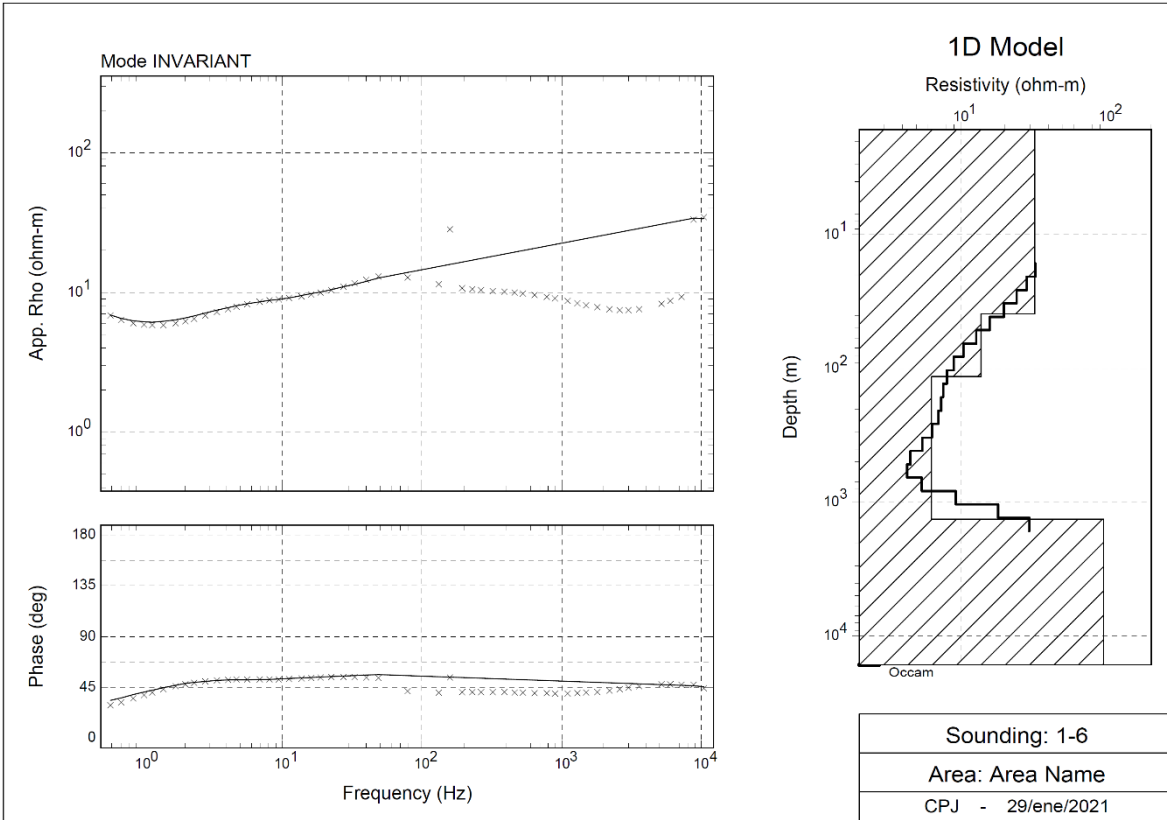
CPJ
Rotation: PA

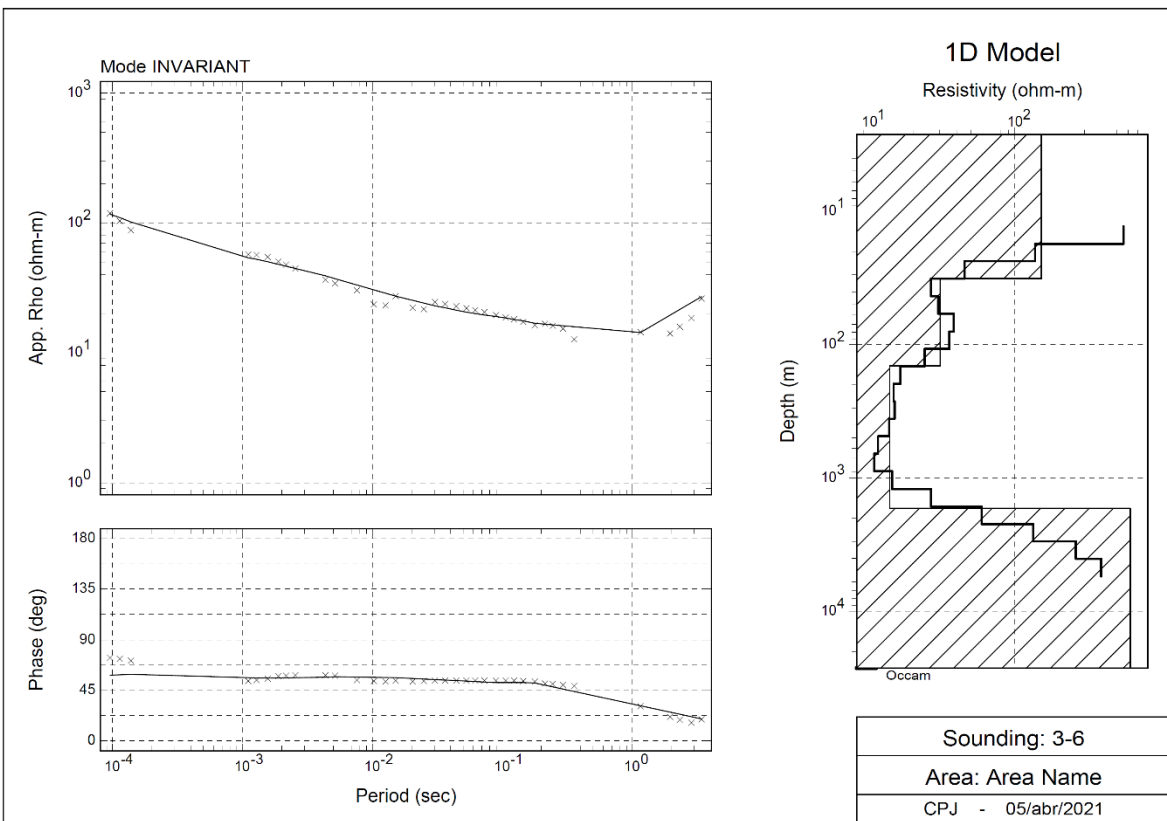
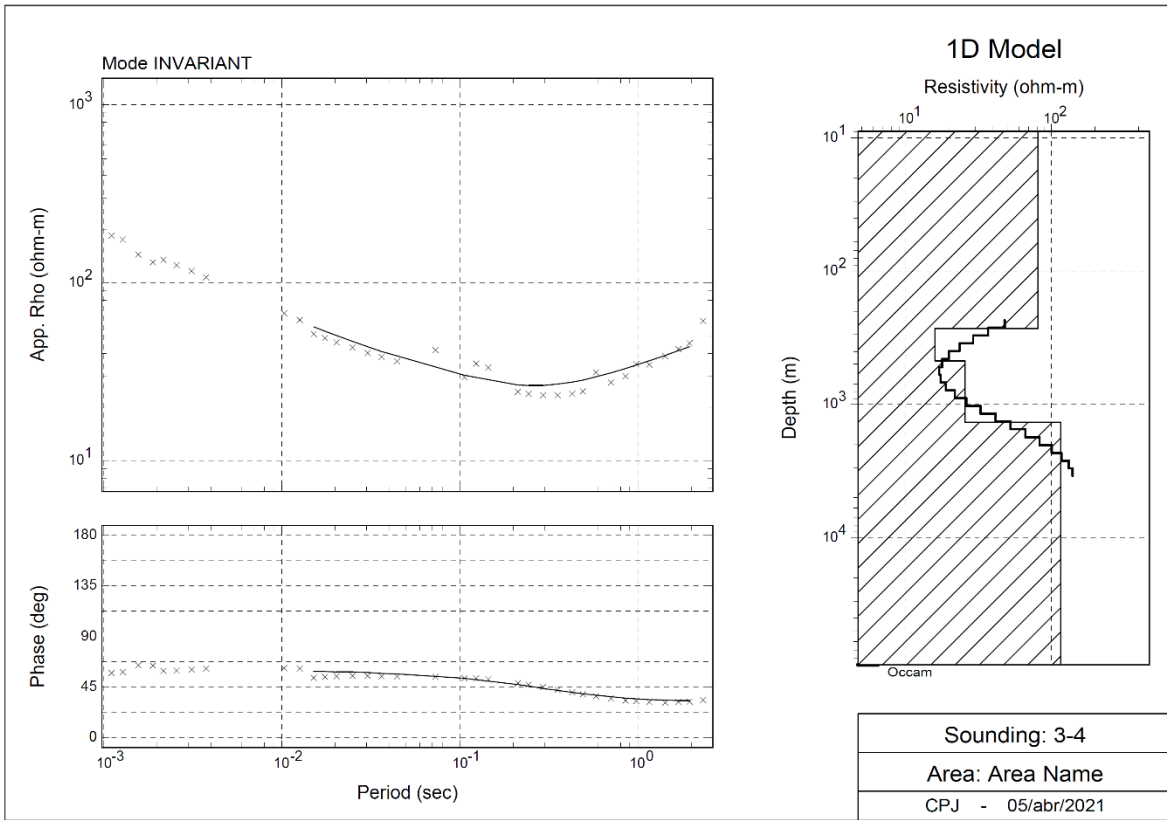
Sounding Chico76

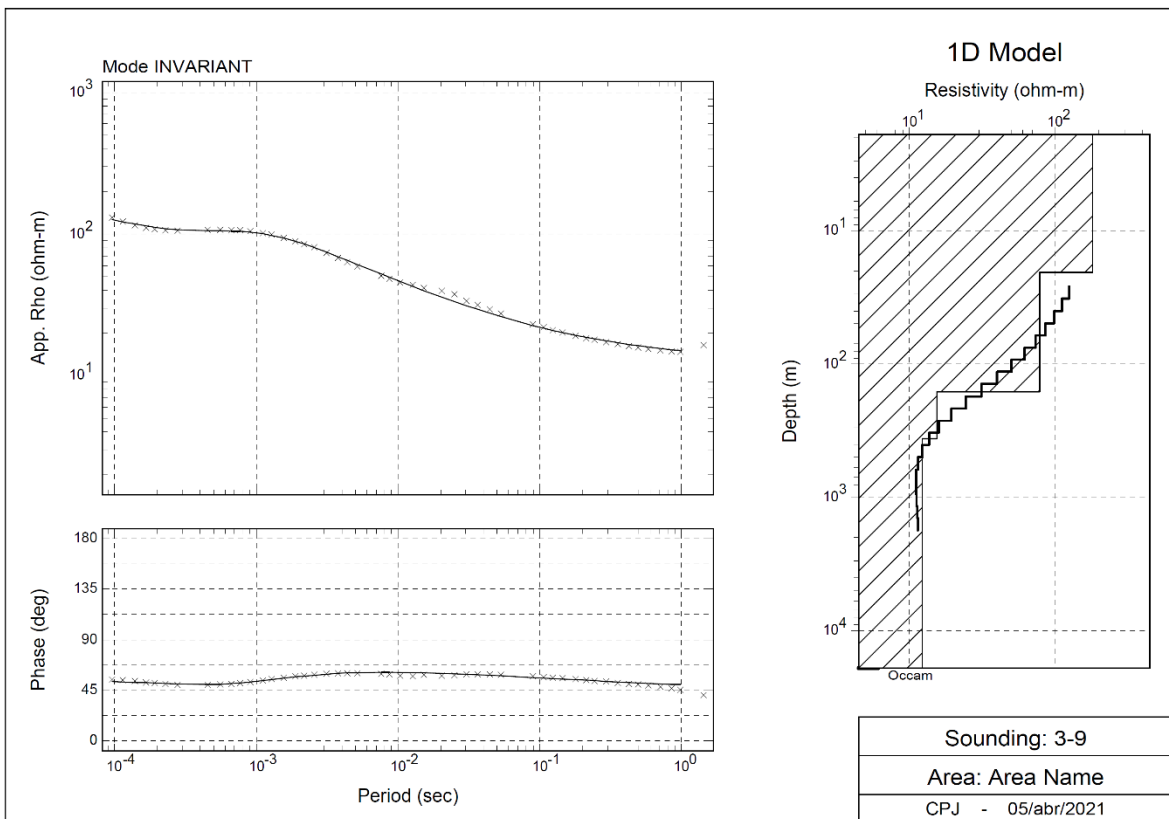
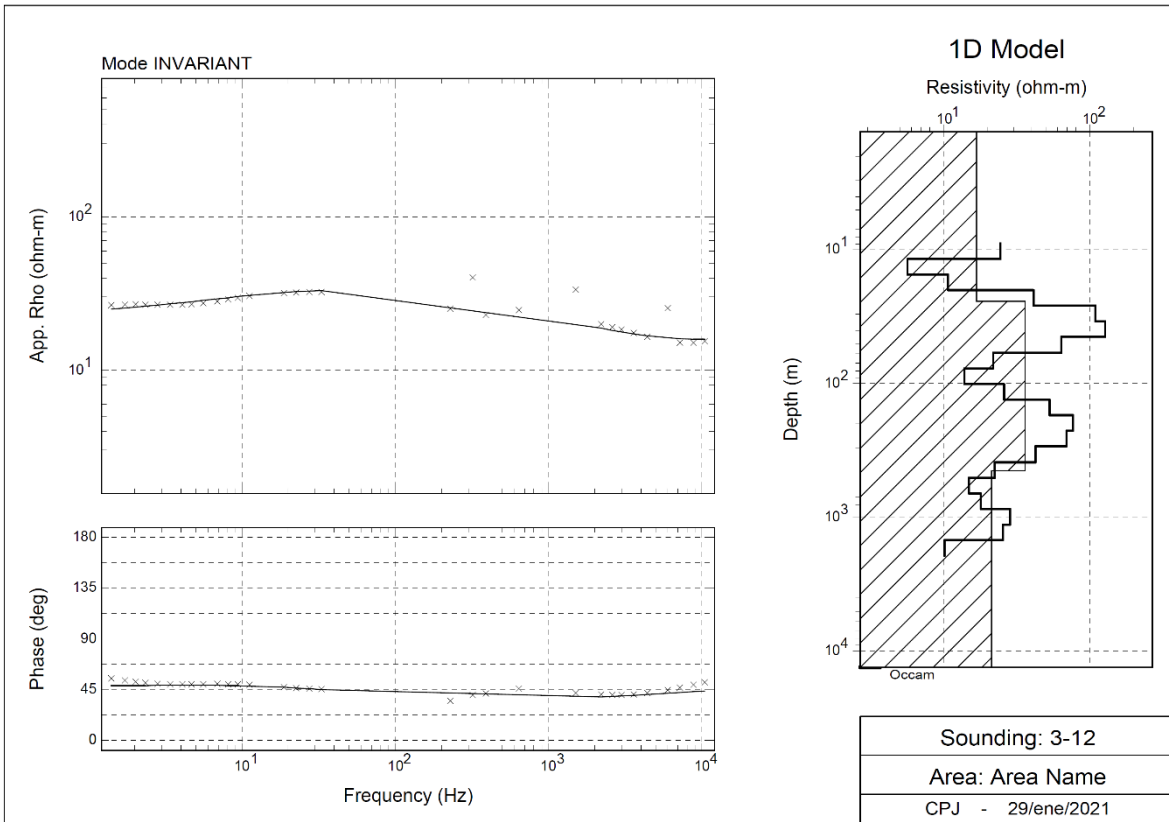


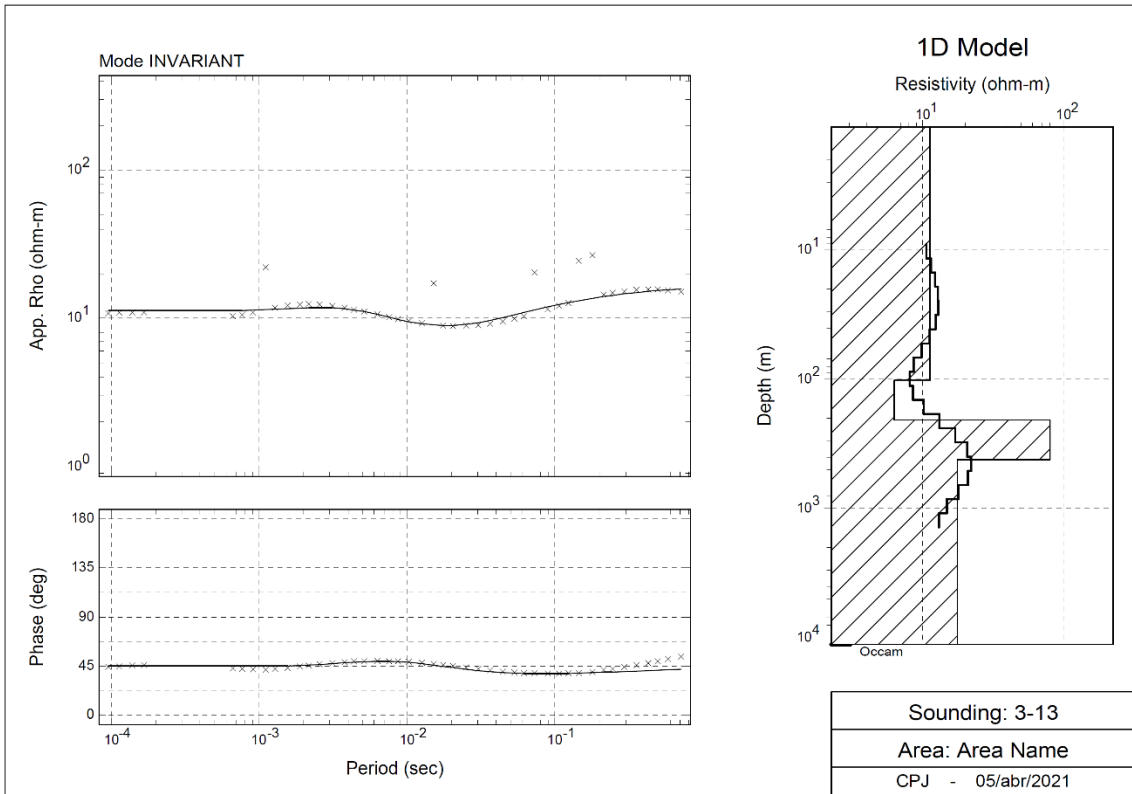
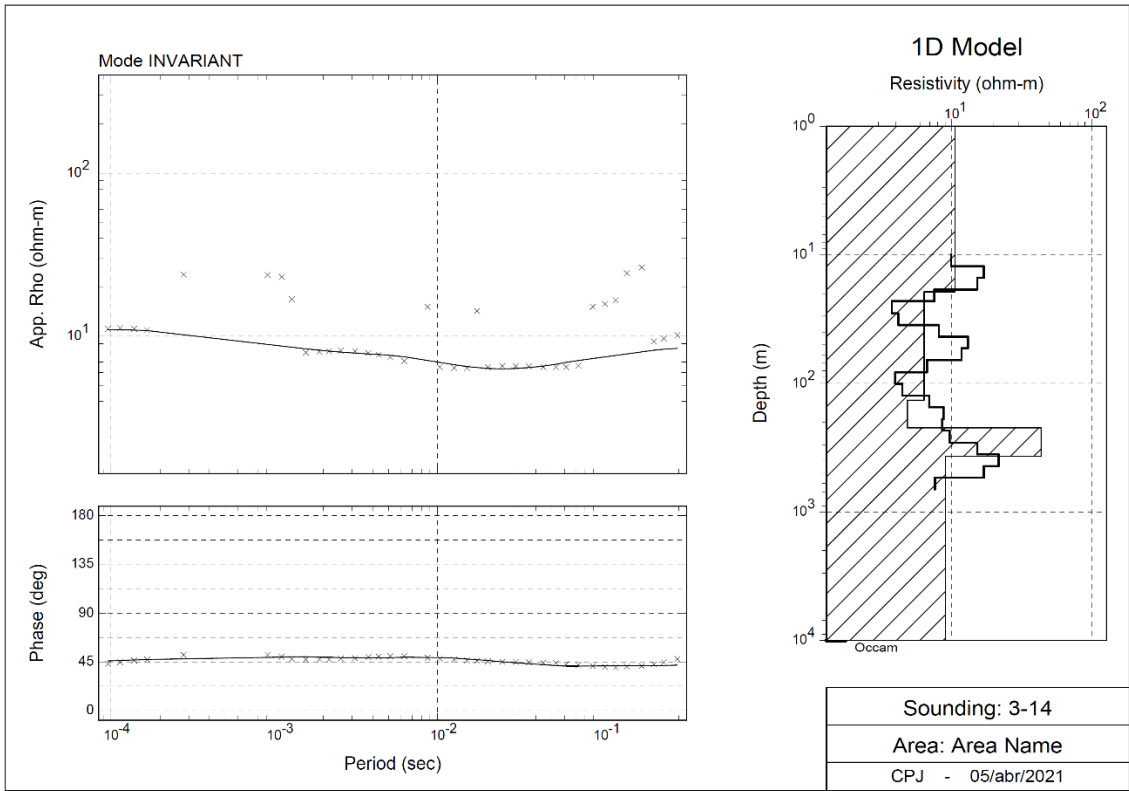
ANEXO 3 – Modelos de resistividad 1-D de los sondeos AMT

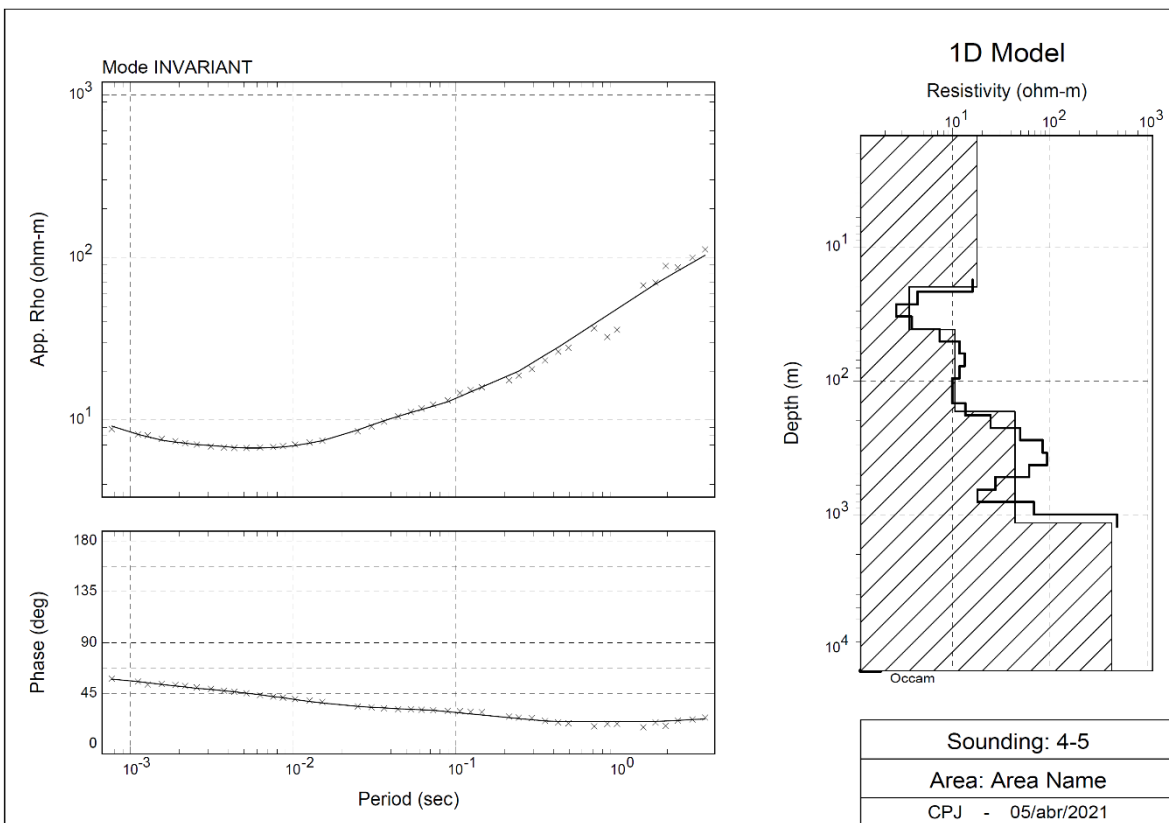
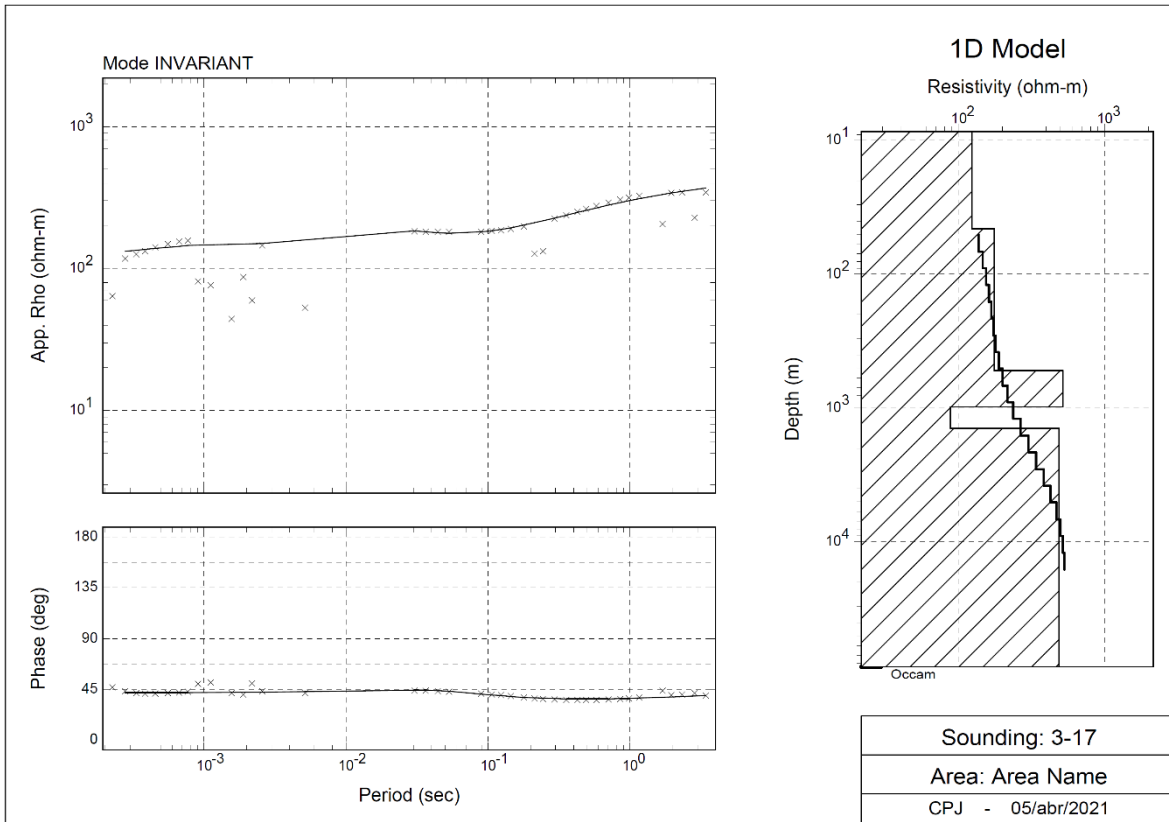


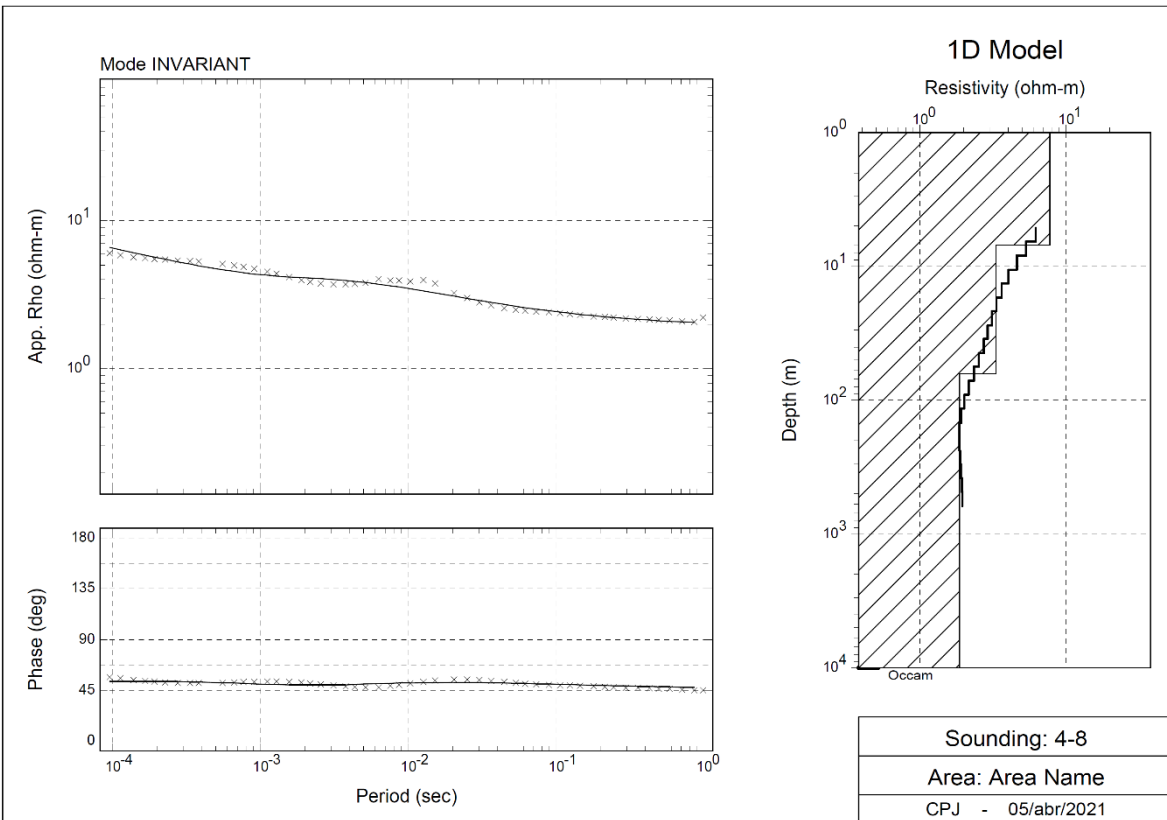
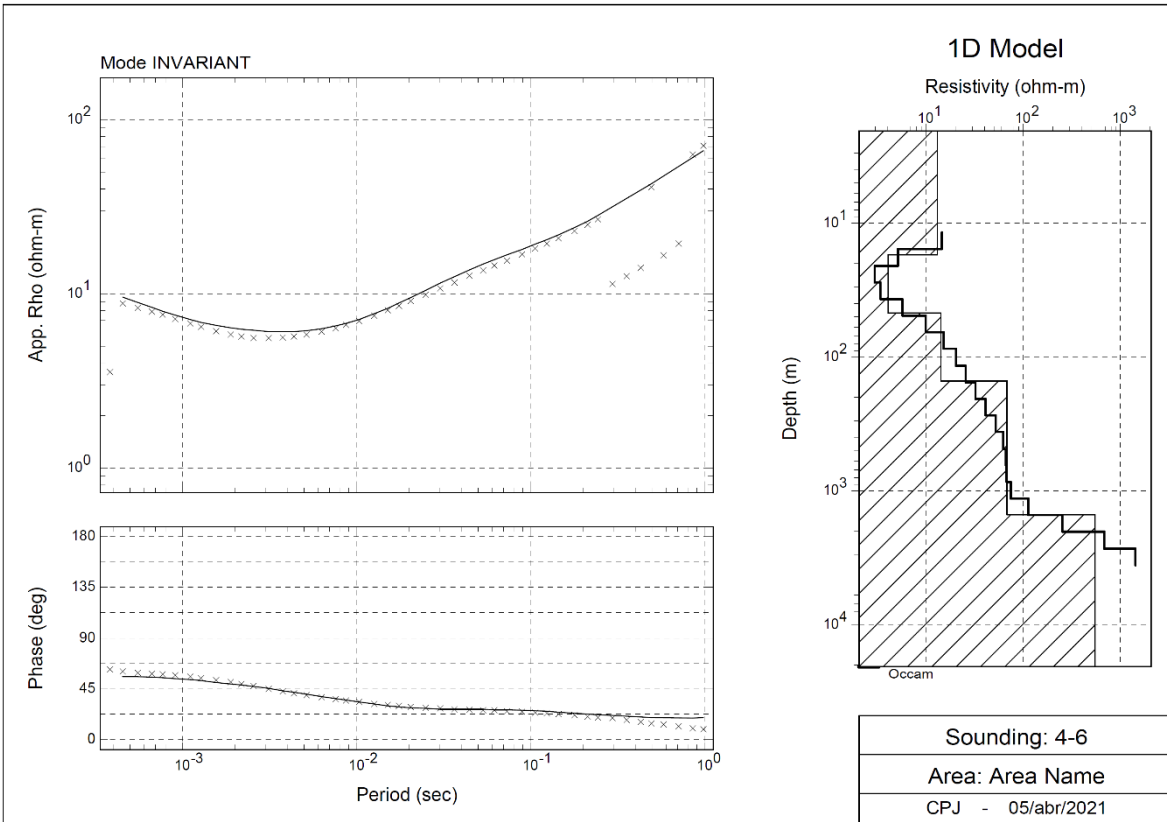


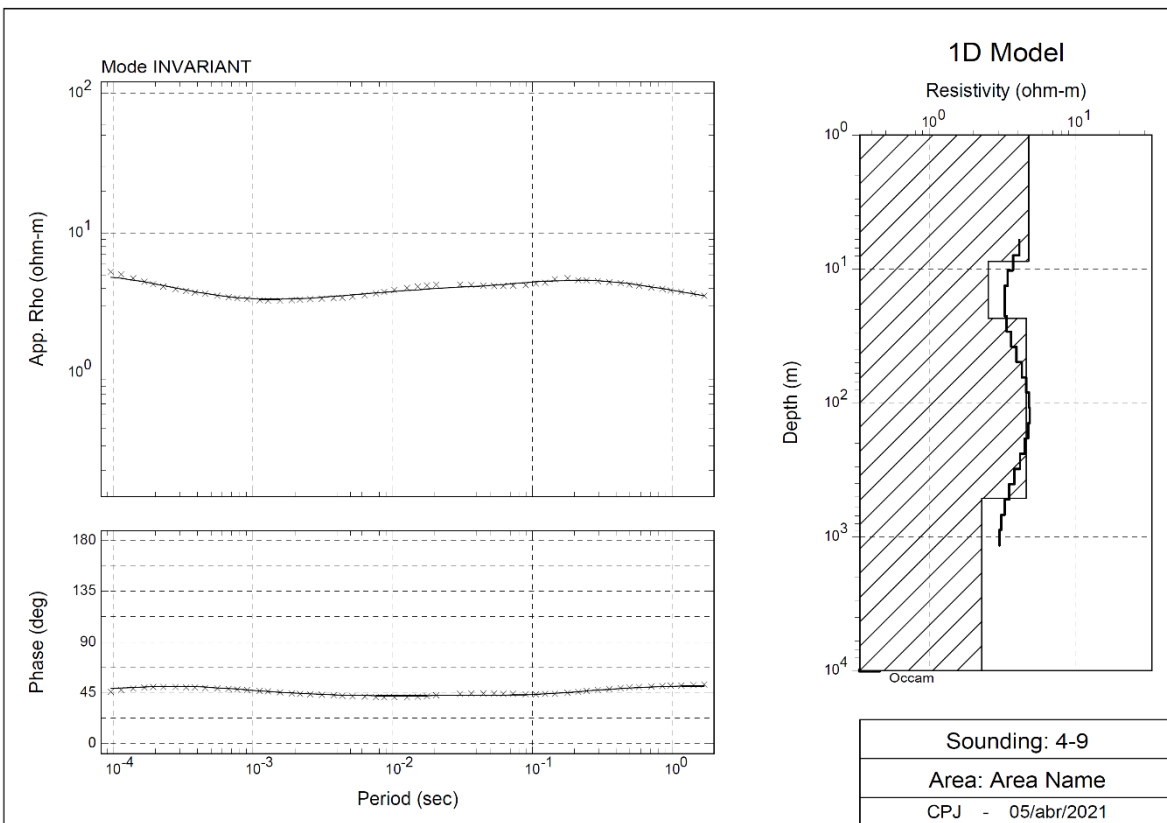
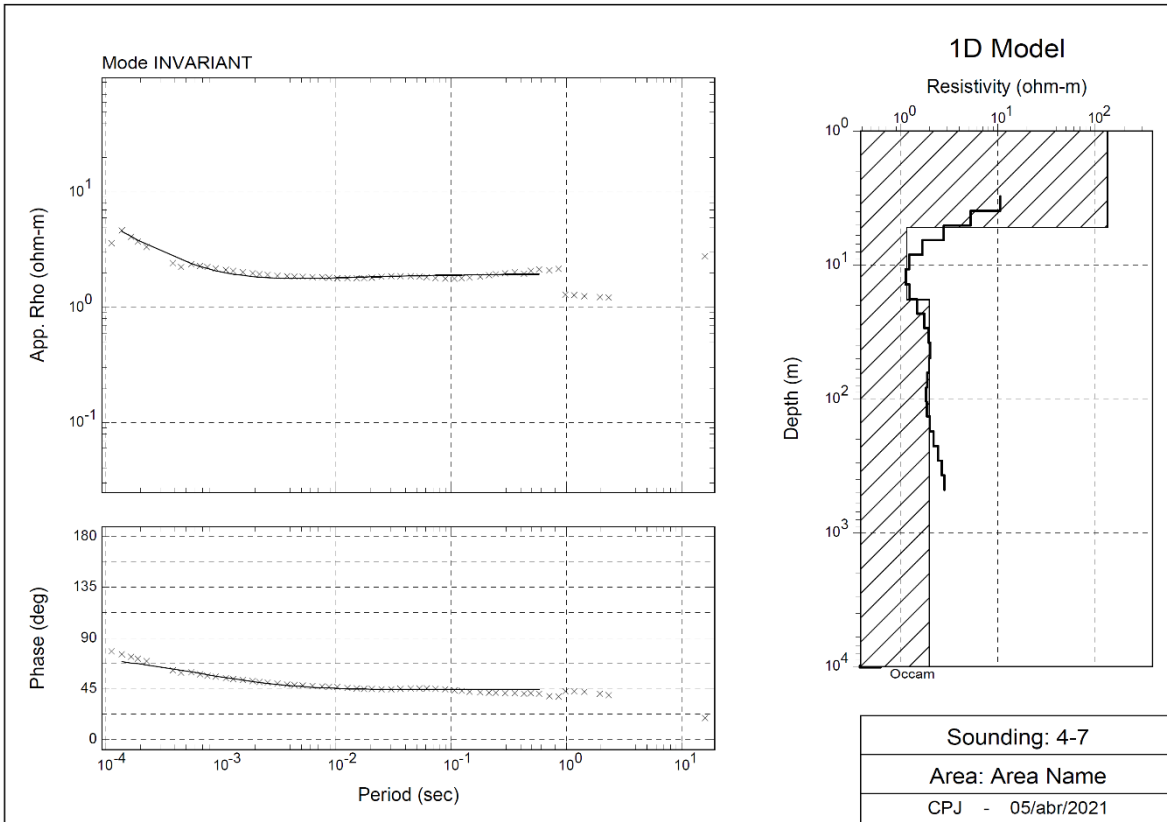


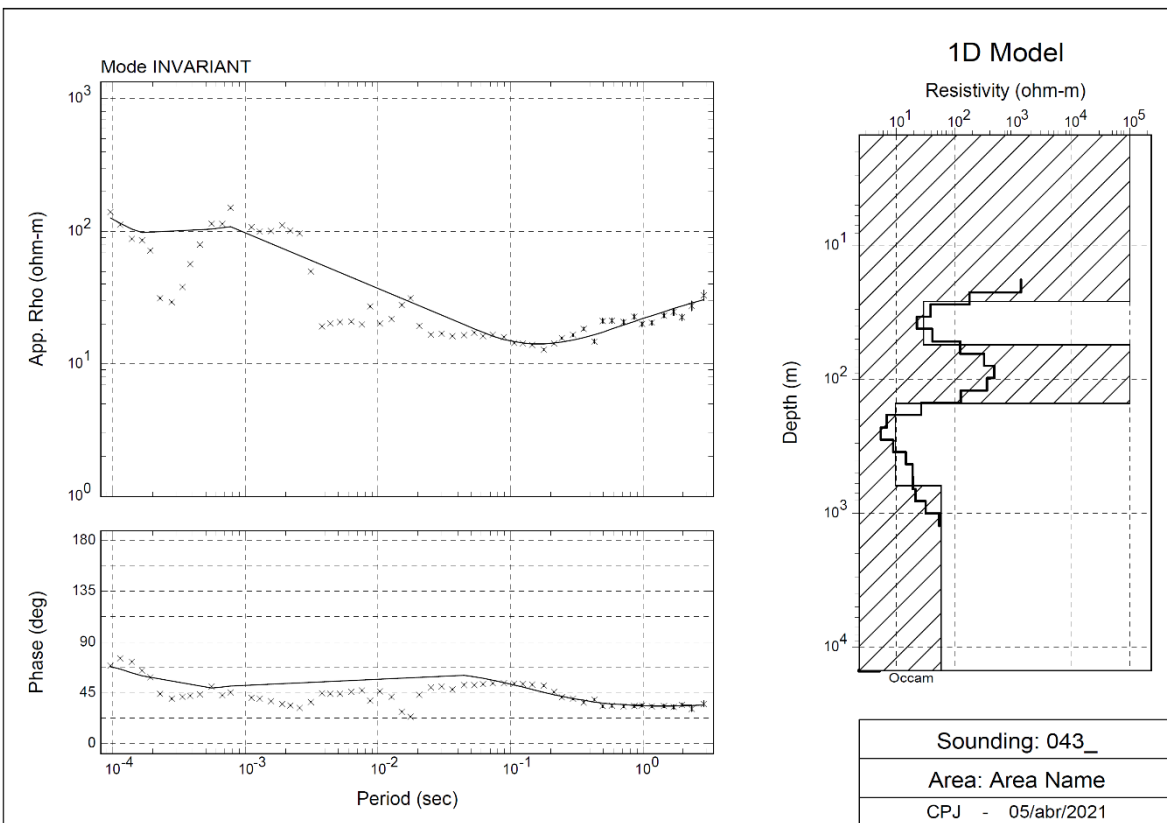
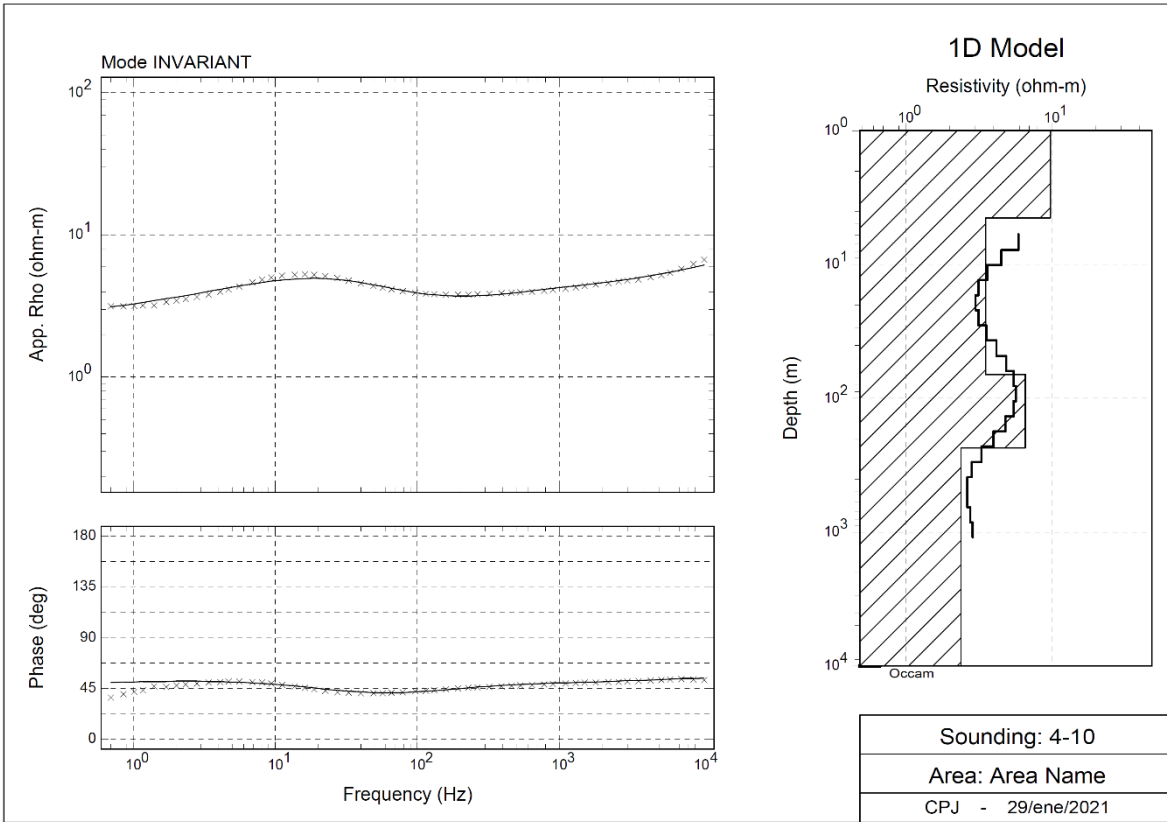


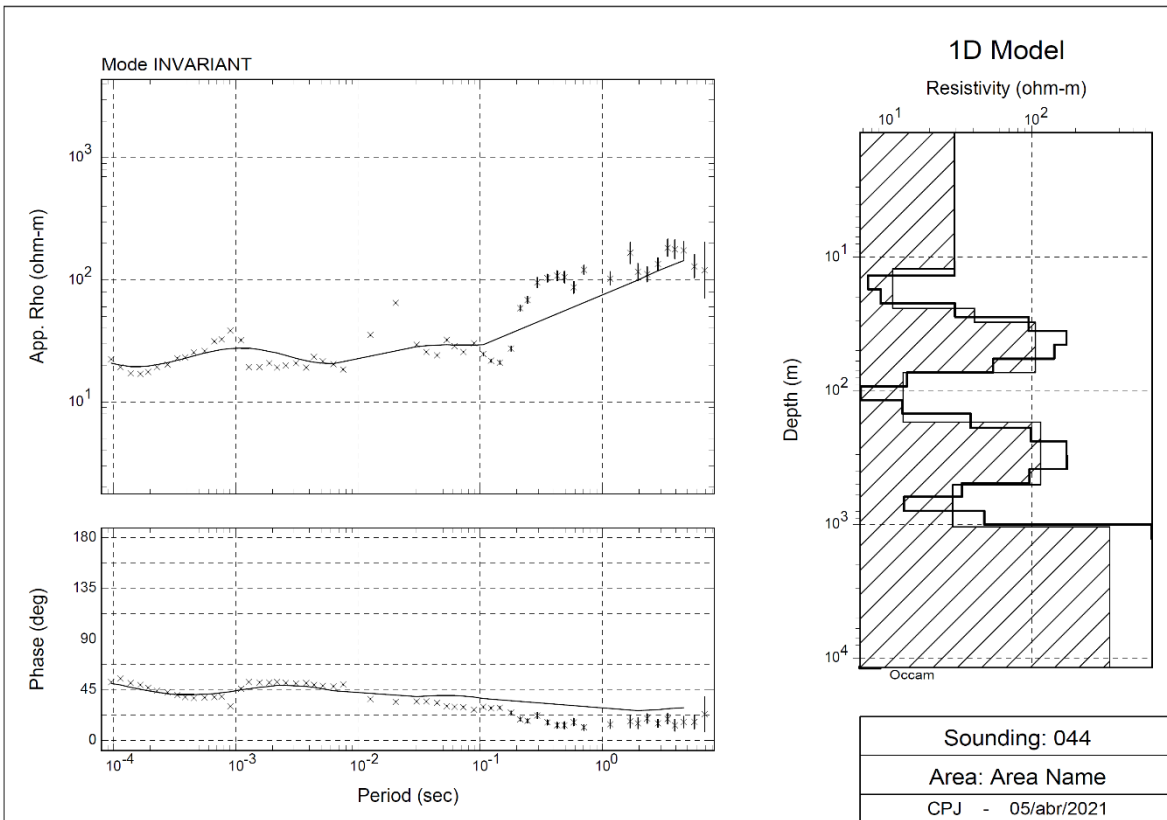
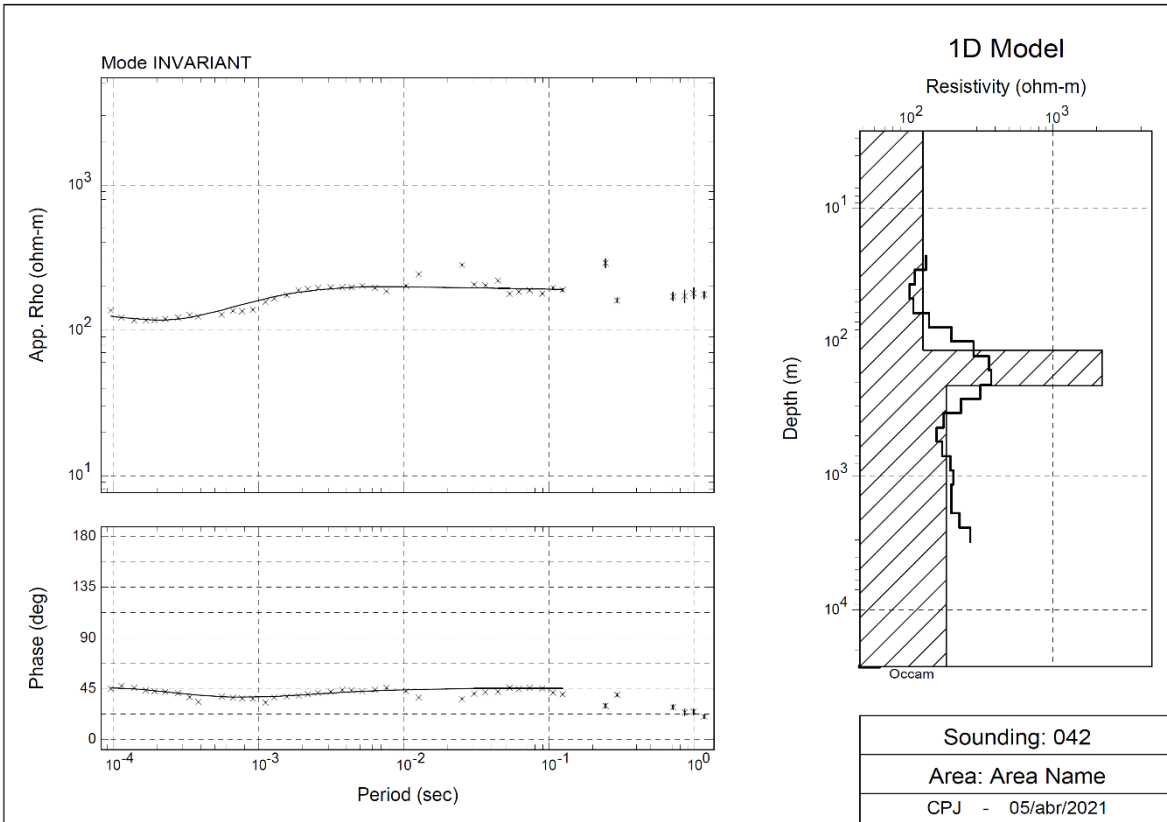


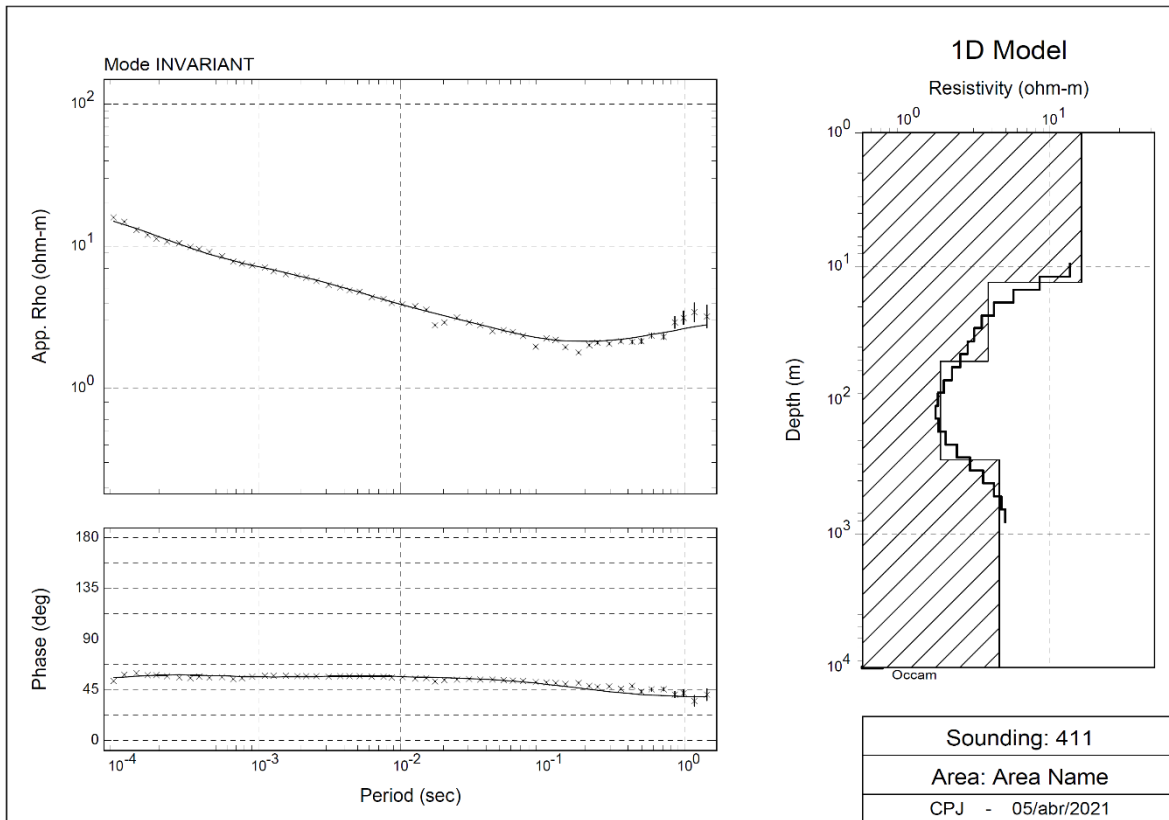
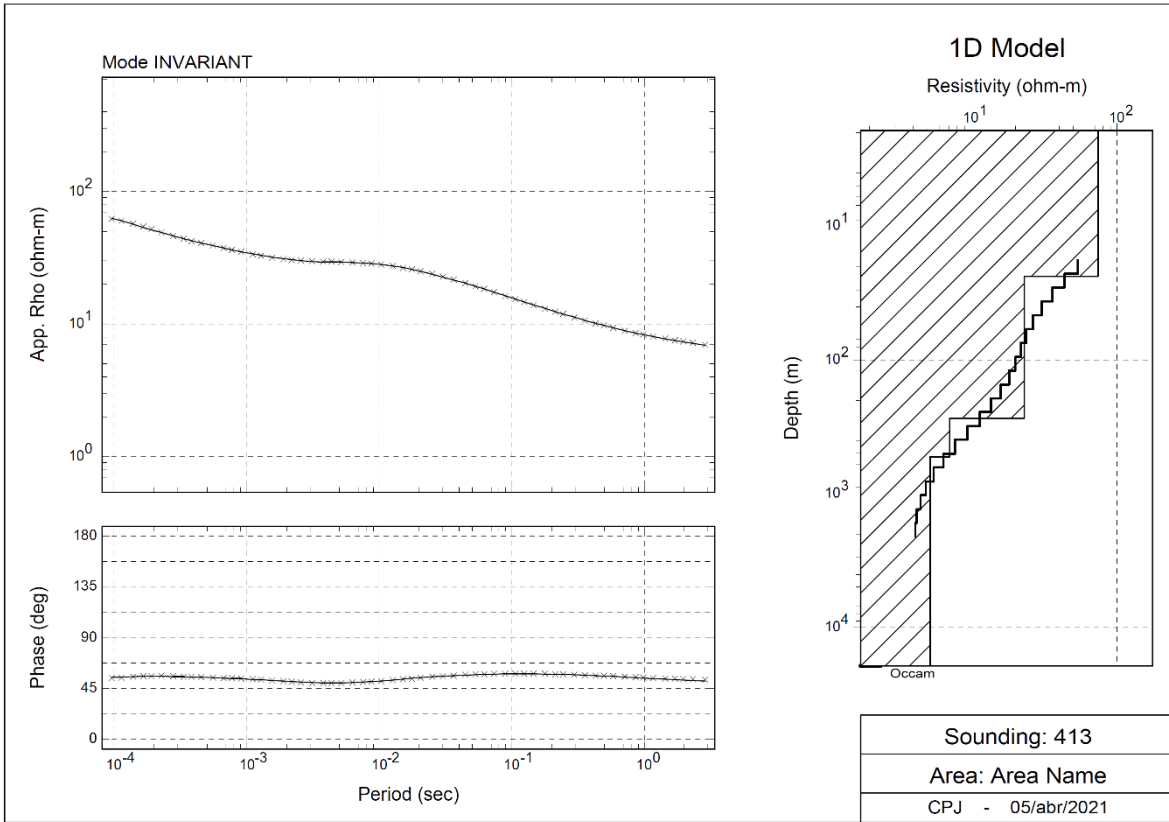


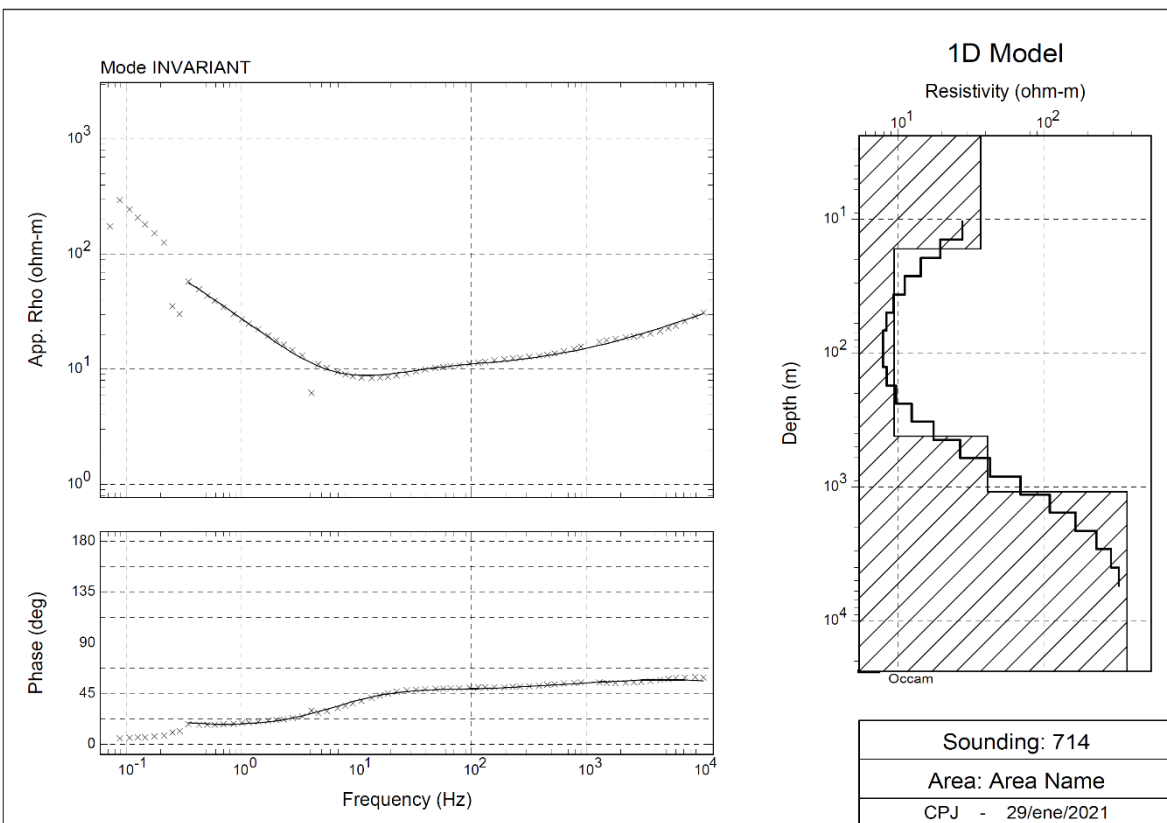
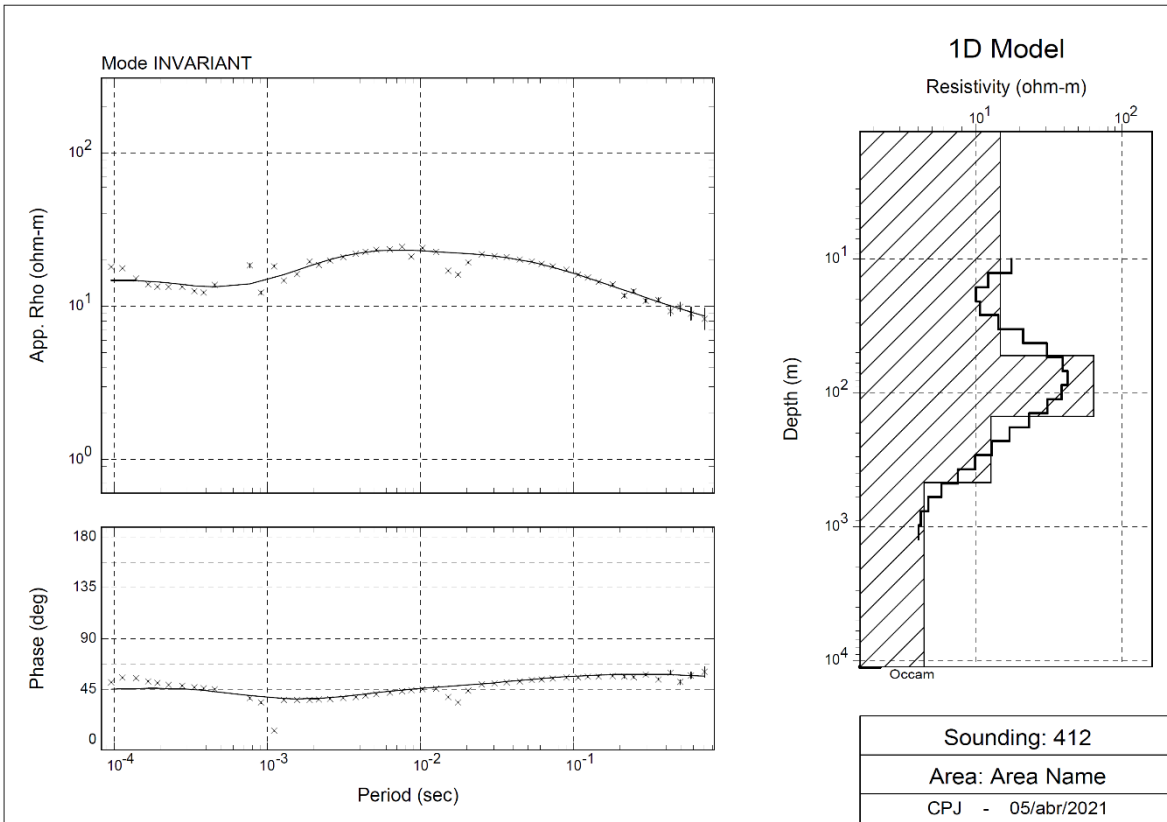


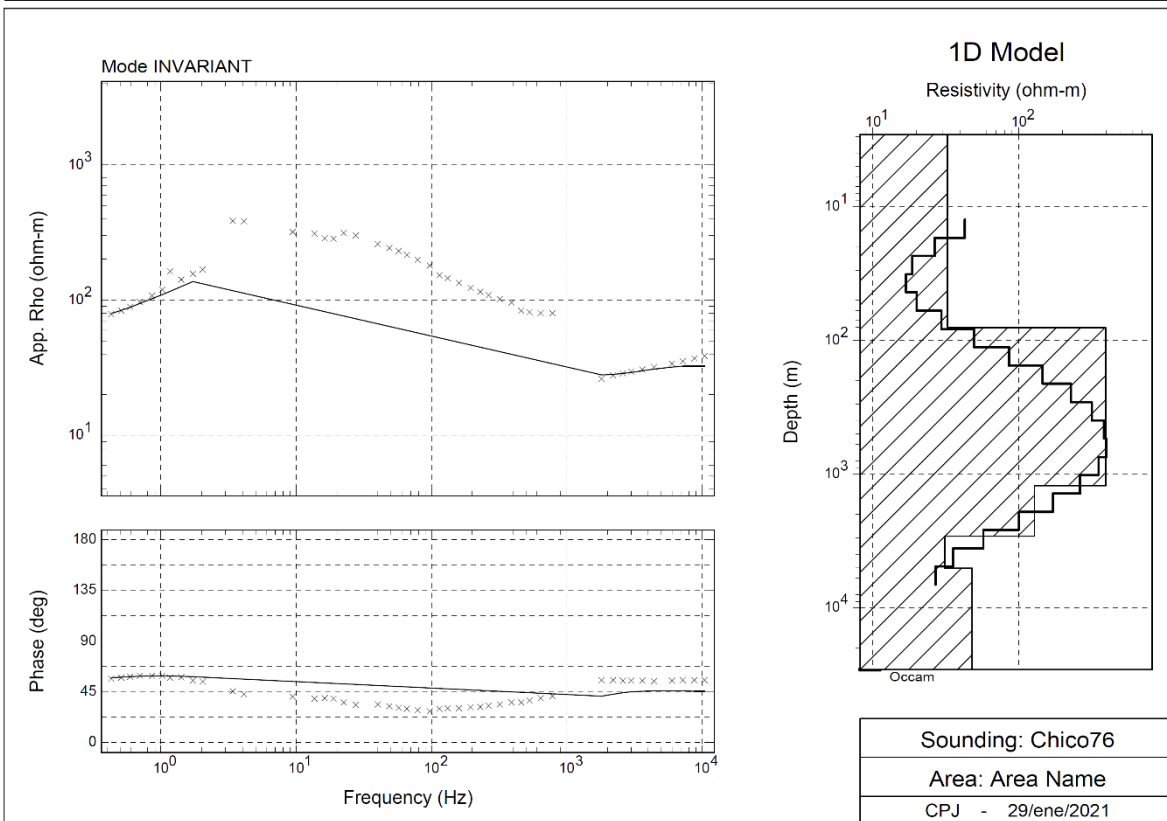
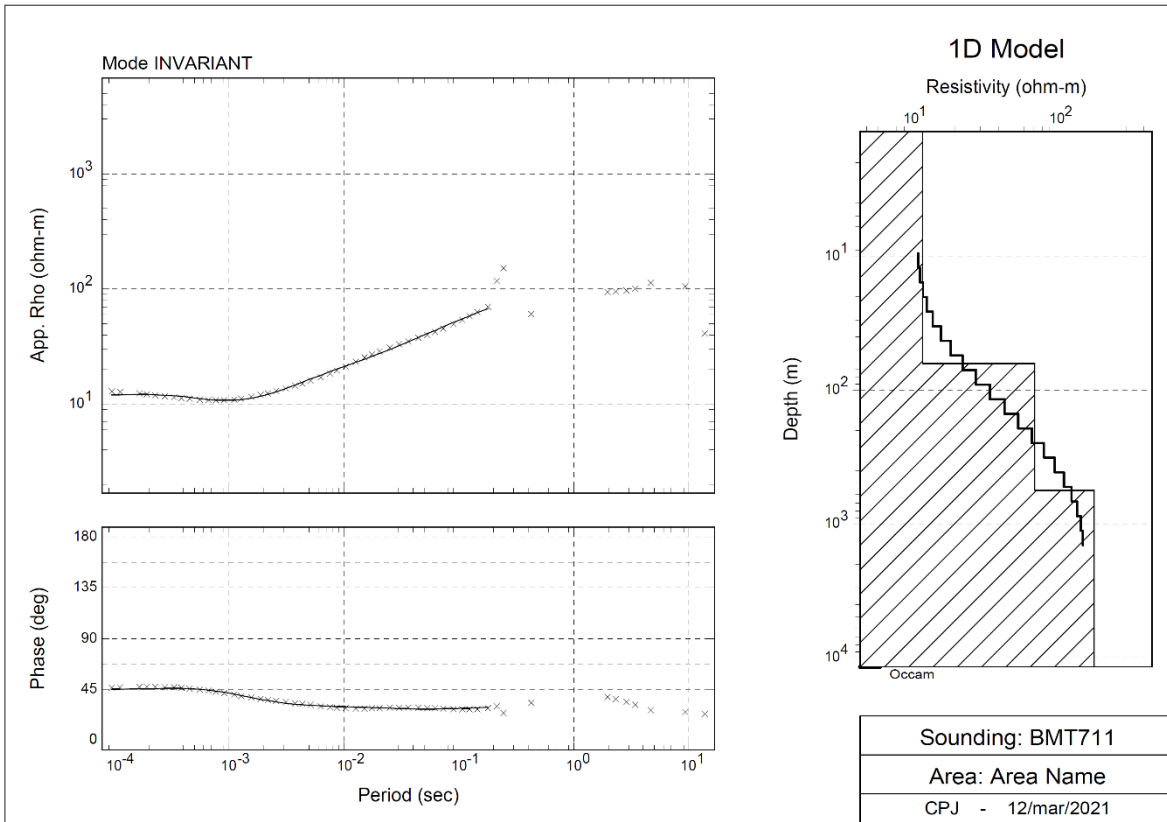


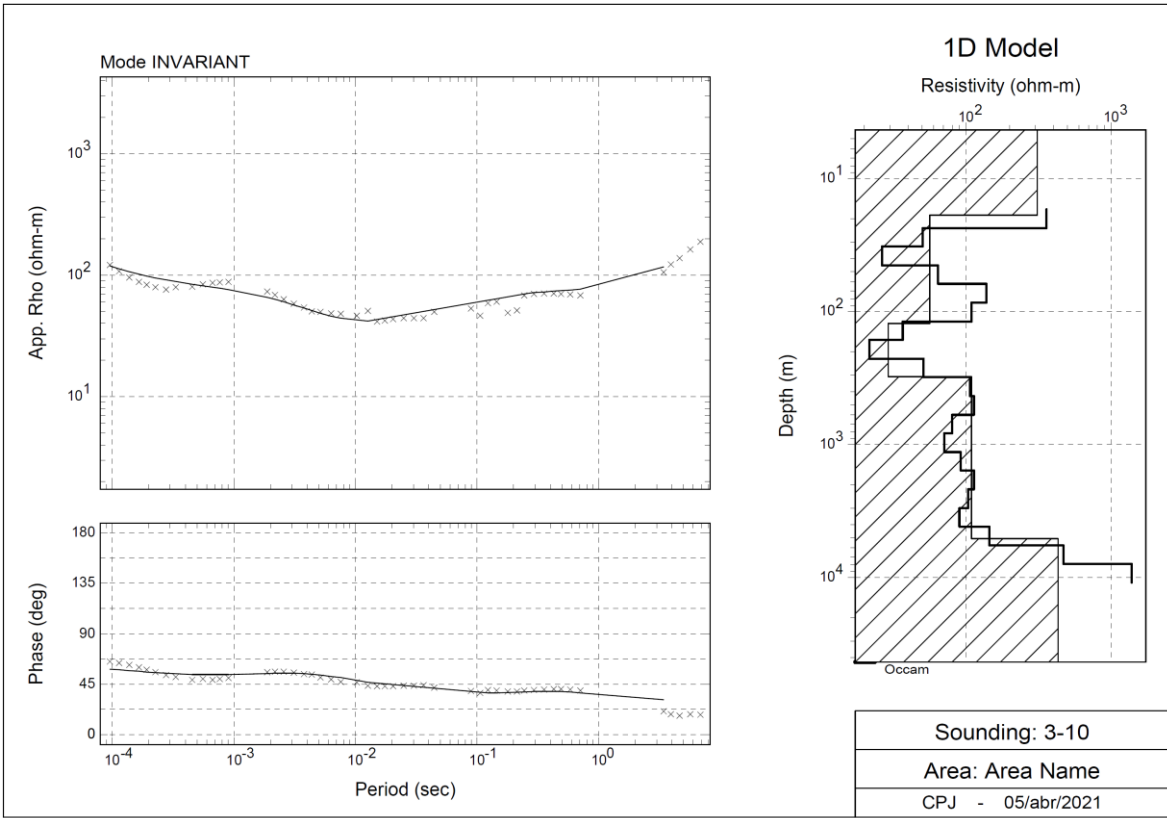












ANEXO 4 – Secciones de pozos petroleros (CNH, 2017b)

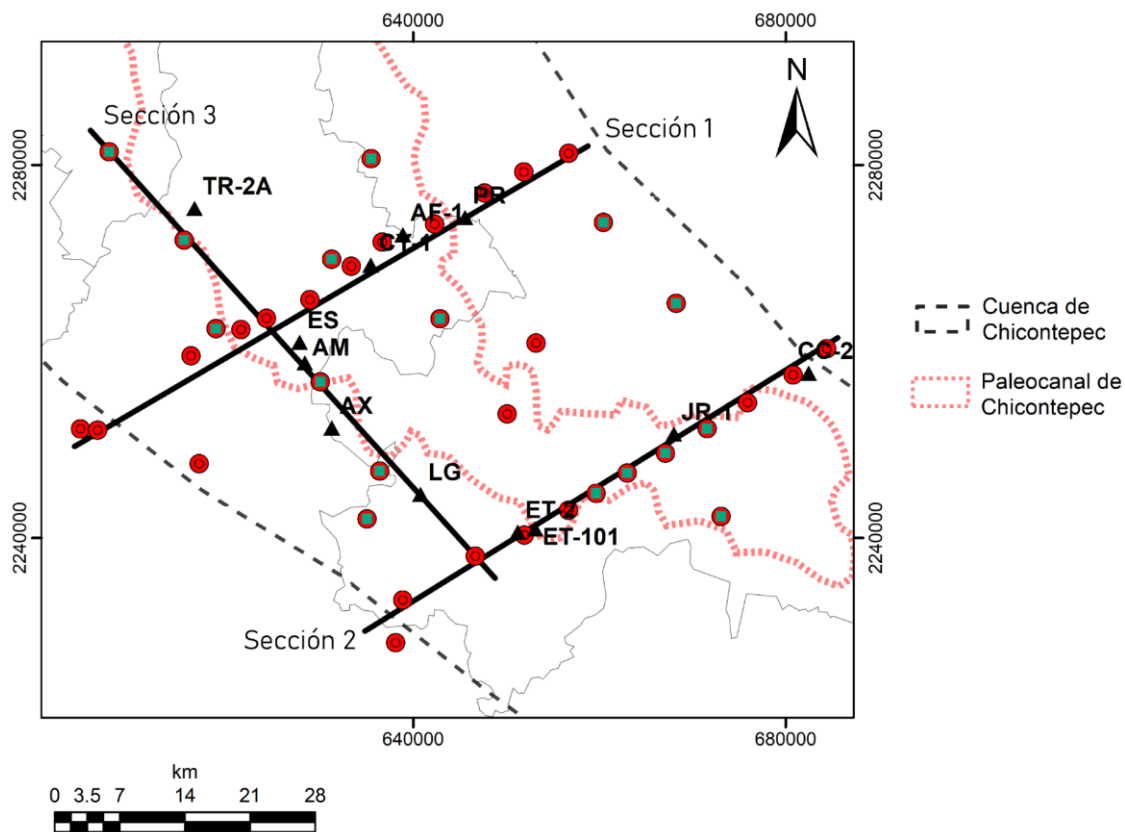


Fig. 2. Secciones con los pozos petroleros dentro de la porción centro-sur de la cuenca de Chicontepec.

SECCIÓN 1

A' _____ A

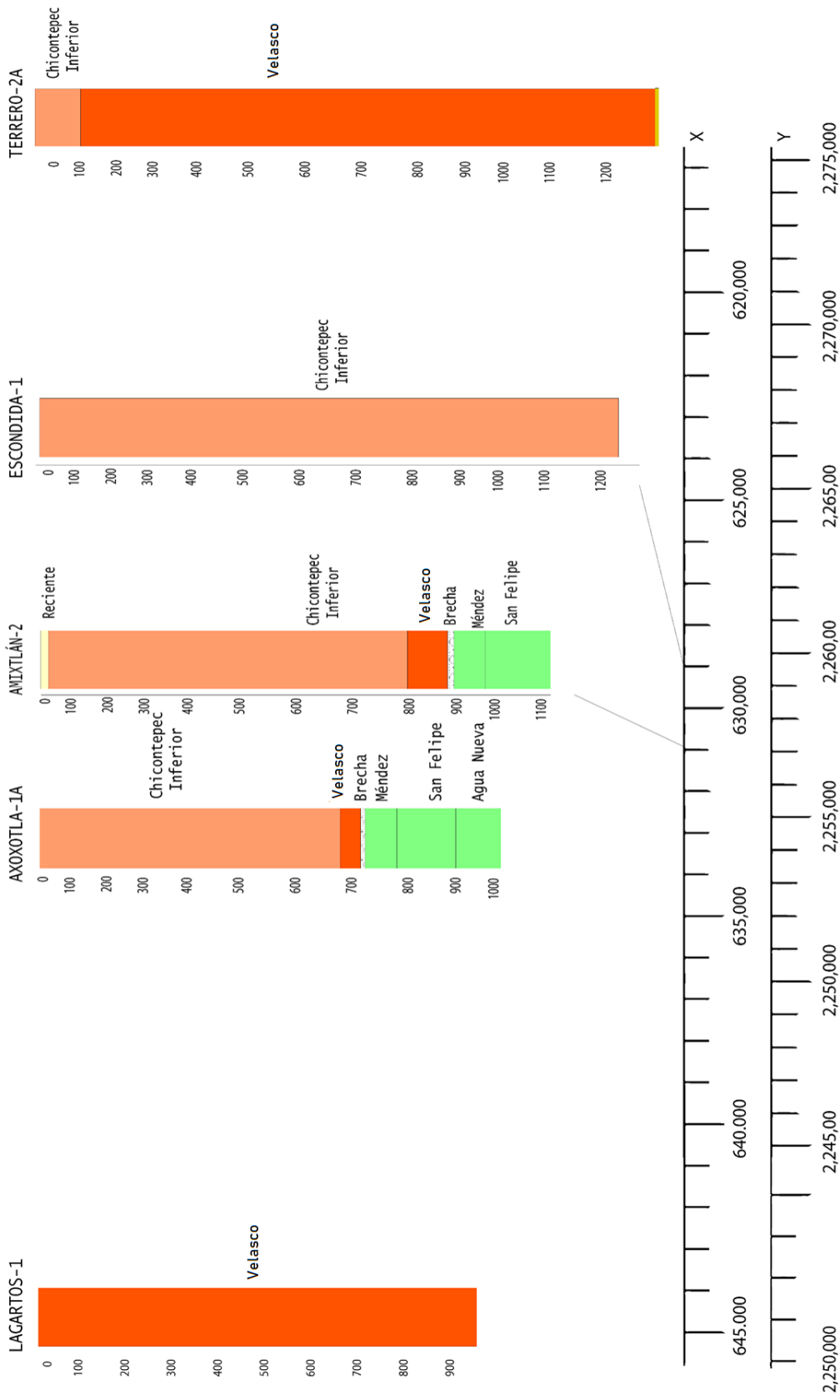


Fig. 3. Sección 1 con los pozos petroleros LG-1, AX, AM, ES, TR-2A; su estratigrafía y profundidades.

SECCIÓN 2

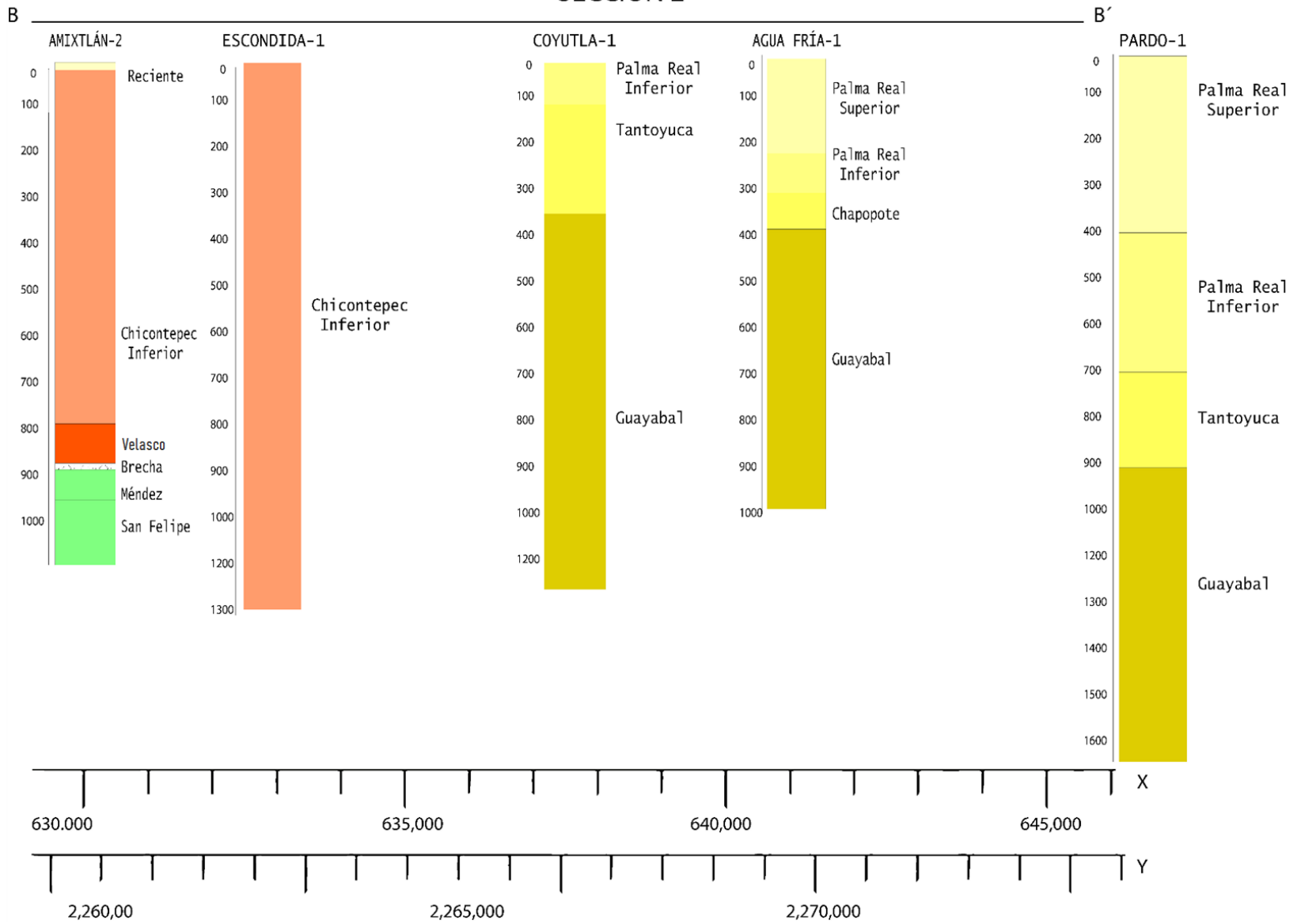


Fig. 4. Sección 2 con los pozos petroleros AM, ES, CY-1, AF-1, PR-1; su estratigrafía y profundidades.

SECCIÓN 3

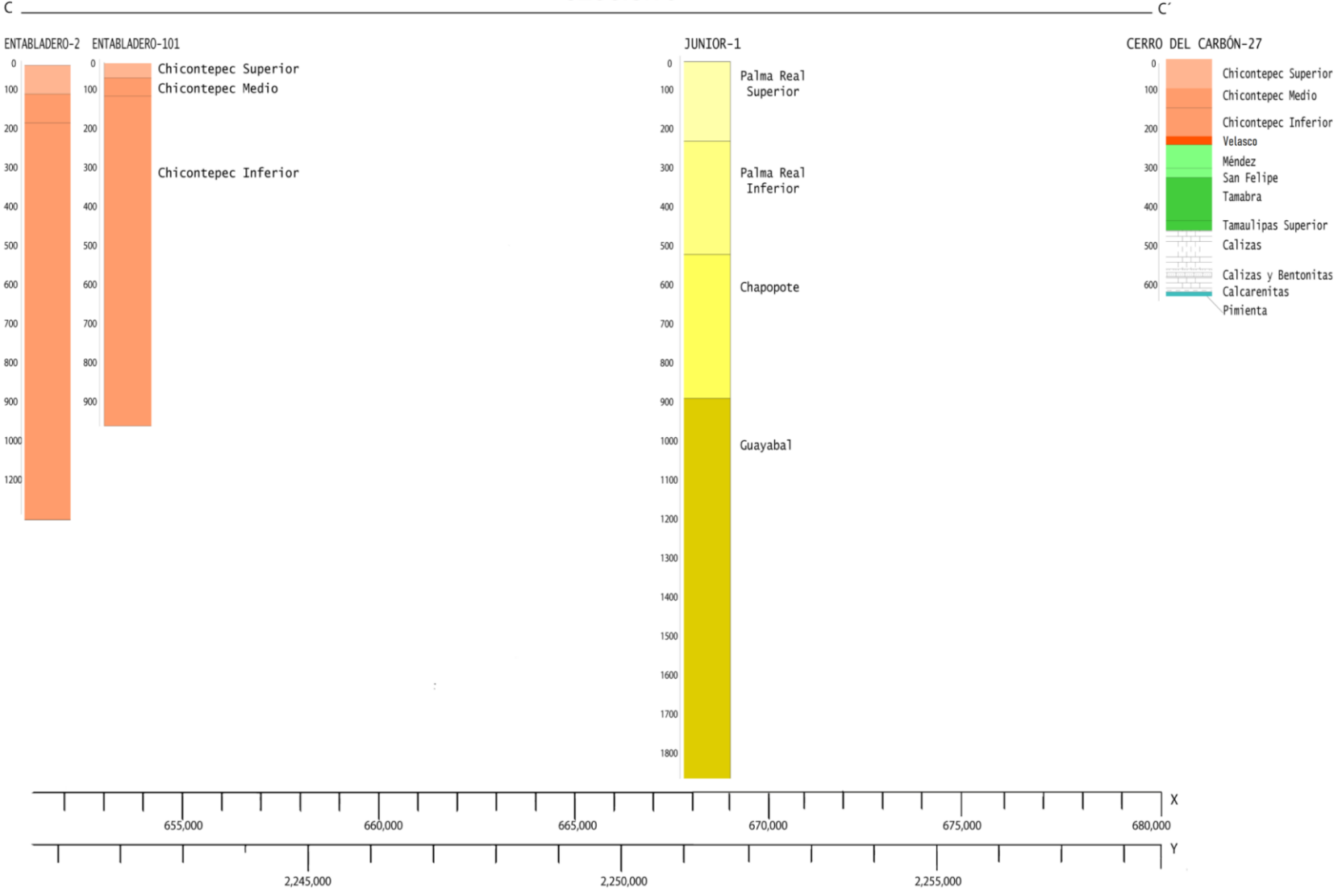


Fig. 5. Sección 3 con los pozos petroleros ET-2, ET-101, JR-1, CC-2; su estratigrafía y profundidades