Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada



Utilización de Ondas Electromagneticas para Detectar la Invasión de Agua Marina en el Acuifero del Valle de Maneadero en Ensonada, B, C.

TESIS MAESTRIA EN CIENCIAS

VIOLETA LUIAN FLORES

ENSENADA BAJA CFA, MEXICO AGOSTO DE 2006

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS EN CIENCIAS DE LA TIERRA CON ORIENTACIÓN EN GEOFÍSICA APLICADA

UTILIZACIÓN DE ONDAS ELECTROMAGNÉTICAS PARA DETECTAR LA INVASIÓN DE AGUA MARINA EN EL ACUÍFERO DE VALLE DE MANEADERO EN ENSENADA, B.C.

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

VIOLETA LUJAN FLORES

Ensenada, Baja California, México, Agosto del 2006.

TESIS DEFENDIDA POR Violeta Luján Flores, Y APROBADA POR EL SIGUIENT E COMITÉ Dr. José Maruel Romo Jones Director del Comité Dr. María Isabel Ramírez Aguilar M.C. Francisco Suárez Vidal Miembro del Comité Miembro del Comité 22 0 Dr. Rogelio Vázquez González Miembro del Comité 2 aul Ca Dr. Victor Manuel Wong Ortega Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla Coordinador del programa de postgrado en Ciencias de la Tierra Director de Estudios de Posgrado

21 de Agosto 2006

Resumen de tesis de Violeta Luján Flores, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias de la Tierra, con orientación en Geofísica Aplicada, Ensenada, Baja California. Agosto del 2006.

UTILIZACION DE ONDAS ELECTROMAGNETICAS PARA DETECTAR LA INVASION MARINA EN EL ACUIFERO DEL VALLE DE MANEADERO EN ENSENADA, BAJA CALIFORNIA.

Dr. José Manuel Romo Jones

Dr. Voser

Director de Tesis

Cuatro perfiles con sondeos audiomagnetotelúricos (AMT) fueron realizados para investigar la extensión de la invasión de agua marina en el acuífero costero de Valle de Maneadero. Se usaron los cuatro elementos del tensor de impedancia para calcular las impedancias invariantes serie y paralelo (s-p). Las impedancias s-p se invirtieron utilizando un algoritmo regularizado de Gauss-Newton, para obtener modelos 2D de la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo. La invasión de agua marina se manifiesta como zonas de baja resistividad en los perfiles. Además, los modelos revelan la profundidad del basamento y otras estructuras geológicas, en corcondancia con información de otros métodos geofísicos y geológicos. Con la resistividad de los modelos y suponiendo porosidades y coeficientes de cementación y textura constantes en la ley de Archie, inferimos en distintos puntos del perfil la calidad del agua. Como resultado de este análisis se obtiene una alta salinidad del agua en casi todo el acuífero. Los valores más altos de salinidad (30000 ppm) se encontraron en zonas cercanas a la playa, la calidad mejora conforme se avanza hacia el Este del Valle (1000 ppm). La salinidad del agua que inferimos está en acuerdo con salinidades medidas en diversos pozos del área. La inversión 2D de las impedancias S-P probó ser una herramienta valiosa para investigar las variaciones laterales de la resistividad eléctrica a profundidades someras. El cálculo de las impedancias S-P proveen una mejor alternativa para usar toda la información del tensor en aplicaciones de AMT, mejorando substancialmente las interpretaciones tradicionales, basadas en un

Palabras clave: exploración de agua subterránea, audiomagnetotelúrico, transformación serie-paralelo, resistividad eléctrica, Baja California.

Resumen aprobado por:

solo modo de polarización.

Abstract of the thesis submitted by Violeta Luján Flores as a partial requirement to obtain the grade of Master in Sciences Degree in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics Ensenada, Baja California, August, 2006.

USING ELECTROMAGNETIC WAVES TO DETECT THE SEAWATER INVASION AT THE AQUIFIER OF MANEADERO VALLEY, IN ENSENADA, BAJA CALIFORNIA.

Four audiomagnetotellurics (AMT) profiles were conducted to investigate the extension of seawater intrusion in a coastal aquifer close to Ensenada, Baja California, México. We use the four elements of the impedance tensor to calculate series and parallel (s-p) invariant impedances. The S-P responses and a Gauss-Newton regularized inversion were used to obtain 2-D models of the underground electrical resistivity distribution. The extension of the seawater contamination is clearly observed as low resistivity anomalies in the resulting models. In addition, the depth to the basement, as well as other geological structures revealed in the geoelectrical models, are in agreement with available geological and geophysical information. From the resistivity models and assuming constant porosities and cementation coefficients in Archie's law, we attempt the asses the water quality at different points along the profile. As expected, the results of this analysis show poor quality waters in the whole aquifer. The worst TDS values (30000ppm) close to the coast line with common improvement toward the east (1000ppm). The water resistivity values inferred from the geoelectrical models are in good agreement with those measured in several wells in the area. The 2-D inversion of S-P impedances proved to be a valuable tool to investigate lateral variations of the subsurface resistivity at shallow depth. The straightforward calculation of S-P impedances provides a suitable alternative of using the full tensor information in AMT applications, substantially improving traditional interpretations based only on one polarization mode.

Key words: groundwater exploration, audiomagnetotellurics, series-parallel transformation, electrical resistivity, Baja California.

Dedicatoria

A mi hija Alina Azul, por su constante ambición de aprender, crecer y ser feliz.

A mi padre Rubén, por su apoyo, dedicación, fuerza y cuidado de mi hija Alina.

A mi mamá, hermano.

A todas aquellas personas que me brindaron apoyo y ayuda en todo momento y que siempre van a estar en mi corazón. *La justicia es la verdad en acción*

Agradecimientos

Al Dr. José Romo Jones por haberme enseñado, ayudado y tenido paciencia en el desarrollo de está tesis. Cabe mencionar que es un gran ser humano, lleno de honestidad, inteligencia y alto sentido de justicia.

A los integrantes de mi comité Dr Rogelio Vázquez, MC Francisco Suárez y la Dra Isabel Ramírez por sus grandiosos comentarios y su constante interés de la tesis.

A todo el departamento de Ciencias de la Tierra, por su ayuda y especialmente a Daniel Peralta, Martha Barrera, Guadalupe Zepeda, Guadalupe Vázquez, José Mojarro, Conchita González, Alejandro Díaz, Humberto Benítez y Jaime Calderón.

A los Drs. Margarita López y Carlos Flores por su gran amistad, apoyo y conocimiento que me brindaron en está estancia en el CICESE.

A mis amigos Daniel, Diana, Neptalí, Carlos, Olga, Almendra, Emilia, Federico, Ileana, Miriam, Tenamaxtle, Leonardo, Víctor, Mónica, y Abel por su significativa amistad y su ayuda en todo este transcurso.

A todos mis compañeros del Cicese que siempre fueron grandes potencias en curso.

Al CICESE por aceptarme estudiar una maestría.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por el apoyo económico otorgado para la realización de esta Maestría con el numero 188737.

Violeta Luján Flores

CONTENIDO

I	Introducción	.1		
1.1	Objetivo	2		
1.2	Área de Estudio	3		
1.3	Geología	.3		
1.4	Situación Geohidrológica	.5		
1.5	Antecedentes	.8		
П	Metodología	14		
II.1	El método Audiomagnetotelúrico (AMT)	15		
11.2	Ecuaciones Fundamentales	16		
11.3	Audiomagnetotelúrico con fuente controlada (CSAMT)	20		
11.4	AMT con fuente hibrida (Natural-Controlada)	20		
11.5	Instrumentación	22		
111	Trabajo de Campo	28		
111.1	Ubicación de perfiles	28		
III.2	Descripción de la operación de campo	28		
111.3	Procesamiento de datos	32		
IV	Inversión 2D	38		
IV.1	Estimación de impedancias (Serie-Paralelo)	38		
IV.2	Modelación e Inversión en 2D	40		
IV.3	Búsqueda de modelos óptimos	43		
IV.4	Modelos obtenidos con los perfiles AMT	44		
V	Interpretación	59		
V.1	Profundidad de basamento y estructura de la cuenca	59		
V.2	Interpretación geoeléctrica	60		
V.3	Ley de Archie	64		
V.4	Estimación de calidad de Agua con base a los perfiles AMT	68		
V.5	Información geohidrológica adicional	72		
VI	Conclusiones y Recomendaciones	90		
Literatura Citada				
Apéndice				

Lista de Figuras

Página

Figura 1. Localización del Valle de Maneadero y subcuecas hidrológicas 11
Figura 2. Mapa geológico del área de estudio (Gastil et al. 1975) 12
Figura 3. Columnas litológicas de algunos pozos de área (modificada por
Sarmiento, 1996)
Figura 4. Espectro de frecuencia del campo magnético natural 24
Figura 5. Esquema de equipo Stratagem
Figura 6. Diagrama a bloques de la instrumentación 26
Figura 7. Ejemplo de series de tiempo observadas en campo 27
Figura 8. Localización de perfiles AMT en el Valle de Maneadero 33
Figura 9. Arreglo de sensores en campo
Figura 10. Transformación al dominio de la frecuencia y estimación de notencias
35
Figura 11. Estimación de potencias promedio 36
Figura 12. Resistividad aparente, fase y coherencia en uno de los sitios
observados
Figura 13. Curva L
Figura 14. Convergencia del rms con el numero de iteraciones 50
Figura 15. Curva L Modelo 1
Figura 16. Seudosecciones de datos observados, calculados y desajuste para el
modelo 1
Figura 17. Curva L Modelo 2
Figura 18. Seudosecciones de datos observados, calculados y desajuste para el
modelo 2
Figura 19. Curva L Modelo 3
Figura 20. Seudosecciones de datos observados, calculados y desajuste para el
modelo 3
Figura 21. Curva L modelo 457
Figura 22. Seudosecciones de datos observados, calculados y desajuste para el
modelo 4
Figura 23. Profundidad de basamento (modificado por Pérez et al., 2004).75
Figura 24. Perfiles geoeléctricos con basamento
Figura 25. Salinidad vs Resistividad del fluido(a), keller para varias
sales
Figura 26. Ley de Archie para varios parámetros a y m
Figura 27. Ley de Archie para distintas STD
Figura 28. Ley de Archie para distintas porosidades
Figura 29. Ley de Archie porosidad vs rho roca con arcilla
Figura 30. Ley de Archie std vs rho roca con arcilla

Lista de Figuras (continuación)

Figura 31. Perfil 1 análisis de salinidad	.83
Figura 32. Perfil 2 análisis de salinidad	.84
Figura 33. Perfil 3 análisis de salinidad	85
Figura 34. Perfil 4 análisis de salinidad	86
Figura 35. Sólidos totales disueltos 1976, (Espinosa Flores, 1978)	.87
Daesslé	88
Figura 37.Figura de análisis de salinidad para todos los perfiles a 50m de profundidad	89

I Introducción

En pocos años, la disponibilidad del agua en el Estado de Baja California será insuficiente para enfrentar la creciente demanda del recurso para uso agrícola, industrial y doméstico. En particular, en la ciudad de Ensenada el abasto de agua es actualmente de alrededor de 785 l/s, en tanto que, el consumo es del mismo orden, es decir que toda el agua disponible se está consumiendo.

Actualmente, el 75% del volumen de agua que se utiliza en la ciudad se extrae del subsuelo: 220 l/s del valle de Maneadero, al sur de la ciudad; 225 l/s del valle de Guadalupe, ~ 20 km al norte de Ensenada; y 150 l/s del arroyo de la Misión, que se encuentra localizado 30 km al noreste de Ensenada (CNA, 2002). Es por esto que se hace necesario un mejor conocimiento de la cantidad y de la calidad del agua subterránea disponible en los acuíferos que actualmente se explotan y en otras posibles fuentes de abastecimiento.

Una de las herramientas más útiles para detectar la presencia de agua en el subsuelo son los métodos geofísicos, particularmente aquellos que son sensibles a la conductividad eléctrica de las rocas. La conductividad eléctrica de las rocas del subsuelo se incrementa con la presencia de fluidos, con su salinidad y con el grado de interconexión entre los espacios porosos (Keller, 1988). Por otro lado, los cambios en la conductividad eléctrica del subsuelo pueden detectarse desde la superficie, midiendo campos eléctricos y/o magnéticos que se distorsionan en presencia de zonas conductoras en el subsuelo (Orellana, 1972; McNeil, 1990).

En el Departamento de Geofísica Aplicada del CICESE se trabaja en el proyecto: "Desarrollo y prueba de metodología geofísica para evaluar la vulnerabilidad del agua subterránea en Baja California". El objetivo del proyecto es investigar la conductividad eléctrica del subsuelo, utilizando ondas electromagnéticas en la banda de frecuencia de 10 Hz a 100 kHz. El proyecto pretende integrar una metodología de exploración geofísica que ofrezca ventajas sobre los métodos utilizados tradicionalmente, incorporando los avances más recientes en las áreas de instrumentación geofísica, procesamiento de datos y simulación numérica del subsuelo.

I.1 Objetivo

El presente trabajo de tesis forma parte integral del proyecto mencionado anteriormente, y tiene como objetivo probar la metodología del AMT en el Valle de Maneadero, en donde existe un acuífero costero que ha sido invadido por agua marina. Se verificará si la metodología desarrollada puede aportar información sobre el avance de la invasión de agua marina y sobre la salinidad del agua dulce actualmente disponible en el acuífero.

1.2 Área de estudio

El valle de Maneadero es una pequeña cuenca sedimentaria con una extensión de alrededor de 33 km² que se localiza 12 km al sur de la ciudad de Ensenada, Baja California entre los limites 31° 41' a 31° 45' latitud norte, y 116° 34' a 116 ° 38' longitud oeste (Figura 1). La cuenca alberga un acuífero costero, de tipo libre, conectado hidráulicamente al Océano Pacífico, que constituye uno de los principales abastecimientos de agua potable para la ciudad de Ensenada. La recarga del acuífero de Maneadero proviene del agua captada en las subcuencas hidrológicas correspondientes a los arroyos San Carlos (863 km²) y Las Ánimas (1008 km²). La explotación del acuífero inició en 1937 con 11 aprovechamientos (Espinosa-Flores, 1978) y actualmente se tienen cerca de 338 pozos profundos (< 100 m), 175 pozos a cielo abierto y 9 manantiales (CNA, 2002).

1.3 Geología

El valle de Maneadero es una pequeña cuenca sedimentaria, rellena de los sedimentos productos de la erosión de formaciones geológicas más antiguas que lo rodean y que han sido transportados por los escurrimientos hacia las zonas bajas de la cuenca (Figura 2). Al parecer la cuenca se origina en el Mesozoico (Jurásico Tardío-Cretácico), cuando el bloque peninsular sufre un levantamiento tectónico que acelera la erosión de las partes altas y forma cañadas profundas, a través de las cuales se descargan sedimentos hacia la costa del Pacífico (Gastil et al., 1975). El valle es una estructura en forma de semigraben, limitado al sur por

la Falla de Agua Blanca, la cual es una falla activa (Suárez et al., 1991; Pérez et al., 2004).

El basamento está formado por rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Alisitos, afectadas por cuerpos graníticos intrusivos del batolito peninsular. La Formación Alisitos del Cretácico temprano (Aptiano-Albiano), está compuesta de andesitas y material piroclástico. Allison (1955) la describe como una secuencia de 1790 m de estratos delgados de tobas cubiertas por 1500 m de lodos (arcillas) y, en menor proporción por areniscas. Descansando sobre los lodos existe más de 2000 m de roca volcánica piroclástica y epiclástica intermedia y andesita porfirítica (Minch, 1967; Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 2000).

Es probable que en el fondo de la cuenca se encuentren rocas del Grupo Rosario, el cual descansa discordantemente sobre la Fm. Alisitos. El Grupo Rosario está compuesto por sedimentos pobremente consolidados de tipo marino del Cretácico Tardío (Suárez, 2006; Abbott et al., 1993). Esta formación aflora al sur del valle de Maneadero y en la península de Punta Banda (Figura 2). El Grupo Rosario tiene tres miembros diferenciados, de los cuales el miembro medio y el superior han sido identificados al norte de Ensenada (Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 2000). El miembro medio está compuesto por sedimentos que varían entre areniscas de grano medio a fino, ínter-estratificadas con lutitas y lodolitas, arenas y limos, así como con conglomerados. El miembro superior es un conglomerado con clastos con diámetros entre 2 y 20 cm predominando los de 10 cm. Los fragmentos están bien redondeados, mal seleccionados y bien consolidados en una matriz arenosa; sus estratos son de diferente espesor, de 0.4 a 5 m, predominando los gruesos; en su parte inferior se intercala con areniscas y en menor proporción con lodolitas. Los contactos entre el Miembro Medio y Superior son transicionales (Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 2000). En el valle de Ensenada la secuencia sedimentaria de la Formación Rosario es predominantemente arenosa, sin embargo tiende a mostrarse más conglomerática en los sectores central y meridional del valle, lo cual se considera como la zona en donde la unidad presenta los mayores índices de permeabilidad. Discordantemente sobreyacen a la roca de la Fm Rosario, una secuencia de materiales granulares con buenos índices de permeabilidad, representados por arenas de grano medio a fino, arcillas y cuerpos de conglomerados, los cuales fueron depositados en los cauces de los arroyos provenientes de las zonas montañosas, así como en las zonas de talud al pie de las prominencias topográficas.

1.4 Situación geohidrológica

El acuífero de Maneadero se encuentra alojado en los depósitos sedimentarios de Cuaternario-Reciente, que corresponden a materiales aluviales integrados por arenas de diferente granulometría, gravas, gravillas, arcillas y cantos rodados. Sarmiento (1996) describe las columnas litológicas encontradas en 10 pozos distribuidos en el área de estudio. En la Figura 3 se muestra la correlación que la mencionada autora hace entre varios de estos pozos. Pueden distinguirse dos unidades, una de ellas constituida por gravas y arenas que representan una *facies*

de canal de espesor variable intercalada con una *facies de banco* compuesta por arenas y arcillas. En el pozo 356 se observa un estrato depositado en un ambiente marino representado por arenas fosilíferas.

El acuífero de maneadero se considera un acuífero costero de tipo libre, conectado hidráulicamente con el Océano Pacífico. Esta última condición propicia que el agua marina se infiltre por debajo del agua dulce debido a su mayor densidad. Normalmente, cuando existen condiciones de equilibrio hidrostático la ubicación de la interfaz está en función del contraste de densidad entre agua dulce y agua salada, y de la diferencia de elevaciones entre el nivel freático y el nivel del mar. Cuando se rompe este equilibrio, la invasión de agua marina puede ser muy severa, dependiendo de la conductividad hidráulica del material que constituye en acuífero. En el acuífero del valle de Maneadero la sobreexplotación, sumada a la poca recarga anual, son condiciones que han propiciado la intrusión marina y la consecuente degradación del sistema del acuífero.

Como resultado de un censo realizado por CNA en 1997 se localizaron 522 aprovechamientos, correspondientes a 338 pozos "profundos" (< 100 m), 175 pozos a cielo abierto y 9 manantiales. Del total de pozos profundos, 243 se encontraron activos, 84 inactivos y 11 destruidos. En relación con norias, 86 se reportan activas, 46 inactivas y 43 destruidas. El total de aprovechamientos activos es de 338.

La sobre-explotación del acuífero de Maneadero y la consecuente invasión de agua marina se reconoce desde hace 30 años (Espinosa-Flores, 1978). La

extracción actual es de aproximadamente 25.7x10⁶ m³ al año y la recarga se estima en 20.8 x10⁶ m³ al año, lo que arroja un balance negativo que está llevando al deterioro paulatino del acuífero.

En el estado de Baja California la precipitación media anual ha sido del orden de 300 mm/año en los últimos 50 años (Daesslé, 2004). Las temporadas de mayor precipitación fueron de 750 mm/año en 1978 y 700 mm/año en 1983. Aunque, después de estas temporadas lluviosas el acuífero ha tenido una recuperación relativa, la extracción también se ha incrementado por lo que el balance es negativo. Resultando un avance importante de la invasión de agua marina (CNA 2002).

Daesslé et al. (2004) analizaron los sólidos totales disueltos (STD) en 25 pozos distribuidos dentro del valle y determinan que la invasión de agua marina ha progresado rápidamente en la parte central y en la zona de costa alcanzando cifras de 9.6 g/l.

1.5 Antecedentes

El acuífero de Valle de Maneadero ha sido estudiado desde distintos puntos de vista por varios autores. Los primeros trabajos geofísicos se realizaron por tesistas de la Universidad estatal de San Diego en la década de 1970 (James, 1971; Petrick, 1972; Standstra, 1972; Phole, 1977; Dowdy, 1977).

Espinosa-Flores (1978) realizó un estudio geohidrológico en donde reporta un descenso paulatino (1973-1976) del nivel estático, provocado por la extracción excesiva, también reportó el avance de la invasión de agua marina en la zona cercana a la costa, manifestada en algunos pozos con valores de 1000 a 2000 ppm de sólidos totales disueltos (STD).

Vázquez (1980) realizo un estudio de métodos potenciales y con esto estimó la profundidad al basamento en el valle utilizando gravimetría. Y obtuvo una profundidad máxima de 600 m en la parte Noroeste. Otro de sus resultados fue que la interfaz agua salobre/dulce se profundiza hacia el Este conforme se aleja de la costa.

Fabriol et al. (1982) utilizaron resistividad con corriente directa (c.d.), autopotencial, razón de campo telúrico colineal, y la gravimetría de Vázquez (1980), para estudiar los principales rasgos estructurales y geohidrológicos del valle de Maneadero. Encontraron que el espesor de sedimentos aumenta de este a oeste con un valor máximo de 580 m cerca de la costa. El contraste de densidad entre los sedimentos que rellenan el valle y las rocas del basamento que utilizaron es de 0.7 g/cm³. Con el campo telúrico a 8 Hz y a .04 Hz encuentran que la conductividad eléctrica aumenta hacia el oeste, también encuentran indicios de la existencia de lentes de agua dulce superpuestas a un medio más salado.

Cruz (1986) realizó un estudio de gravimetría en el arroyo de San Carlos para estimar una aproximación de la capacidad de la cuenca Maneadero-Chapultepec, y calculó la profundidad al basamento a 650 m y estimó la capacidad de almacenamiento de la cuenca 2.94×10^9 m³ $\pm 4.10 \times 10^8$ con variaciones de 4.5 a 8.5 m en el nivel freático.

Agüero (1986) describe algunos rasgos estructurales que existen en la bahía de Todos Santos, como son el alto del basamento que separa las cuencas de Ensenada y del Valle de Maneadero.

Vega (1989) utilizó los métodos de resistividad c.d. y polarización inducida para determinar que la interfaz agua salobre/dulce se desplazó tierra adentro cerca de 500 m en un periodo de 10 años 1980-1989. Sarmiento (1996) propuso un modelo numérico del flujo para simular el comportamiento hidráulico del acuífero, encuentra que la mayor recarga del acuífero es subterránea, con un promedio de 16x10⁶ m³/año, ligada a los cauces de los arroyos San Carlos y el Zorrillo.

El estudio geofísico más reciente es el de Pérez-Flores et al. (2004) quienes integran datos magnéticos y gravimétricos para obtener un modelo tridimensional del basamento en la bahía de Todos Santos. Encuentran una cuenca muy bien desarrollada con la parte más profunda, 1650 m, en la bahía de Ensenada. El Valle de Maneadero forma parte de la misma cuenca y su parte más profunda, 900 m, se encuentra cerca de la laguna costera de Punta Banda.

Varios autores reportan estudios de acuíferos utilizando métodos geofísicos electromagnéticos, particularmente el método magnetotelúrico (MT) y el audiomagnetotelúrico (AMT). Giroux et al. (1997) utilizaron MT para estudiar un acuífero profundo (~ 500 m) en Senegal y para estimar la porosidad efectiva utilizando la fórmula de Archie (1942).

Unsworth et al. (2005) utilizaron MT para investigar la interfaz agua dulce agua salada en una isla de Amchitka Alaska, y estudian las relaciones entre la resistividad la porosidad y la salinidad, en función de la profundidad.

Chouteu et al. (1994) usaron el AMT/MT para determinar la geometría de un acuífero de Santa Catarina en el Estado de México, y para encontrar una fuente de contaminación de este acuífero.

Ritz et al. (1997), Nichols et al. (1994) han utilizado el AMT para estudiar la interfaz agua dulce/agua salobre en acuíferos costeros. Sus interpretaciones se basan en modelos uni-dimensionales y utilizan solamente una parte de la información que proporciona la observación de ambas componentes horizontales de los campos electromagnéticos.

En este trabajo se utilizó el método AMT con la diferencia que se empleó toda la información proporcionada por las observaciones, haciendo uso de una nueva metodología para estimar impedancias invariantes (Romo et al., 2005). Adicionalmente, nuestra interpretación está basada en la inversión en 2-D, por lo que podremos detectar variaciones laterales de la resistividad del subsuelo.



Figura 1. Localización de Valle de Maneadero y subcuencas que lo abastecen.



Figura 2. Mapa geológico del área de estudio. (Gastil et al., 1975).



Figura 3. Columnas litológicas de algunos pozos del área (modificada de Sarmiento, 1996).

II.Metodología

Los métodos geofísicos que se utilizan tradicionalmente para la exploración de agua subterránea son aquellos que son sensibles a la conductividad eléctrica del subsuelo. Esto es el resultado de que la conductividad eléctrica de las rocas depende del contenido de fluidos, de la conductividad de los mismos y del grado de interconexión de los espacios porosos en la roca. Entre los métodos geofísicos más utilizados se encuentra el de resistividad con corriente directa (Orellana, 1972), particularmente en su modalidad de sondeos eléctricos verticales (SEV). Recientemente, los métodos electromagnéticos con perfilaje con bobinas electromagnéticas (loop-loop EM), el VLF ("Very Low Frequency"), los transitorios electromagnéticos (TDEM), el audio-magnetotelúrico (AMT) y audio-magnetotelúrico con fuente controlada (CSAMT), se han empezado a utilizar en problemas geohidrológicos (McNeill, 1990). La manera más simple de interpretar las observaciones es suponiendo que el subsuelo está formado por capas horizontales y/o que la resistividad de las rocas varía exclusivamente con la profundidad y no lateralmente (Hagemeyer y Stewart, 1990). Este tipo de interpretación tiene limitaciones cuando se trabaja en regiones donde se sabe que en el subsuelo existen contrastes laterales de resistividad, como es el caso de la invasión de agua marina en un acuífero costero. En este trabajo utilizamos el método AMT con la particularidad de que en la banda alta frecuencia (750Hz-92kHz) utilizamos una fuente artificial para reforzar la señal natural (Nichols, et al.,

1994). Por otro parte, a diferencia de los métodos tradicionales, para la interpretación, supondremos que la resistividad cambia no solamente con la profundidad sino también lateralmente; por lo que, podemos obtener imágenes bidimensionales de la resistividad del subsuelo.

II.1 El método audio-magnetotelúrico (AMT)

El académico ruso Tikhonov (1950) y el geofísico francés Louis Cagniard (1953) plantearon por primera vez la posibilidad de utilizar el campo electromagnético natural para investigar el interior de la Tierra, fincando las bases de lo que hoy se conoce como el método magnetotelúrico (MT). El MT es una herramienta de investigación regional que puede alcanzar varias decenas de kilómetros de profundidad, utilizando frecuencias en la banda de 0.001 a 100 Hz (Vozoff, 1991). Una extensión de este método es el que se conoce como audio-magnetotelúrico (AMT), el cual utiliza una banda de más alta frecuencia (10 Hz a 100 kHz), por lo que su utilidad está en la investigación de los primeros cientos de metros por debajo de la superficie McNeill (1990).

La fuente de estos campos son las tormentas eléctricas que ocurren alrededor del globo. Las descargas de corriente entre las nubes y la Tierra generan intensos campos electromagnéticos cuya energía se queda atrapada en la cavidad formada entre la ionósfera y la superficie terrestre. Esta energía electromagnética natural se distribuye en una amplia banda de frecuencias (Figura 4). Los campos electromagnéticos que inciden en la superficie de la Tierra inducen corrientes

eléctricas en el subsuelo (corrientes telúricas). Estas corrientes se propagan en el subsuelo y se deforman según encuentran zonas conductoras o resistivas. El efecto puede medirse desde la superficie y utilizarse para investigar la distribución de la conductividad en el subsuelo. Las frecuencias altas se atenúan cerca de la superficie mientras que las más bajas penetran un poco más, de manera que el registro de una banda ancha de frecuencia, contiene información de la resistividad del subsuelo en un intervalo amplio de profundidades. Las frecuencias usualmente registradas con el método AMT normalmente contienen información de los primeros 500 m de espesor, y en situaciones particulares algunos cientos de metros más.

II.2 Ecuaciones Fundamentales

La característica básica de estos métodos es que suponen que los campos inciden en la superficie de la tierra como ondas planas uniformes. La propagación de estas ondas en el interior de la tierra esta gobernada por la ecuación

$$\nabla^{2}\mathbf{E} + (\mu\varepsilon\omega^{2} - i\mu\sigma\omega)\mathbf{E} = 0$$

$$\nabla^{2}\mathbf{H} + (\mu\varepsilon\omega^{2} - i\mu\sigma\omega)\mathbf{H} = 0$$
(1)

donde

σ	conductividad eléctrica	Siemens / m
μ	permeabilidad magnética	Henrios / m
3	permitividad dieléctrica	Faradios / m
ω	es frecuencia angular	radianes
Е	campo eléctrico	Volts / m
Н	campo magnético	Amperios / m

Para frecuencias menores que 10^5 Hz y considerando el rango de valores típicos de σ en las rocas de la corteza de la Tierra, resulta que

$$\mu\varepsilon\omega^2 << \mu\sigma\omega \tag{2}$$

Por lo que las ecuaciones (1) se convierten en

$$\nabla^{2}\mathbf{E} - i\mu\sigma\omega \mathbf{E} = 0$$

$$\nabla^{2}\mathbf{H} - i\mu\sigma\omega \mathbf{H} = 0$$
(3)

Estas ecuaciones (3) se conocen como ecuaciones de difusión e implican que los campos se atenúan fuertemente a medida que se propagan. Una medida de la atenuación se conoce como "penetración nominal" o "skin depth", y se define como la distancia δ a la cual la amplitud de la onda decrece por un factor de e^{-1} (37%).

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \tag{4}$$

considerando $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \, \text{y} \, \omega = 2\pi f$, la penetración nominal es

$$\delta = 503 \sqrt{\frac{1}{f\sigma}} = 503 \sqrt{\rho T} \quad (m) \tag{5}$$

donde f es frecuencia en Hertz y T es su inverso, el período, en segundos.

Cuando consideramos la frecuencia más baja utilizada en AMT (10 Hz) y una resistividad de 10 Ohm-m, resulta que la penetración nominal es del orden de 500 m. En terrenos más resistivos la penetración será mayor, mientras que en terrenos más conductores la penetración es menor.

En un medio homogéneo, las componentes horizontales de los campos E y H, se relacionan como

$$E_{y} = -\sqrt{\frac{i\omega\mu}{\sigma}}H_{x}$$

$$E_{x} = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\sigma}}H_{y}$$
(6)

La razón entre las amplitudes de E y H es inversamente proporcional a la conductividad del medio, y su diferencia de fase se mantiene constante e igual a 45°

$$\frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x} = \sqrt{\frac{\omega\mu}{\sigma}} e^{i\frac{\pi}{4}}$$
(7)

La conductividad del medio homogéneo, o su inverso la resistividad, puede encontrarse conociendo las componentes horizontales de los campos,

$$\frac{1}{\sigma} = \rho = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2$$
(8)

Cuando el medio no es homogéneo, las componentes horizontales de los campos medidos en la superficie se relacionan como

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$
(9)

en donde Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}, es una impedancia de superficie. En la ecuación (9)

$$\mathbf{Z} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}$$
(10)

es conocido como el tensor de impedancia. Con cada una de las componentes del tensor puede calcularse una resistividad aparente, por ejemplo

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu} \left| Z_{xy} \right|^2 \tag{11}$$

y una diferencia de fase

$$\phi_{xy} = \tan^{-1} \left(\frac{\Im m(Z_{xy})}{\Re e(Z_{xy})} \right)$$
(12)

La resistividad aparente y la fase son cantidades que pueden calcularse con los campos medidos en la superficie de la tierra, pero que dependen de la distribución de la resistividad en el interior del subsuelo. La metodología consiste en medir los campos electromagnéticos en la superficie, estimar resistividades aparentes y fases, y utilizar estas para encontrar la distribución de resistividad en el subsuelo. La impedancia de superficie, y en consecuencia la resistividad aparente y la fase, son funciones de la frecuencia. Mientras más baja es la frecuencia, mayor es la penetración de las ondas y la impedancia contendrá información del subsuelo a mayor profundidad. Por el contrario, las altas frecuencias se atenúan cerca de la superficie y por lo tanto la impedancia a estas frecuencias estará influenciada por el medio más cercano a la superficie. Al registrar los campos en un rango grande de frecuencias, podremos obtener información en un intervalo de profundidad determinado por la frecuencia y por la conductividad del medio.

II.3 Audio-magnetotelúrico con fuente controlada (CSAMT)

Como la amplitud de las señales naturales es generalmente muy pequeña, es muy susceptible a contaminarse con ruido cultural. Para aliviar este problema Goldstein y Strangway (1975) proponen utilizar una fuente artificial, dando origen a lo que se conoce como audio-magnetotelúrico con fuente controlada. En este método se utiliza como fuente para inducir corrientes en el subsuelo, un dipolo eléctrico en contacto galvánico con la tierra. Se inyecta corriente alterna a varias frecuencias y se miden los campos electromagnéticos en sitios suficientemente alejados del transmisor. Se recomienda una distancia de al menos 3.5 skin depths (ecuación (5)) para asegurar que las observaciones se hacen en el campo lejano del transmisor, donde el frente de onda ya es plano. Para inyectar suficiente corriente se utilizan generadores de corriente movidos por motores de gasolina. Las frecuencias utilizadas están entre (0.1Hz-10kHz) y las mediciones se hacen frecuencia por frecuencia. En este caso, la impedancia solamente se puede calcular de manera escalar, midiendo el campo eléctrico paralelo al dipolo transmisor y el magnético perpendicular a él.

II.4 AMT con fuente híbrida (natural-controlada)

Una alternativa desarrollada en la Universidad de California, en Berkley, consiste en utilizar una fuente artificial solamente en la banda donde la señal natural es sumamente débil (750Hz-92Khz). Para ello desarrolló la Universidad de California en Berkley una antena transmisora consistente en dos espiras verticales, perpendiculares entre sí, que inducen campos senoidales con polarización aleatoria (Nichols *et al.*, 1994). Actualmente el equipo transmisor y receptor está disponible comercialmente y se conoce como equipo Stratagem. La antena transmisora debe colocarse al menos a 3 skin depths de distancia del sitio de mediciones. El receptor registra las variaciones temporales de los campos, tanto las naturales como las producidas por la antena transmisora. Se miden las dos componentes horizontales de ambos campos (eléctrico y magnético), por lo que puede estimarse el tensor de impedancia completo (ecuación (9)).

La Figura 5 Esquema del equipo Stratagem. muestra un esquema del equipo Stratagem. En la parte superior se muestra el transmisor con las espiras antes mencionadas, el cual opera con una batería de 12 volts. En la parte inferior se esquematizan los dos sensores (bobinas de inducción) para registrar las componentes horizontales del campo magnético, y cuatro electrodos conectados en un arreglo ortogonal para medir las dos componentes horizontales del campo eléctrico. Igualmente se muestra una caja con filtros y preamplificadotes para acondicionar las señales y enviarlas a la consola receptora.

El equipo es compacto y de fácil operación en el campo. Sus principales áreas de aplicación son: exploración geohidrológica, geotérmica, mineral y ambiental, así como el mapeo de estructuras superficiales (0 – 1 km).

II.5 Instrumentación

Stratagem es un equipo diseñado para trabajar con frecuencias en el rango de 10 Hz a 100 kHz, reforzándola con una antena transmisora que produce señales senoidales en la banda de 750 Hz a 92 kHz.

El transmisor tiene un momento magnético de 400 Am² y produce una secuencia de señales senoidales con 14 distintas frecuencias, en la banda de 750 Hz a 92 kHz. Cada frecuencia se transmite durante algunos segundos, entonces el transmisor cambia automáticamente a la siguiente frecuencia, hasta completar la secuencia. El receptor registra estas señales, junto con la señal natural y las procesa para obtener la estimación de las impedancias.

El microprocesador incluido en el receptor transforma las señales al dominio de la frecuencia y estima los cuatro elementos del tensor de impedancia; calcula curvas de resistividad aparente y de fase; así como, indicadores de la calidad de los datos. Toda la información se almacena en la memoria permanente del equipo y puede ser vaciada a una computadora portátil para su procesamiento en el laboratorio.

Las componentes horizontales del campo magnético (Hx Hy) se miden con un arreglo ortogonal de dos bobinas de inducción. Cada componente del campo eléctrico se mide con un par de electrodos separados 50 m entre sí.

En la Figura 6 se muestra un diagrama de flujo del sistema. Los sensores que captan señales de los campos eléctricos y magnéticos, las traducen a variaciones

22

de voltaje, y las envían hacia una primera etapa preamplificadora, formada por circuitos que realizan funciones de aumento en la amplitud de la señal y de filtraje. Un ejemplo de las señales de los campos electromagnéticos (series de tiempo) se visualiza en la Figura 7.

La segunda etapa del diagrama, muestra filtros pasa bandas que operan como redes que permiten o detienen el paso de un determinado grupo de frecuencias; además, de que los amplificadores aumentan la amplitud de las frecuencias ya cortadas por los filtros.

Por último, en el conversor analógico-digital la señal filtrada y amplificada se muestrea y se convierte a una secuencia numérica para procesarla y almacenarla en una computadora del equipo.



Figura 4. Espectro de frecuencias del campo magnético natural (modificado de Vozoff, 1991).



Receptor

Bobinas



Transmisor



Electrodos

Figura 5. Esquema del equipo Stratagem.



Figura 6. Diagrama de bloques de la instrumentación.


Figura 7. Ejemplo de Series de Tiempo tomadas en campo.

III Trabajo de campo

III.1 Ubicación de los perfiles

Con el objeto de estudiar la mayor área posible del Valle de Maneadero, se trazaron 4 perfiles con orientación aproximada E-W aprovechando los caminos y brechas que cruzan el área (Figura 8). El trabajo de campo se realizó en dos etapas, la primera etapa se efectuó durante dos semanas en el mes de Noviembre 2005 y la segunda etapa durante tres semanas en los meses Enero-Febrero 2006.

Se realizaron un total de 154 estaciones AMT a lo largo de los perfiles que tienen entre 5 y 6 km de longitud. En cada perfil se realizaron observaciones con separaciones de 100 m en la mayor parte de su extensión y con espaciamientos de 150 a 200 m en su parte más oriental. En cada estación se registraron las dos componentes horizontales del campo eléctrico y magnético en la banda de 10 Hz a 100 kHz.

III.2 Descripción de la operación de campo

Para iniciar la operación de campo se colocan en el terreno dos bobinas de inducción para medir las dos componentes ortogonales del campo magnético horizontal, también se colocan cuatro electrodos en un arreglo ortogonal para medir las dos componentes del campo eléctrico horizontal. Los electrodos forman dipolos eléctricos de 50 m de longitud como se muestra en la (Figura 9).

Una vez colocados los sensores, se programa el equipo, se inicia con las ganancias en los cuatro canales (Ex, Ey, Hx y Hy).

Se programó la adquisición de datos en tres bandas de frecuencia: la banda baja 10 Hz a 1 kHz; la banda media 500 Hz a 3 kHz; y la banda alta 750 Hz a 92 kHz. En cada banda se programa un número determinado de series de tiempo. En el presente estudio se programaron 24 segmentos para las bandas baja y media y dos conjuntos de 15 segmentos para la banda rápida. El número de segmentos se decide con base en la calidad de los datos; si los datos no tienen suficiente calidad estadística se pueden programar más segmentos. En la banda alta el número mínimo es de 15 segmentos ya que se requiere sincronizar con el tiempo de operación del transmisor. Cuando se termina la adquisición de cada banda, el equipo calcula y muestra en pantalla las curvas de resistividad aparente, fase y coherencia. Con base en la calidad de estas curvas se decide si es necesario tomar otro conjunto de datos.

Cuando se obtienen tres bandas con datos de buena calidad, se graban en el disco de la consola y se procede a la siguiente estación. En este trabajo, dada las condiciones de campo, el tiempo promedio en cada estación fue de alrededor de 30 minutos, 15 minutos de adquisición y 15 minutos para instalar y retirar los sensores.

En general los datos adquiridos en los cuatro perfiles son de calidad buena a regular. Los problemas principales para la adquisición de datos fueron ruido inducido por líneas de corriente eléctrica (240 volts a 60 Hz), así como la dificultad

para acceder a algunos sitios a causa de la intensa actividad agrícola. En el caso del perfil 4, se tuvieron problemas de polarización de la señal, posiblemente causados por la proximidad a la falla de Agua Blanca.

III.3 Procesamiento de datos

Las variaciones temporales de los campos electromagnéticos naturales (series de tiempo) se llevan al dominio de la frecuencia utilizando la transformada de Fourier, para estimar los respectivos espectros de amplitud y de fase de los cuatro campos medidos (Ex, Ey, Hx y Hy). Por ejemplo, para la componente x del campo eléctrico tenemos,

$$e_{x}(t) \Leftrightarrow E_{x}(\omega)$$

$$E_{x}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} e_{x}(t) e^{-i\omega t} dt$$

$$E_{x}(\omega) = \left| E_{x}(\omega) \right| e^{i\phi(\omega)}$$
(13)

donde $|E_x(\omega)|$ es el espectro de amplitud y $\phi(\omega)$ el de fase.

Con las estimaciones espectrales se calculan auto-potencias y potencias cruzadas combinando los espectros de todos los campos medidos (Figura 10). La estadística en las estimaciones espectrales va mejorando a medida que aumenta el número de segmentos de series de tiempo registradas. Este proceso se realiza para cada una de las bandas de frecuencia.

De la ecuación (9) se pueden escribir dos ecuaciones

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y$$
(14)

Para estimar los cuatro elementos del tensor de impedancia utilizando (14), se establece el siguiente sistema de ecuaciones

$$\langle E_{x}H_{y}^{*} \rangle = Z_{xx} \langle H_{x}H_{y}^{*} \rangle + Z_{xy} \langle H_{y}H_{y}^{*} \rangle$$

$$\langle E_{y}H_{y}^{*} \rangle = Z_{yx} \langle H_{x}H_{y}^{*} \rangle + Z_{yy} \langle H_{y}H_{y}^{*} \rangle$$

$$\langle E_{x}H_{x}^{*} \rangle = Z_{xx} \langle H_{x}H_{x}^{*} \rangle + Z_{xy} \langle H_{y}H_{x}^{*} \rangle$$

$$\langle E_{y}H_{x}^{*} \rangle = Z_{yx} \langle H_{x}H_{x}^{*} \rangle + Z_{yy} \langle H_{y}H_{x}^{*} \rangle$$

$$(15)$$

En donde los términos de la forma $\langle E_x H_y^* \rangle$ son estimaciones promedio de las potencias cruzadas entre dos campos medidos, realizadas con N segmentos de series de tiempo (Figura 11).

$$\left\langle E_{y}H_{x}^{*}\right\rangle =\frac{1}{N}\sum_{k=1}^{N}\left(E_{y}H_{x}^{*}\right)_{k}$$
(16)

La solución del sistema (15) es

$$Z_{xx} = \frac{1}{D} \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y^* \rangle - \langle E_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle$$

$$Z_{xy} = \frac{1}{D} \langle E_x H_y^* \rangle \langle H_x^* H_x^* \rangle - \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle$$

$$Z_{yx} = \frac{1}{D} \langle E_y H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y^* \rangle - \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle$$

$$Z_{yy} = \frac{1}{D} \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_x^* H_x^* \rangle - \langle E_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle$$

$$D = \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle$$
(17)

Una vez que se calculan los elementos del tensor de impedancia, se procede a calcular la resistividad aparente y la fase utilizando las ecuaciones (11) y (12).

En la Figura 12 se muestra un ejemplo de las curvas de resistividad aparente, fase y coherencia en uno de los sitios medidos. Para estimar la calidad de los datos se utiliza el coeficiente de coherencia, estimado como

$$coh(E_x, H_y) = \frac{\left|E_x H_y^*\right|}{\sqrt{\left(E_x E_x^*\right)\left(H_y H_y^*\right)}}$$
(18)

La correlación entre cada componente del campo eléctrico y la correspondiente componente perpendicular del campo magnético debe ser muy alta. Por esta razón, en el caso ideal la coherencia entre ambas debe ser igual a uno. En la práctica se considera que coherencias mayores de 0.7 están en un rango admisible.



Figura 8. Localización de perfiles AMT en el Valle de Maneadero.





Figura 9. Arreglo de sensores en el campo



Figura 10. Transformación al dominio de la frecuencia y estimación de potencias



Figura 11. Estimación de potencias promedio



Figura 12. Resistividad aparente, fase y coherencia en uno de los sitios medidos.

IV Inversión 2D

IV.1 Estimación de impedancias (serie-paralelo)

Romo et al. (2005) proponen una transformación del tensor de impedancia que lleva a obtener dos impedancias invariantes a la rotación y complementarias entre sí. Estas impedancias, denominadas serie y paralelo, ofrecen ventajas sobre las tradicionalmente utilizadas.

La transformación se aplica a la ecuación

$$\mathbf{E} = \mathbf{Z} \mathbf{H} \tag{19}$$

Donde E, es el vector de campo eléctrico horizontal, H es el vector de campo magnético horizontal y Z es el tensor de impedancia. La ecuación transformada queda

$$\mathbf{R}_{e}\mathbf{E} = \mathbf{R}_{e}\mathbf{Z}\mathbf{R}_{h}^{T}\mathbf{R}_{h}\mathbf{H}$$
(20)

donde \mathbf{R}_{e} y \mathbf{R}_{h} son transformaciones de la forma

$$R = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix}$$
(21)

en la que θ es una cantidad compleja $\theta = \alpha + i\beta$, por lo que puede escribirse como

$$R = \begin{pmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cosh \beta & i \operatorname{senh} \beta \\ -i \operatorname{senh} \beta & \cosh \beta \end{pmatrix}$$
(22)

El primer miembro de la ecuación (22) representa una rotación del tensor y el segundo es una modificación en la fase de los elementos del tensor.

Después de la transformación anterior, el nuevo tensor de impedancia tiene elementos nulos en la diagonal

$$\mathbf{Z}' = \mathbf{R}_{e} \mathbf{Z} \mathbf{R}_{h}^{T} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{1} \\ Z_{2} & 0 \end{pmatrix}$$
(23)

la transformación hace cero la diagonal y desacopla la ecuación tensorial original, en dos ecuaciones escalares independientes

$$\begin{pmatrix} E_1 \\ E_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_1 \\ Z_2 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_1 \\ H_2 \end{pmatrix}$$
(24)

Las dos impedancias principales que quedan en la ecuación (24) se combinan utilizando la analogía de los circuitos eléctricos con resistencias en serie y en paralelo. La impedancia equivalente en serie se calcula sumando los campos eléctricos (voltajes), mientras que la impedancia equivalente en paralelo, se calcula sumando los campos magnéticos (corrientes). Las impedancias serie y paralelo, Z_s y Z_p pueden escribirse en términos de los cuatro elementos del tensor original (Romo et al, 2005)

$$Z_{s} = \left(\frac{Z_{xx}^{2} + Z_{xy}^{2} + Z_{yy}^{2} + Z_{yx}^{2}}{2}\right)^{\frac{1}{2}}$$
(25)

$$Z_{p} = 2 \frac{Z_{yx} Z_{xy} - Z_{xx} Z_{yy}}{\left(Z_{xx}^{2} + Z_{xy}^{2} + Z_{yy}^{2} + Z_{yx}^{2}\right)^{1/2}}$$
(26)

Según Romo et al (2005) Z_s es sensible al efecto galvánico que se produce por acumulación de cargas en las interfaces de distinta resistividad, mientras que Z_p es sensible al efecto inductivo de la corriente viajando a lo largo de cuerpos conductores. Este comportamiento las hace complementarias a las impedancias por lo que pueden utilizarse para obtener modelos en 2-D, con la ventaja sobre los métodos convencionales, de que no es necesaria ninguna suposición adicional a priori sobre el rumbo de las estructuras.

Tradicionalmente los datos de AMT se interpretan suponiendo modelos 1-D en donde la resistividad solo cambia verticalmente. Por otra parte, para obtener esos modelos 1-D se utiliza una sola impedancia, muchas veces calculada utilizando solamente un par ortogonal de campos (Ex, Hy) o (Ey, Hx).

La facilidad con que se calculan las impedancias Serie-Paralelo facilita la modelación en 2-D y permite incorporar en los modelos la información contenida en los cuatro elementos del tensor.

IV.2 Modelación e inversión en 2-D

Para la modelación en 2-D el subsuelo se representa como un semiespacio (x-z), en donde una dimensión es la distancia horizontal y la otra la profundidad. El semiespacio se divide en un número determinado de celdas en las que la resistividad puede tomar distintos valores.

La modelación directa consiste en establecer el valor de resistividad de cada celda y calcular, utilizando la ecuación (3), los campos electromagnéticos en la superficie del modelo. Con estos campos, se puede calcular el tensor de impedancia y obtener curvas de resistividad aparente y fase, a las que se les llama la ''respuesta del modelo', o bien 'datos calculados o sintéticos', porque son obtenidos a partir de un modelo idealizado.

Cuando se tienen datos observados en el campo, la idea es encontrar algún modelo del subsuelo cuya respuesta se parezca lo más posible a las observaciones. Existen varias manera de tratar este problema, una de ellas es ensayar muchos modelos hasta encontrar uno que satisfaga las observaciones. Esto puede hacerse en forma automática mediante un proceso de optimización que consiste en acercarse paulatinamente a la solución siguiendo una serie de reglas matemáticamente establecidas. Este proceso se conoce como "inversión de datos" es un proceso inverso a la modelación, es decir: dado un conjunto de datos observados se busca un modelo que los explique.

El método de inversión utilizado en este trabajo fue desarrollado por Rodi y Mackie (2001) y modificado para trabajar con las impedancias s-p (Romo et al., 2005). El algoritmo parte de modelo inicial que se va modificando iterativamente hasta obtener una respuesta que ajusta a lo datos observados, dentro de un intervalo de incertidumbre preestablecido. El algoritmo trata de cumplir dos condiciones: 1) Ajustar los datos observados, y 2) hacerlo con un modelo lo más suave posible. Estas condiciones se expresan matemáticamente con la minimización de la función

$$S(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - F(\mathbf{m}))^{T} \mathbf{R}_{dd}^{-1} (\mathbf{d} - F(\mathbf{m})) + \tau \|L(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{0})\|^{2}$$
(27)

donde

 $S(\mathbf{m}) =$ Función objetivo $F(\mathbf{m}) =$ Respuesta del modelo $\mathbf{d} =$ Datos observados $\mathbf{m} =$ Parámetros del modelo $\mathbf{R}_{dd} =$ Incertidumbre en los datos $\tau =$ Factor de regularización $L(\mathbf{m}) =$ Operador de Laplace

El vector m contiene la resistividad de cada una de las celdas que forman el modelo; la función $F(\mathbf{m})$ representa la respuesta del modelo, es decir las curvas de resistividad aparente y fase; d son los datos observados; la matriz \mathbf{R}_{dd}^{-1} representa la incertidumbre en los datos observados. El primer miembro de la ecuación (27) tiene por objeto minimizar la diferencia entre datos observados y datos calculados. En el segundo miembro, la función $L(\mathbf{m}-\mathbf{m}_0)$ representa el operador de Laplace y \mathbf{m}_0 es el modelo correspondiente a la iteración anterior. La minimización de este miembro de la ecuación hace que en cada paso del proceso iterativo, el modelo nuevo no sea muy distinto al modelo anterior, lo cual hace que el modelo final sea lo más suave posible.

El balance entre ambas partes de la ecuación (27) se controla con el parámetro τ conocido como parámetro de regularización. Cuando este factor es grande, la suavidad del modelo es más importante que el ajuste a los datos. Cuando τ es pequeño, se enfatiza el ajuste a los datos sobre la suavidad del modelo.

En la primera parte de la función objetivo se trata de ajustar los datos obtenidos en campo, y en la segunda parte se ajustan el modelo acercándose a los datos obtenidos en campo.

El ajuste a los datos se calcula con el valor raíz cuadrático medio

$$rms = \sqrt{\left(\mathbf{d} - F(\mathbf{m})\right)^{T} \mathbf{R}_{dd}^{-1} \left(\mathbf{d} - F(\mathbf{m})\right)}$$
(28)

La rugosidad del modelo se evalúa mediante

$$Rugosidad = \left\| L(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{o}) \right\|^{2}$$
(29)

IV.3 Búsqueda de modelos óptimos

El mejor modelo o modelo óptimo es aquel que ajusta los datos lo mejor posible y al mismo tiempo es suficientemente suave. Para encontrar el modelo óptimo el procedimiento que se siguió fue el de empezar con un τ grande para obtener un modelo suave aunque no ajuste mucho a los datos. Entonces el τ empieza a disminuirse, exigiendo cada vez mayor ajuste al tiempo que se permiten modelos un poco menos suaves. Los resultados de este proceso se grafican en una curva de *rugosidad* vs *rms* (Figura 13) que por su forma se conoce como curva L. La curva muestra que a medida que se disminuye el valor de τ , el ajuste va mejorando (menor rms) pero la rugosidad va aumentando. Cerca del vértice de la L, se observa que la rugosidad empieza a crecer rápidamente mientras que el mejoramiento del ajuste es cada vez menos significativo. Entonces, el modelo óptimo se selecciona en el valor de τ que quede cerca del vértice de la curva L.

IV.4 Modelos obtenidos con los perfiles AMT

Para modelar los datos observados a lo largo de los cuatro perfiles AMT, se consideró un medio dividido en celdas con espesores de 2 m en la superficie y creciendo con la profundidad. En la horizontal, el ancho de las celdas es del orden de 100 m y depende de la separación entre sitios observados; de tal manera que, cada punto de observación se coloca en el punto medio de una celda. En ambos lados de la zona de interés el modelo se extiende lateralmente por alrededor de 5 km. En la vertical la discretización se extiende hasta 3 km de profundidad. La extensión tanto vertical como horizontal es necesaria para evitar efectos de borde que afecten los campos calculados en el área de interés. La presencia del océano hacia el oeste de los modelos se simuló tomando en cuenta la batimetría de la zona y asignando una resistividad de 0.4 Ohm-m a las celdas correspondientes. Los primeros experimentos se realizaron con 100 iteraciones para asegurar la convergencia a un rms mínimo. Los resultados mostraron que 50 iteraciones eran suficientes para alcanzar el nivel de convergencia (Figura 14), por lo que en todos los demás casos se estableció un máximo de 50 iteraciones. En todos los casos la inversión partió de un modelo homogéneo de 10 Ohm-m y los modelos finales se seleccionaron después de 50 iteraciones. La incertidumbre en los datos se consideró de 5% en la resistividad aparente y de 2.5 % en la fase.

Perfil 1

El perfil consta de 48 estaciones AMT, tiene una longitud de 5500 m, y se modeló con una malla de 40 x 59 celdas. Se realizaron experimentos con nueve valores

del parámetro de regularización τ , 300, 200, 100, 75, 50, 30, 20,10 y 5. La curva L correspondiente se muestra en la Figura 15, junto con los modelos que resultan para los valores de τ correspondientes a los extremos de la curva y el que corresponde al vértice de la L. Para τ = 300 el modelo es suave y el desajuste es de 27.7%, en el otro extremo (τ = 5) el modelo es más rugoso y el desajuste es de 25.3%. El punto intermedio se consigue con un τ = 30 con el que se tiene un desajuste de 25.8% y una rugosidad intermedia. Cabe mencionar que el valor absoluto de la rugosidad depende del tamaño del modelo por lo que solamente su valor relativo es significativo.

En la parte superior de cada modelo se muestra el rms obtenido para cada uno de los sitios observados. En esta gráfica puede verse cuáles sitios están mejor ajustados y en cuáles el desajuste es mayor. En general se tienen desajustes alrededor de las 5 desviaciones estándar, lo que equivale a 25% ya que 1 ds = 5% de incertidumbre en los datos. En un par de sitios, en los extremos del modelo, el desajuste alcanza cerca de 10 ds

En la Figura 16 se comparan los datos observados con la respuesta del modelo (datos calculados), se incluye además la diferencia (o desajuste) entre observaciones y respuesta del modelo. Para ambos modos, serie y paralelo, la resistividad aparente muestra gran similitud entre datos observados y calculados. El mayor desajuste se observa entre los sitios 29 a 32, con una variación de 40% con los periodos cortos 10⁻⁴(s), posiblemente asociado a la separación de las estaciones. La fase calculada y observada también tiene gran semejanza para

ambos modos, serie y paralelo. Se observa un desajuste del orden de 30% solamente entre las estaciones 28 a 48 para los periodos largos.

Perfil 2

El perfil 2 consta de 36 estaciones AMT, tiene una longitud de 4300 m, y se modeló con una malla de 60 x 40 celdas. Se realizaron experimentos con siete valores del parámetro de regularización τ , 500, 200, 100, 50, 30,10 y 5. La curva L correspondiente se muestra en la Figura 17. Para τ = 500 el modelo es suave y el desajuste es de 30.2%, en el otro extremo (τ = 5) el modelo es más rugoso y el desajuste es de 26.7%. El punto intermedio se consigue con un τ = 30 con el que se tiene un desajuste de 27.8% y una rugosidad intermedia.

En la parte superior de cada modelo se tienen desajustes de alrededor de 5 desviaciones estándar en la mayor parte de los sitios, con excepción del sitio 5, en donde el desajuste alcanza cerca de 12 ds.

En la Figura 18 se comparan los datos observados con la respuesta del modelo (datos calculados), y se incluye la diferencia (o desajuste) entre observaciones y respuesta del modelo. En general, el ajuste entre los datos observados y calculados es bueno, tanto para la resistividad aparente como para la fase. Solamente en las fases de ambos modos se observa un desajuste aproximado a 20-30% en los periodos largos 10^{-2} (s), entre las estaciones 29 a 36.

Perfil 3

El perfil 3 consta de 44 estaciones AMT, tiene una longitud de 4680 m, y se modeló con una malla de 58 x 40 celdas. Se realizaron experimentos con siete valores del parámetro de regularización τ , 500, 200, 100, 50, 30,10 y 5. La curva L correspondiente se muestra en la Figura 19. Para τ = 500 el modelo es suave y el desajuste es de 28.5%, en el otro extremo (τ = 5) el modelo es más rugoso y el desajuste es de 23.4%. El punto intermedio se consigue con un τ = 30 con el que se tiene un desajuste de 24.7% y una rugosidad intermedia.

En la mayor parte de los sitios se tienen desajustes de alrededor de 5 desviaciones estándar, con excepción del sitio 27, en donde el desajuste alcanza cerca de 10 ds.

En la Figura 20 se comparan los datos observados con la respuesta del modelo (datos calculados), y se incluye la diferencia (o desajuste) entre observaciones y respuesta del modelo. En general los ajustes de resistividad aparente y fase son muy buenos en ambos modos, presentando pequeños desajustes en las fases, solo localmente.

Perfil 4

Para el perfil 4, solamente se consideraron las 12 primeras estaciones AMT, debido a que en la otra parte del perfil los datos no tuvieron la calidad necesaria. La parte considerada del perfil tiene una longitud de 1200 m y se modeló con una malla de 50 x 40 celdas. Se realizaron experimentos con ocho valores del

parámetro de regularización τ , 500, 300, 200, 100, 50, 30,20 y 10. La curva L correspondiente se muestra en la Figura 21. Para $\tau = 500$ el modelo es suave y el desajuste es de 36.1%, en el otro extremo ($\tau = 5$) el modelo es más rugoso y el desajuste es de 32.5%. El punto intermedio se consigue con un $\tau = 30$ con el que se tiene un desajuste de 32.9% y una rugosidad intermedia.

En la mayor parte de los sitios se tienen desajustes de alrededor de 5 desviaciones estándar, con excepción del sitio 12 en el extremo del perfil, en donde el desajuste alcanza cerca de 12 ds.

En la Figura 22 se comparan los datos observados con la respuesta del modelo (datos calculados), y se incluye la diferencia (o desajuste) entre observaciones y respuesta del modelo. La resistividad aparente en ambos modos, serie y paralelo, presenta un buen ajuste, solamente en los periodos intermedios 10⁻³ (s) se observan desajustes de 50% en la mayoría de los 12 puntos del perfil. La fase muestra menos desajustes en ambos modos, solamente entre las estaciones 9 a 11 se observa un desajuste del orden de 20%.



Figura 13. Curva L



Figura 14. Convergencia Iteraciones contra RMS.



Figura 15. Curva L modelo 1.



Figura 16. Seudosecciones de datos observados, calculados y desajuste para el modelo 1.



Figura 17. Modelo 2 con curva L.



Figura 18. Seudo-secciones de datos observados, calculados y desajuste para el modelo 2.



Figura 19. Modelo 3 con curva L.

55



Figura 20. Seudo-secciones de datos observados, calculados y desajuste para el modelo 3.



Figura 21. Modelo 4 con curva L.



Figura 22. Seudo-secciones de datos observados, calculados y desajuste para el modelo 4

V Interpretación

V.1 Profundidad al basamento y estructura de la cuenca

La profundidad al basamento en el Valle de Maneadero ha sido estimada por varios autores (Vázquez, 1980; Fabriol et al., 1982; Cruz-Falcón, 1986) y más recientemente por Pérez-Flores et al. (2004). La Figura 23 muestra los resultados que obtienen Pérez-Flores et al., (2004) utilizando la inversión conjunta de datos gravimétricos y magnéticos. Se puede observar que el basamento aflora en el extremo oriental del valle y se profundiza hacia el oeste alcanzando una profundidad de 800 m cerca de la costa. A lo largo de la península de Punta Banda, el basamento aflora y se observa un alto gradiente en ambos lados de la Península, lo cual puede atribuirse a las dos ramas de la falla de Agua Blanca, que es una estructura activa de carácter regional (Suárez, 1991). Los autores interpretan una falla paralela identificada con el número 5 en la Figura 23. Esta estructura coincide con el cañón del arroyo San Carlos y se prolonga hacia el mar pasando por la boca del Estero. De acuerdo con esta interpretación el Valle de Maneadero estaría en una estructura en forma de graben. Los autores citados proponen una serie de fallas menores con rumbo N-S numeradas como 8 y 9 dentro del Valle (Figura 23). Como se verá más adelante, la interpretación geoeléctrica es congruente con estos resultados de Pérez-Flores et al., (2004).

V.2 Interpretación geoeléctrica

Perfil 1

En la parte más somera del perfil 1 se observa una zona conductora delgada (< 1 Ohm-m) de aproximadamente 30 m de espesor, que se extiende a lo largo de los primeros 2 km del perfil. Esta anomalía puede asociarse a una zona en donde la alta evaporación ha provocado la formación de suelos salitrosos (Figura 24a).

También se observa una anomalía conductora en forma de cuña (1 a 10 Ohm-m) que se profundiza hacia el este, la cual se asocia con la zona de invasión de agua marina. El pozo 356, localizado en la punta de la barra del estero, reporta facies de canal compuestos por grava arena y arcillas a 150 metros de profundidad.

Entre 0 y 200 metros de profundidad y entre los 2.5 y 6 km de distancia horizontal las resistividades varían entre 10-100 Ohm-m y se observan pequeñas anomalías conductoras que pueden ser vinculadas a lentes de arcilla dentro de un ambiente más arenoso, el pozo 275 ubicado cerca del kilómetro 3 reporta arena en la superficie, seguida por grava arena y arcilla y en el fondo (76-100m) gravas con cantos rodados y leve presencia de arcilla.

La zona con altas resistividades (>1000 Ohm-m) se encuentran por debajo de 200 m de profundidad está probablemente asociada a rocas intrusivas de composición granítica del Batolito Peninsular, mismos que afloran cerca del extremo oriente del pefil1. Con base en el contraste de resistividad, el basamento del Valle coincide con la interpretación gravimétrica solamente en los primeros 2 o 3 km del perfil, mientras que en la parte más oriental, el basamento geoeléctrico está a 200 m de profundidad. En esta zona, los resultados de Pérez-Flores et al. (2004) posiblemente subestiman la profundidad del basamento por lo menos por 200 m, ya que lo interpretan aflorando. En esta misma zona existen pozos perforados hasta 163 m de profundidad alcanzando el basamento, y apoyando el resultado del modelo geoeléctrico. Entre los kilómetros 3 y 4 se observa una zona de menor resistividad que interrumpe el basamento, esto podría ser causado por una estructura en forma de graben o por un hueco entre dos cuerpos intrusivos del Batolito Peninsular.

Perfil 2

En la parte más somera del perfil 2 se observa una delgada capa conductora (1 a 10 Ohm-m) probablemente asociada al material salitroso producto de la evaporación (Figura 24b). La zona conductora se hace más gruesa (150 m de espesor) en el extremo occidental del perfil, lo que parece indicar que en esta zona la invasión de agua marina es menor.

Por debajo de la zona conductora somera se presentan resistividades más altas, del orden de 100 a 300 Ohm-m. Esto posiblemente se debe a que el perfil se encuentra ubicado en la salida del arroyo San Carlos, por lo que es probable que existan sedimentos más gruesos y menos seleccionados, como arenas, gravas y cantos rodados, con la correspondiente reducción de la porosidad y aumento de la resistividad. Hay algunas zonas con resistividades un poco menores (30 Ohm-m) que pueden asociarse a zonas más arcillosas o más porosas.

61

En el modelo no se observa una relación clara entre altas resistividades y el basamento gravimétrico, a excepción del extremo oriental donde se observan resistividades mayores de 1000 Ohm-m. En esta zona es posible que el basamento gravimétrico se localice a mayor profundidad, y por esta razón no se alcance a observar con los datos geoeléctricos. Esto es congruente con el hecho de que la mayor parte del perfil 2 se encuentra en el bloque caído al sur de la falla 5 interpretada por Pérez-Flores et al., (2004). Entre los km 3.5 y 4 del perfil geoeléctrico se observa un contraste lateral de resistividad que podría interpretarse como el paso de la supuesta falla 5 (Figura 23) o como la frontera con un cuerpo intrusivo.

Perfil 3

Al igual que en los casos anteriores en el perfil 3 se observa una capa delgada y conductora en la superficie, la cual se extiende prácticamente a lo largo de todo el modelo (Figura 24c). En el pozo PEZA 3, de 102 m de profundidad, ubicado entre el kilómetro 2 y 2.5 del perfil, se reportan arenas gravas y arcillas con algunos paquetes de grava y conglomerado.

En la mitad occidental se observa una anomalía conductora situada entre los 50 y 300 m de profundidad, extendida horizontalmente a lo largo de los primeros 2.5 km del perfil. Esta anomalía se relaciona a la invasión de agua marina. En el kilómetro 2.5 de distancia horizontal, se observa un marcado contraste lateral de resistividad. Es posible que esto se deba a que la invasión de agua marina encuentre una zona impermeable que impide su penetración. Aparentemente, la
zona de baja conductividad rodea a la anomalía resistiva y se prolonga hacia el oriente por debajo de ella (Figura 24c).

En la mitad occidental del perfil las zonas conductoras no permiten que haya sensibilidad hasta los 800 m de profundidad, en donde se reporta el basamento gravimétrico. Entre el kilómetro 2.5 y 4 se observa un aumento de la resistividad a 400 m de profundidad, lo cual es congruente con el basamento gravimétrico. Entre el kilómetro 4 y 5 se observa una fuerte anomalía resistiva de más de 1000 Ohmmu que puede ser causada por un cuerpo intrusivo.

Perfil 4

Al igual que en los casos anteriores, este modelo muestra una anomalía conductora (0.3 - 3 Ohm) superficial asociada a suelos salitrosos (Figura 24d).Por debajo de esta anomalía se observa una zona conductora entre los 100 a 300 m de profundidad que puede asociarse con la intrusión de agua marina en sedimentos arcillosos. Vega (1989) en esta zona del perfil encontró valores relativamente altos de cargabilidad por lo que se cree que el contenido de arcilla es significativo.

Las altas conductividades impiden que el método AMT tenga sensibilidad para detectar el basamento gravimétrico que está entre 600-800 m de profundidad.

V.3 Ley de Archie

En la mayoría de las rocas la corriente eléctrica se conduce de manera iónica. La carga eléctrica se mueve a través de los iones contenidos en las sales disueltas en el agua que ocupa los espacios porosos de la roca (Orellana, 1972; Keller y Frischknecht, 1966). Por esta razón la conductividad eléctrica de las rocas depende principalmente de:

- la cantidad de sales disueltas en el agua que se encuentra en los poros.
- el grado de interconexión de los poros de la roca.
- la cantidad de agua en los poros
- la temperatura
- la presencia de arcillas con alta capacidad de intercambio iónico.

En la Figura 25a se observa la relación entre la salinidad del agua con respecto a su resistividad (Keller, 1988). Mientras mayor es la cantidad de sales disueltas mayor es el número de iones en el agua, por lo tanto la resistividad del fluido disminuye. El agua de mar tiene alrededor de 35000 ppm de sólidos disueltos y su resistividad es de alrededor de 0.25 Ohm-m. Agua considerada potable tiene menos de 1000 ppm y su resistividad es mayor a 5 Ohm-m. Keller (1988) muestra que la relación entre conductividad y salinidad depende del tipo de sales disueltas en el agua (Figura 25b). Independientemente del tipo de sal, siempre se puede calcular un equivalente a NaCI. La calidad del agua se clasifica con base en su contenido de sales.

Agua dulce	< 1000	ppm	(1000 ppm = 1 g/l)
Agua Salobre	1000 -	10,000	
Agua de mar	10,000 -	- 100,000	

La conductividad también aumenta al incrementarse la temperatura del fluido. Esto es debido a que con la temperatura aumenta la movilidad iónica. Normalmente el factor de temperatura no es de importancia, a menos que se tengan condiciones de hidrotermalismo.

Archie (1942) analizando un gran número de muestras de rocas sedimentarias encontró una relación empírica entre la resistividad total de la roca ρ_r , la resistividad del fluido que contiene la roca ρ_f , y la porosidad.

$$\rho_r = a \rho_f \phi^{-m} \tag{30}$$

Tabla 5-1					
Descripción de la roca	а	m			
Rocas detríticas débilmente cementadas, como arenas, areniscas y algunas calizas, con porosidades entre 25-45%, usualmente de edad Terciaria.	0.88	1.37			
Rocas sedimentarias moderadamente cementadas, incluyendo areniscas y calizas, con un rango de porosidad desde 18-35%, usualmente de edad Mesozoica.		1.72			
Rocas sedimentarias bien cementadas con un rango de porosidad de 5% hasta 25%, usualmente de edad Paleozoica.		1.95			
Rocas volcánicas con alta porosidad, como tobas y lavas, con una porosidad entre 20% hasta 80%.	3.5	1.44			

Tabla 5-2						
Тіро	de Roca	Porosidad (%)	Permeabilidad (m/s)			
Sedimentos no-consolidados	Grava	30	10 ⁻²			
	Arena	25	10 ⁻⁴			
	Arcilla	50	10 ⁻¹²			
Roca consolidada Arenisca Caliza Granito, Basalto	Masiva	1	10 ⁻¹⁰			
	Fisurada / racturada	5	10 ⁻⁸			
	Intemperizada	15	10 ⁻⁶			

La ecuación anterior se conoce como la ley de Archie. Otra forma de escribir esta ecuación es

$$\rho_r = F \rho_f \tag{31}$$

Donde F se conoce como el factor de formación. En la Figura 26 se muestra el comportamiento de la ley de Archie con distintos valores de a y de m. En general todas las curvas se comportan de manera similar. El factor de formación cambia muy poco al variar los valores de a y de m. Se puede ver que la variación principal es con la porosidad, al aumentar la porosidad disminuye el factor de formación, especialmente cuando la porosidad es pequeña.

En nuestro caso consideraremos a=0.62 y m=1.72 correspondientes a rocas moderadamente cementadas. La Figura 27 muestra la relación entre la resistividad de la roca y la porosidad, para distintas salinidades (distintas resistividades del fluido). Al aumentar la porosidad disminuye la resistividad de la roca, y al aumentar la salinidad también. Por ejemplo, considerando un acuífero

con agua de 1000 ppm con una porosidad de 40% la resistividad de la roca es de 20 Ohm-m. Si la salinidad es de 30000 ppm la resistividad disminuye a 0.8 Ohmm, para la misma porosidad de 40%. Otra manera de ver este comportamiento es graficar la resistividad de la roca contra la salinidad, para distintas porosidades (Figura 28).

La experiencia ha demostrado que la relación de Archie funciona bien cuando los acuíferos tienen bajo contenido de arcillas. Esto se debe a que las arcillas generalmente tienen una gran capacidad de intercambio iónico y al ponerse en contacto con el agua los iones aportados por la arcilla se suman a los contenidos en el agua, lo que provoca que la conductividad de la roca disminuya. Por lo tanto la presencia de arcillas reduce la conductividad total de la roca. Para considerar el efecto de las arcillas generalmente se agrega un término a la ley de Archie (McNeill, 1990).

$$\sigma_r = \frac{1}{a} \sigma_f \phi^m + \sigma_{arcilla} \tag{32}$$

En la ecuación (32) se puede ver que el efecto de la arcilla es importante cuando la conductividad del agua es baja, o cuando la porosidad es baja. Por el contrario si se tiene porosidades grandes y conductividades altas (alta salinidad) la conducción iónica tiene más peso y el efecto de la arcilla es menos significativo. En las Figura 29 y Figura 30 se observa el efecto de las arcillas en la ecuación de Archie, para distintas salinidades y para distintas porosidades. Para un acuífero con porosidad de 40% y una salinidad de 1000 ppm, la resistividad de la roca puede disminuir de 20 a 6 Ohm-m por el efecto de las arcillas. Si el agua es de 10000 ppm la resistividad de la roca es de 2 Ohm-m, y no disminuye sensiblemente al aumentar el contenido de arcillas.

Otro de los factores que influyen en la resistividad de la roca es el grado de saturación de los sedimentos. Cuando el fluido no es suficiente para llenar los poros quedan espacios vacíos y esto hace que aumente la resistividad total de la roca. El factor de saturación se puede incluir en la formula de Archie (Keller, 1988)

$$\rho_r = a \rho_f S^{-n} \phi^{-m} \tag{33}$$

donde S es la fracción del espacio poroso ocupado por el agua y $n \approx 2$. Normalmente, por encima del nivel freático la saturación disminuye paulatinamente hacia la superficie.

V.4 Estimación de calidad de agua con base en los perfiles AMT.

La ecuación (33) muestra que la resistividad de la roca depende de al menos 6 variables (a, ϕ , m, ρ_{fluido} , S, n), de los cuales tenemos poca información. Por esta razón el problema de estimar la resistividad del agua (y con ella su salinidad), a partir de la resistividad de la roca, no es trivial. Sin embargo vale la pena hacer un ejercicio utilizando la información limitada que tenemos y haciendo algunas suposiciones. Por ejemplo los factores a y m que no producen cambios significativos en la ley de Archie (1942) se consideraron con valores de 0.62 y 1.72 respectivamente, los cuales corresponden a rocas moderadamente cementadas con porosidades en el rango de 18 a 35% (Tabla 5.1). Además, la porosidad se

consideró constante y se probó con distintos valores seleccionando los que consideramos más apropiados para cada perfil. Una vez establecidos los parámetros anteriores se utilizó la ley de Archie (33) para estimar la resistividad del fluido a partir de la resistividad de la roca obtenida en los modelos geoeléctricos. Se consideró una saturación total (S = 1), dado que el nivel estático se encuentra muy cerca de la superficie, entre 2 y 30 m (CNA, 2006).

Como se mencionó antes, el efecto de la arcilla es insignificante cuando se tienen altas conductividades asociadas a la invasión de agua marina. Por otra parte en las zonas de resistividad media, como en el perfil 2, la presencia de arcilla provocaría una subestimación de la resistividad real de la roca. Al tomar en cuenta la presencia de arcilla, la resistividad de la roca aumentaría y por lo tanto llevaría a estimar salinidades menores de las que se han medido en muestras de agua de diversos pozos (Daeslee, 2004; Vázquez, 2003). Este hecho nos hace suponer que el factor de la arcilla no es significativo en los perfiles 1 2 y 3. En el perfil 4 se consideró un factor para la arcilla de 0.1, cabe mencionar que solamente en esa zona Vega (1989) encontró valores de cargabilidad relativamente altos que pudieran asociarse a una mayor presencia de arcilla. Aun en este perfil las conductividades son tan altas que el factor de la arcilla es insignificante.

Finalmente la relación entre la salinidad y la resistividad del fluido se estimó utilizando la Figura 25.

El proceso que se siguió fue tratar de calibrar el análisis sabiendo que la salinidad del agua de mar es de 30000 ppm y sabiendo que la salinidad más baja medida

por Daessle (2004) es de 1000 ppm en los pozos del arroyo San Carlos. Con estos datos tratamos de ajustar el valor de la porosidad más apropiado en cada perfil. En el perfil 2 resultó la más baja porosidad (18%) lo cual es congruente con el hecho de que está localizado a la salida del Arroyo San Carlos y la secuencia sedimentaria debe estar poco clasificada, lo cual reduce los espacios vacíos.

Perfil 1

En el análisis de la variación de la salinidad se realizó en 5 puntos a lo largo del perfil (en los kilómetros 0, 1, 2, 3 y 4). En el panel superior de la Figura 31 se observa la variación con la profundidad de la resistividad de la roca y del fluido, en los 5 puntos antes mencionados. El panel inferior muestra la variación de la salinidad con la profundidad, estimada con la ley de Archie utilizando lo parámetros que se reportan en la misma figura.

Para este perfil se consideró una porosidad del 25 %. En el kilómetro 1 hay salinidades de 35,000 ppm a 200 m de profundidad, las cuales corresponden a invasión de agua marina. Por encima de la interfaz agua marina/agua dulce se pueden tener salinidades del orden de 1000 ppm. A partir de los kilómetros 3 y 4 la calidad del agua mejora de manera significativa, con salinidades entre 3000 y 1000 ppm.

Como se mencionó antes, si se considera la presencia de arcilla las resistividades del fluido aumentarían y en consecuencia obtendríamos salinidades menores a las reportadas en algunos pozos.

Perfil 2

En este perfil se hizo el análisis de salinidad en los 5 puntos del modelo (kilómetros 0, 1, 2, 3 y 4.1). Los resultados se muestran en la (Figura 32). En este modelo se utilizó una porosidad de 18%. Al considerar porosidades mayores, se obtienen valores menores de resistividad del fluido y en consecuencia la salinidad estimada sería menor que la reportada en algunos pozos.

En el kilómetros 0 las salinidades alternan entre 35,000 y 20,000 ppm, en los primeros 150 m de profundidad, lo que concuerda con la intrusión marina. En el kilómetro 1 se observa una zona de mayor resistividad en el modelo, lo cual provoca una subestimación de la salinidad (300 a 1000 ppm). Posiblemente en esta zona la porosidad sea menor a la considerada en la estimación (18%). A partir del kilómetro 2 las salinidades varían entre 3000 y 300 ppm entre 50 y 150 m de profundidad, que correspondería a una transición de agua salobre a agua de mejor calidad.

Perfil 3

En este modelo se hizo el análisis de salinidades en los kilómetros (0, 1, 2, 3 y 4) considerando una porosidad de 25% (Figura 33). En los kilómetros 0, 1 y 2 las salinidades se encuentran predominantemente alrededor de 10000 ppm vinculadas a la invasión de agua marina. En los kilómetros 3 y 4 el análisis produce salinidades de 1000 y 5000 ppm asociado a un mejoramiento en la calidad de agua.

Perfil 4

Finalmente en este modelo el análisis de salinidad se realizó en 4 puntos de distancia horizontal (kilómetros 0, 0.42, 0.79 y 1.2) con una porosidad de 20% (Figura 34).

El análisis muestra salinidades de 10000 a 35000 ppm relacionadas a una completa invasión de agua marina entre el kilómetro 0 y 1. En el kilómetro 1.2 la salinidades varían entre 1000 y 3000 ppm lo que indica un mejoría en la calidad del agua.

V.5 Información geohidrológica adicional

La sobreexplotación del acuífero del Valle de Maneadero ha sido una preocupación desde hace 30 años. Espinosa (1978) obtuvo evaluaciones de salinidades altas en zonas cercanas a la costa, además determinó que el valle tiene un espesor promedio de saturación del orden de 105 m con un coeficiente de almacenamiento de 8.9% que almacenaba un volumen total de 700 millones de m³ de los cuales, 234 millones de m³ tienen concentraciones de 2000 ppm y los 466 millones restantes tienen valores que varían de 1000 a 2000 ppm. En general estimó un agua de mala calidad en todo el acuífero salvo en zonas cercanas a las arroyos (Figura 35)

Recientemente Daessle (2004) realizó un estudio geoquímico utilizando muestras de agua de 25 pozos de menos de 50 metros de profundidad (Figura 36). Con los

datos anteriores estimó la distribución de los sólidos totales disueltos en el acuífero. Los valores que obtuvo varían entre 1000 y 9500 ppm. El agua de mejor calidad se localiza en las zonas aledañas a los arroyos San Carlos las Animas, mientras que la mayor salinidad se localiza en la zona de costa en donde la invasión de agua marina es mayor (Figura 36). Cabe mencionar que la zona de mayor salinidad se encuentra en el mismo lugar que la encontrada por Espinosa (1978) hace 30 años, aunque ahora los valores de salinidad se han incrementado de 5000 ppm en 1976 a 10000 ppm en el 2004.

La Figura 37 se muestran los perfiles geoeléctricos en los primeros 50 m de profundidad, para relacionarlos con la distribución de salinidad encontrada por Daessle (2004).

En la parte occidental del Perfil 1 se observan resistividades de 1 Ohm-m asociadas a salinidades de 2800 ppm. La parte media del perfil la salinidad tiene un ligero incremento en la salinidad del orden de poca más de 3200 ppm con una resistividad de 10 Ohm-m asociado posiblemente a material arcilloso y agua de mala calidad en esta parte. En el extremo oriente la resistividad se incrementa a 30 Ohm-m y la salinidad es de menos de 1000 ppm, probablemente asociado a agua de buena calidad proveniente del arroyo San Carlos.

En el perfil 2 se observan resistividades de 1 Ohm-m en la parte occidental y se incrementa hasta 10 Ohm-m hacia el oriente del perfil, en concordancia con la salinidad que varía desde 7500 ppm hasta 2000 ppm.

El 3 perfil muestra resistividades del orden de 0.5 ohm-m en la parte occidental y de 7 ohm-m en su extremo oriental. Las salinidades tienen un máximo de 9500 ppm en la parte central del perfil y disminuyen hasta 4000 ppm en el extremo oriental.

Por último, en el perfil 4 la salinidad se mantiene en el rango de 4500 a 5500 ppm, con una pequeña disminución de occidente a oriente. Las resistividades en la mayor parte del modelo también se mantienen bajas, en el rango de 1 a 10 Ohm-m.



(Profundidad de basamento (modif. Pérez- Flores et al., 2004)

Figura 23. Profundidad de Basamento modificado por Pérez-Flores et al., 2004.



Figura 24. Perfiles geoeléctricos con basamento.



Figura 25. Salinidad vs resistividad del fluido (a), Keller para varias sales(b).



Figura 26. Ley de Archie para varios parámetros a y m.



Figura 27. Ley de Archie para distintas STD.



Figura 28. Ley de Archie para disitintas porosidades.



Figura 29. Ley de Archie porosidad vs rho roca con arcilla



Figura 30. Ley de Archie STD vs rho roca con arcilla



Figura 31. Perfil 1 análisis salinidad.



Figura 32. Perfil 2 Análisis de salinidad.



a =0.62 m =1.72 \$\overline =0.25\$

Figura 33. Perfil 3 Análisis de salinidad.





Figura 34. Perfil 4 Análisis de salinidad



Figura 35. Sólidos Totales Disueltos 1976, (Espinosa Flores, 1978).



Sólidos Totales Disueltos (modif, Daesslé et al., 2004)

Figura 36. STD distribuidos en el Valle de Maneadero por Daesslé (2004).



Figura 37. Figura de análisis de salinidad para todos los perfiles a 50m de profundidad.

VI Conclusiones y recomendaciones

El método Audiomagnetotelúrico resultó efectivo para determinar la interfaz agua dulce/salobre en el a acuífero de Valle de Maneadero. La interfaz de la invasión de agua marina se logra detectar claramente en por lo menos tres de los perfiles realizados.

Los resultados proporcionan información original sobre la estructura de la cuenca y sobre la distribución espacial de la salinidad en el acuífero.

Basados en nuestro análisis de salinidad, empleando la ley de Archie y suponiendo porosidades en el rango de 20 a 30%, se obtuvo las observaciones siguientes:

En la mayoría de los perfiles en la parte occidental a menos de 200 m de profundidad, la salinidad está en rangos de 10000 a 35000 ppm asociados a invasión de agua marina; este comportamiento es debido a la proximidad a la zona de costa en los perfiles. Para la parte oriental en la mayoría de los perfiles la salinidad menor, estando en el orden de 900 a 1000 ppm, lo que se atribuye a zonas de mejor calidad de agua. En el Perfil 2, en donde la resistividad obtenida es mayor que en los demás, la salinidad es menor a lo largo de casi todo el perfil, posiblemente debido al material menos seleccionado que se encuentra a lo largo de la salida del arroyo San Carlos.

La subestimación de la resistividad de la roca causada por la presencia de arcilla no es significativa para los perfiles 1 2 y 3. Esto se debe a que es esta zona la salinidad del agua es muy alta y es el factor que más contribuye a la resistividad de la roca. Solamente en el perfil 4 hubo necesidad de considerar el factor de la arcilla, ya que en esa ubicación se tiene información de la presencia de material arcilloso, a partir de datos de polarización inducida.

Nuestros resultados muestran que el método AMT puede considerarse confiable para la exploración del subsuelo entre 0 y 1 km de profundidad. También se reconoce que la herramienta tiene resolución suficiente para detectar contrastes de resistividad a profundidades menores de 100 m

Los resultados de la inversión en 2-D utilizando las impedancias invariantes (serieparalelo) produjeron imágenes concordantes con las estructuras geológicas antes predichas por otros métodos (Gravimetría, Geología).

La utilización de dos impedancias invariantes y complementarias permite obtener modelos en 2-D, a diferencia de la practica convencional basadas en modelos 1-D utilizando un solo modo de polarización.

El equipo es compacto y fácil de usar en el campo, a diferencia de otros métodos como SEV utilizados comúnmente en investigaciones similares.

Para realizar una mejor interpretación geohidrológica en el valle de Maneadero se recomienda obtener más información de columnas estratigráficas profundas (al menos 100 m), para asociarlas con más facilidad a las resistividades obtenidas en nuestros modelos.

No es recomendable que el AMT se use como la única herramienta para una interpretación geohidrológica efectiva. Es necesario contar con información de otros métodos geofísicos así como con información geológica y geoquímica

Literatura citada

- Abbott, P.L., F. Suárez-Vidal, E. Sanguines, y M. Rendina. 1993. South Coastal Geological Society Baja California field-trip road log. En: Abbott, P. L., Sanguines, E. M. and Rendina, M. A. (editores), Geologic investigations in Baja California, México. Annual field-trip guide book No 21, South Coast Geological Society, Inc., Santa Ana, C. A., USA, 194-216 p.
- Agüero, G.A. 1986. Características estructurales de la Bahía de Todos los Santos y áreas costeras adyacentes. Tesis Linceciatura. UABC: 40 p.
- Allison, E.S. 1955. Middle Cretaceous Gastropoda from Punta China, Baja California, México. J. Paleontol., 20: 400-432 p.
- Archie, G.E. 1942. The electrical resistivity log as and aid in determining some reservoir characteristics. J. Petrol.Technol. 5p.
- Barker, R.D. 1990. Investigation of groundwater salinity by geophysical methods. 1990. En: S.H. Ward (Editor), Geotechnical and Environmental Geophysics. Vol.2: Review and Tutorial. Soc. Explor. Geophys, Tulsa OK, 201-218 p.
- Cagniard, L. 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. Geophysics 18: 605-635 p.
- Cantwell, T. 1960. Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Ph.D. Thesis, Mass. Inst. of Tech: 170 p
- Chouteau, M., K. Stefka., R. Rodríguez Castillo., T. González Moran y J. V.1994. Study of Santa Catarina aquifer system (Mexico Basin) using magnetotelluric soundings, Journal of Applied Geophysics, 31: 85-106 p.
- CNA, 2002. Determinación de la disponibilidad del agua en el acuífero Maneadero, estado Baja California, Comisión Nacional del Agua.
- Cruz, F. 1986. Gravimetría de la cuenca del arroyo San Carlos, Ensenada B. C. Tesis de Maestría, CICESE: 82 p.
- Cruz, M. y L Delgado Argote. 2000. Los deslizamientos de la carretera de cuota Tijuana-ensenada, Baja California. Geos, Unión Geofísica Mexicana, A. C. Vol. 20 num. 4: 418-432p.

- Daessle,W., E. Sánchez., V. Frías., I. Camacho., G. Leopoldo., E. Mendoza., J. Carriquiry., V. Macias., y P. Castro. 2004. Geochemical evolution of groundwater in the Maneadero coastal aquifer during a dry year in Baja California, México, Hydrogeology Journal 13: 584-595.
- Dowdy, P.R. 1977. A gravimetry Survey of Valle de Maneadero, Baja California. Senior Report: San Diego State University, San Diego, California. 52 p.
- Espinosa Flores, A. 1978. Estudio Geohidrológico del "Valle de Maneadero" Municipio de Ensenada, Estado de Baja California Norte. Tesis Licenciatura UASL: 77 p.
- Fabriol, H., M. Martínez y R.Vázquez G. 1982. Mediciones gravimétricas y telúricas en el Valle de Maneadero, Ensenada, Baja California. Geofísica Internacional 21: 41-55 p.
- Gastil R. Gordon., R.P. Phillips., y E.C. Allison. 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. The Geological Society of America, Inc. Memoir 140, Boulder Colorado 80310. 170p.
- Giroux, B. M. Chouteau., M. Descloitres., M. Ritz. 1997. Use of the magnetotelluric method in the study of the deep Maestrichtian aquifer in Senegal. Journal of Applied Geophysics 38:77-96 p.
- Goldstein, M.A. and D. W. Strangway. 1975. Audiofrecuency magnetotellurics with a grounded electric dipole source. Geophysics, 40: 669-683.
- Hagemeyer, R.T. and M. Stewart. 1990. Resistivity investigation of saltwater intrusion near a major sea-level canal, En: S.H. Ward (Editor) Geotechnical and Environmental Geophysics Volume II, Review and Tutorial Soc Explora Geophys., Tulsa, OK 67-77p.
- James, A. 1971. Geochemical Evaluation of Temperature at Depth in Ensenada B. C Senior Report, vol. 21. San Diego State University, San Diego, California. 33 p.
- Jupp, D.L. y K. Vozoff. 1975. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. Geophys. J. R. astr. Soc. 42: 957-975 p.
- Keller, G.V y F.C. Frischknech. 1966. Electrical methods I geophysical prospecting: Pergamon Press, New York, 517p.

- Keller, G. V., 1987. Rock and mineral properties, En Electromagnetic Method in Applied Geophysics En: Nabighian, Ed., Soc Explora Gephys, Vol. 1 Tulsa, OK, 1:1351p.
- McNeill, J. D. 1990. Use of electromagnetic methods for groundwater studies. En: S.H. Ward (Editor), Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol. 1: Review and Tutorial. Soc. Explora. Geophys, Tulsa, OK, 191-211 p.
- Minch, A. J., 1967. Stratigraphy and structure of the Tijuana- Rosarito Beach Area, northwestern Baja California, Mexico. Geological Society of America Bulletin, 78:1155-1178 p.
- Nichols, E.A., H.F Morrison., S. Lee. 1994. Controlled-source magnetotellurics for ground water, En: Soc Explo.Geophys.,64th Annu. Int. Meeting: 553-554 p.
- Orellana, E. 1972. Prospección geoeléctrica en corriente continua. Paraninfo, Madrid.. 148-151 p.
- Pérez Flores, M., F. Suárez Vidal., A. Gallardo Delgado., A. González Fernández., R. Vázquez. 2004. Padrón Estructural de la Planicie Costera de Todos los Santos, con base de datos geofísicos. Ciencias Marinas 30(2): 349-364.
- Petrick, R. 1972. Agua Blanca Geothermal Investigation; Resistivity Survey. Senior Report, vol 20. San Diego State University. ,San Diego, California. 20 p.
- Phole, C.R. 1977. A gravimetry Survey Along the North Side of the Agua Blanca Fault, B. C., San Diego State University, San Diego, California. 51 p.
- Ritz, M., B. Descloitres., Robineau, y M Courteaud. 1997. Audiomagnetotelluric prospecting for groundwater in the Baril coastal area, Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island. Geophysics 62: 758-762 p.
- Rodi, W., y R.L. Mackie. 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. Geophysics 66: 174-187 p.
- Romo, J. M., E. Gómez-Treviño, y F. Esparza. 2005. Series and Parallel transformations of the magnetotelluric impedance tensor. Physics of the earth and planetary interiors. 150: 63-83 p.
- Sarmiento López, C. 1996. Modelo preliminar de Flujo tridimensional del acuífero de la planicie costera del Valle de Maneadero, B. C, México. Tesis Maestría. CICESE: 157 p.

- Standstra, R. 1972. Self potential survey of part of the Agua Blanca Geothermal Zone. Senior Report, vol. 20. San Diego State University. San Diego, California. 27 p.
- Swift, C.M. 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. En Vozzof, K (ed.), Society of Exploration Geophysics series No, 5, c 1989, 156-166 p.
- Suárez-Vidal, F., R. Armijo., G. Morgan., P. Bodin., y G.R. Gastil. 1991. Framework of recent and active faulting in Northern Baja California, En_J. Paul Dauphin and Bernd R. T. Simonneit, eds., In the Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologist Memoir 47:285-300 p.
- Suárez Vidal, F. 2006. Depositional environment of the late Cretaceous Rosario Formation in the Peninsula Punta Banda, Ensenada, Baja California, México. En Girty,G (ed.), Using stratigraphy, sedimentology, and geochemistry to unravel the geologic history of the southwestern cordillera. Society for Sedimentary Geology: 111-122p.
- Tikhonov, A.N. 1950. On determining electrical characteristics of the Dep. layers of the earth's crust. En: Vozoff, K. (ed.), Magnetotelluric methods Geophys. Reprint Ser. 5, Soc. Expl. Geophys.: 2-3 p.
- Unsworth, M., S. Wolfgang, y T. Volkan. 2005. Magnetotelluric measurements for determining the subsurface salinity and porosity structure of Amchitka Island, Alaska. Draft Report prepared for CRESP Appendix 6A. 1:53.
- Vázquez González, R. 1980. Estudio de métodos potenciales con aplicación a geohidrologia del valle de Mandadero, B C. Tesis de Maestría, CICESE: 108 p.
- Vega Aguilar, M. 1989. Combinación de sondeos de resistividad y polarización inducida en estudio de un acuífero costero. Tesis de Maestría, CICESE: 67p.
- Vozoff, K. 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. Geophysics 37: 98-141 p.
- Vozoff, K. 1991. The magnetotelluric method. En: Nabighian, M.N., (ed.), Electromagnetic methods in applied geophysics, 2, Applications. Soc Expl. Geophys.: 641-711 p.

Zonge, K.L. y L.J. Hughes. 1991. Controlled Source Audio-Frequency Magnetotellurics. En Nabighian, M. N., (ed.), Electromagnetic methods in applied geophysics, 2: Soc, Expl. Geophys. Chapter 9: 713:809 p.

Apéndice

En el siguiente CD se recopila toda la información obtenida en campo, para la realización de este trabajo de tesis. Además de que contiene los programas que se emplearon para el procesamiento de datos.

Los archivos que produce el equipo Stratagem son:

@: Contiene la información local de los archivos con datos.

X*.0?? : Contienen información de las potencias cruzadas.

Y*.0??: Contiene las series de tiempo tomadas en campo.

Z*.0?? : Contienen las impedancias

SENSORS.TBL: Contiene una lista de varios archivos de calibración.

0233*.* Contienen las funciones de calibración.

Los archivos con impedancias serie-paralelo utilizadas en la inversión:

L????-PA.dat. Datos de fase y resistividad en modo paralelo para cada línea.

L????-SE.dat. Datos de fase y resistividad en modo serie para cada línea.

L????.fed Archivos de frecuencias editadas para cada línea.

Los programas de MatLab utilizados en el proceso son:

Edita_stgm.m: Este programa selecciona las frecuencias de la resistividad aparente, fases serie y paralelo que cuentan con los requisitos de coherencias mayores a .7. Además de cambiar las fases si es que se tomaron en el mismo cuadrante.

Lee_xfile.m : Lee archivos de potencias cruzadas.

Lee_yfile.m : Lee archivos de las impedancias

mizoom.m: se utiliza en edita_stgm.m

param.m: archivos que cargan parámetros

x2xz.m: lee archivos de potencias cruzadas., y estima impedancias haciendo

promedios robustos en ventanas de frecuencia

Zmod.m: lee archivos de las impedancias

zxy2zsp.m: Transformación xy a sp

pltsitios.m: Compara sitios seleccionados (uno por grafica), gráfica respuesta observada y calculada del modelo resultante de la inversión 2-D de Mackie.

RMS.m: programa que extrae y grafica el error rms por iteración

Pltrhophi.m: dibuja resistividades aparentes y fases

Pltrhophicoh.m: dibuja resistividades aparentes y fases.

Exportfig.m extrae figura en formato jpg, o eps.