



24
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

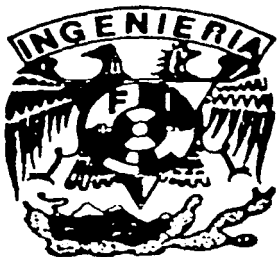
FACULTAD DE INGENIERIA

EXPLORACION ELECTROMAGNETICA DEL
ACUIFERO AL SUR DE PLAYA DEL CARMEN,
QUINTANA ROO.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A :
BRUNO LEOBARDO VERDUZCO SALDAÑA



DIRECTOR DE TESIS: DR. LUIS E. MARIN STILLMAN

MEXICO, D.F.,

2002

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-599

SR. BRUNO LEOBARDO VERDUZCO SALDAÑA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Luis E. Marín Stillman y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

**EXPLORACIÓN ELECTROMAGNÉTICA DEL ACUÍFERO AL SUR DE PLAYA DEL
CARMEN, QUINTANA ROO**

	RESUMEN
I	INTRODUCCIÓN
II	METODOLOGÍA
III	RESULTADOS
IV	DISCUSIÓN
V	CONCLUSIONES
	LITERATURA CITADA
	ANEXO I

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 3 de mayo de 2002
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg



AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, mi *Alma Mater*. Por mi raza hablará el espíritu. Alma PUMA.

A Dr. Luis Marín por su confianza y apoyo en todos mis proyectos y en esta tesis.

A Dra. Birgit Steinich por orientación y préstamo del equipo necesario para la realización de esta tesis.

Al Ing. Jaime Ruiz, al M.C. Ambrosio Aquino, y al Ing. Francisco A. Arroyo, por el tiempo, comentarios y apoyo.

A M.C. Erika Rionda, por su ayuda en el procesamiento de los datos y por proporcionar su programa de inversión.

A la compañía Calizas Industriales del Carmen, CALICA, por todas las facilidades y apoyo para la realización de esta tesis.

Al proyecto de DGAPA IN121199, por financiar este estudio.

Al instituto de Geofísica de la U.N.A.M. por la beca concedida durante estos meses.

DEDICATORIA

A mis padres, por el amor y apoyo incondicional. Les agradezco la paciencia, las enseñanzas, y los sacrificios por hacer de mi lo que ahora soy; por ustedes siempre querré ser mejor.

A mi hermana Loren, por su cariño, apoyo y atenciones. Gracias por siempre estar junto a mi cuando te necesito, yo siempre estaré para ti.

A mi abuelita Guadalupe, por su amor y confianza. A mis tías Esperanza, Lupe, Carolina y Ana, a mis tíos Arturo y Chucho, a mis primas Espe, Nati, Vale y Tere, por aguantarme, quererme y cuidarme. Son lo mejor que tengo.

A María Elena, gracias por el amor, apoyo, confianza y palabras de aliento. Compartir estos años contigo ha sido increíble. A George, Susana, Clau y Yorch, mi otra familia.

A Irena, Diego, Miguel, Ismael, Chela, Ulises, Agustín, Zucaro, Nacho, Eire, Santi, Christian, Jacobo, Camille, Elaine y a todos los amigos que quiero como hermanos.

A Vane, Ro, Carlos, Pico, Paco, Keren, Beto, Ale, Roger y a todos que hicieron al geofísico que llevo dentro.

ÍNDICE

RESUMEN	<u>1</u>
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN.....	<u>2</u>
CAPÍTULO II. METODOLOGÍA	<u>22</u>
CAPÍTULO III. RESULTADOS	<u>30</u>
CAPÍTULO IV. DISCUSIÓN	<u>33</u>
CAPÍTULO V. CONCLUSIONES.....	<u>51</u>
LITERATURA CITADA.....	<u>54</u>
ANEXO	<u>58</u>

LISTA DE FIGURAS

1. Geología carbonatada de la península de Yucatán, mostrando la secuencia de los depósitos. (Modificado de Weidie, 1985)
2. Geología del estado de Quintana Roo, mostrando la secuencia de los depósitos calcáreos. (INEGI, 2002)
3. Diagrama conceptual del modelo de Ghyben-Herzberg.
4. Corte esquemático del predio de la compañía CALICA.
5. Inducción de corrientes en un semiespacio homogéneo.
6. Inducción electromagnética en un semiespacio homogéneo.
7. Funciones de contribución relativa al campo secundario.
8. Funciones de contribución acumulativa al campo secundario.
9. Ubicación de sondeos y pozos en la zona de estudio.
10. Equipo EM34-3 de Geonics, en el predio de CALICA.
11. Banco de Nivel de la SCT.
12. Ubicación de la interfase en el Cenote W y Caverna sumergida.
13. Caverna mapeada, correspondiente a los sondeos 38 – 42.
14. Mapa de isoconductividades para el arreglo de bobinas verticales a 40 metros.
15. Mapas de isoconductividades para la Dársena.
16. Mapas de isoconductividades para la Parte Baja.
17. Horizonte de cavernas.
18. Perfiles Geoeléctrico 1 en CALICA.
19. Perfiles Geoeléctrico 2 en CALICA.
20. Modelos hidrogeológicos para CALICA.

LISTA DE TABLAS

1. Valores de resistividad y conductividad para los materiales más comunes en la zona de estudio.
2. Especificaciones de equipo EM34-3 de Geonics.
3. Piezometría de pozos y cenotes
4. Lecturas tomadas del equipo durante el trabajo de campo
5. Profundidad de penetración para las distintas frecuencias de operación, en la zona de estudio.
6. Conductividades aparentes típicas sobre una caverna
7. Modelos de Conductividad y resistividad en Cancún, (Informe de CNA).
8. Modelos de Conductividad y resistividad en Cancún, (Steinich y Marín, 1996).
9. Modelos de inversión, para los perfiles 1 y 2.
10. Conductividades aparentes típicas.

RESUMEN

Se realizaron 54 sondeos electromagnéticos con un equipo EM34-3 de Geonics, que opera con números de inducción bajos, en la compañía Calizas Industriales del Carmen S.A. de C.V. (CALICA), ubicada en el estado de Quintana Roo, cerca de Playa del Carmen, con el fin de determinar si las actividades de esta compañía representan un riesgo en la salinización del acuífero.

Se mapeó la intrusión salina generando mapas de isoconductividades, donde los valores altos de conductividad aparente se asocian a la presencia de agua salada. Se integraron los sondeos con información geofísica e hidrogeológica de estudios previos en la zona para generar dos perfiles geoeléctricos y generar un modelo hidrogeológico. El modelo hidrogeológico simplificado que se generó consiste de dos y tres capas. La primera, con conductividades de entre 1.02 a 2.8 milimho/metro, con espesores de cuatro a 16 metros hasta el nivel freático, está formada en su mayor parte por calizas arrecifales sin saturación de agua. La segunda, con conductividades entre 16.6 a 20.8 milimho/metro, está saturada con agua dulce y los espesores varían de menor a mayor conforme se aleja de la costa, así mismo este lente de agua dulce se ve afectado menormente en algunas zonas del predio debido a la explotación que realiza la empresa CALICA. Y finalmente la intrusión salina con conductividades mayores a 180 milimho/metro. Estos resultados caracterizan la respuesta geofísica del acuífero en la costa de Quintana Roo, para sondeos eléctricos verticales y de inducción magnética.

Capítulo I. INTRODUCCIÓN

La necesidad de tener un mayor control en la explotación y preservación de los recursos naturales es cada vez mayor. Las fuentes de agua potable son cada vez más escasas, la mayor parte del agua que se consume proviene del subsuelo. Por ello distintos organismos tienen la tarea de regular la explotación y establecer ciertas normas fundamentales para la conservación de tan valioso recurso. Es el caso del Instituto Nacional de Ecología (INE) y la Comisión Nacional de Agua (CNA).

Las zonas costeras presentan características particulares que obligan a tomar en cuenta y prevenir la posible salinización de los acuíferos y por ende su irremediable pérdida. La importancia del estudio en estas zonas radica en que en muchos países se han desarrollado industrias, centros urbanos y turísticos; demandando la explotación, conservación y manejo de los recursos naturales que en estas regiones se encuentran, especialmente el agua dulce.

Varios autores han realizado estudios y mapeado la intrusión salina en acuíferos costeros con suelos granulares y kársticos (Steinich y Marín, 1996; Doolittle y Collins, 1998; Stewart, 1982, Beard, 1994). El modelo de Ghyben-Herzberg para los acuíferos costeros, describe el comportamiento del lente de agua dulce, que sobreyace a la intrusión salina. Steinich y Marín (1996), muestran en su estudio hidrogeológico al noroeste de Yucatán que el modelo de Ghyben-Herzberg se acopla muy bien a la geometría del acuífero, excepto en algunas zonas influenciadas por cambios en el régimen de permeabilidad.

La Costa Caribe de Yucatán tiene una importante necesidad socio-económica y ambiental de implementar estrategias de control y desarrollo. En los años 70's el gobierno mexicano comenzó el desarrollo de un destino turístico de clase internacional en Cancún, Quintana Roo. Desde entonces este estado ha

experimentado un apresurado desarrollo, particularmente en la Riviera Maya que abarca el perímetro costero desde Cancún hasta Tulum. Este desarrollo a traído consigo el aumento demográfico, la necesidad de abastecer de recursos básicos como agua potable y drenaje tanto a la población como a los desarrollos turísticos; así como la aparición de compañías dedicadas al sector primario, que explotan los recursos naturales; tal es el caso de la compañía Calizas Industriales del Carmen S.A. de C.V. (CALICA).

Parte de los programas de control ambiental que ha establecido CALICA, como requisito necesario ante organismos como el INE y CNA, se encuentra el de monitoreo de aguas subterráneas, para determinar si las actividades de la empresa, en particular, la extracción de la roca caliza por debajo del nivel freático está generando una mezcla entre agua dulce y agua salada.

Los métodos geofísicos, dentro de la hidrogeología, se han convertido en una herramienta de suma importancia permitiendo la incorporación de mayor información para un pertinente análisis e interpretación hidrogeológica, optimizando los estudios tanto en el sentido científico como en el económico, (Poeter y Wingle, 1997). Obtener información de la resistividad del subsuelo para estudios hidrogeológicos, es un método geofísico que ha tenido gran aceptación y eficacia. Estas mediciones de resistividad usualmente se realizan con los métodos galvánicos convencionales, con dos electrodos enterrados que suministran la corriente eléctrica y dos más que miden la diferencia de potencial generado en el interior de la tierra, los arreglos de electrodos tipo Wener, Schlumberger, dipolo-dipolo, son algunos de los más utilizados. Sin embargo, la utilización de este tipo de sondeos y electrodos que necesitan ser enterrados, pueden causar problemas en áreas donde la superficie sea demasiado dura o presente mucha resistividad, ocasionando dificultades en obtener el flujo de corriente deseado. Otro problema que presenta este tipo de métodos, es la dificultad en el manejo y traslado del equipo, que puede resultar en un gran

consumo de tiempo y recursos en relación a la cantidad de información que se desea obtener.

En las últimas dos décadas, la utilización de métodos electromagnéticos (EM) han probado ser de gran utilidad y eficacia en la obtención de la resistividad del subsuelo, optimizando el tiempo de trabajo en campo y en algunos casos la interpretación de los datos. Algunos de los métodos más comunes son el magnetotelúrico y los transitorios electromagnéticos; utilizados principalmente para estudios donde las profundidades de investigación son mayores. La utilización de los métodos electromagnéticos, en un creciente número de casos, se ha convertido en la herramienta principal para resolver problemas de agua subterránea (Palaky et al. 1981; Lakston y Hecker, 1988; McNeill, 1990; Dolittle y Collins, 1998). Para los estudios geofísicos con fines ambientales o hidrogeológicos se utilizan los métodos electromagnéticos a bajas frecuencias, o técnicamente mejor conocidos como "operados a números de inducción bajos". Con esta característica, virtualmente, toda la respuesta registrada del subsuelo resulta en un comportamiento lineal de su conductividad, así que los instrumentos traducen directamente las componentes de fase y cuadratura de la señal recibida en la conductividad aparente. Stewart (1982), utilizó este método, comparándolo con los métodos eléctricos convencionales, para evaluar su eficacia en el mapeo de la interfase salina en el acuífero costero de Florida con muy buenos resultados.

En algunas ocasiones la utilización de los sondeos de resistividad convencionales y los EM en un mismo estudio, contribuye a solucionar los problemas de equivalencia en la inversión de los datos, en otros casos los sondeos EM se utilizan para hacer un reconocimiento previo de las zonas anómalas dentro del área de estudio.

El estudio de los acuíferos costeros carbonatados, involucra un sistema complejo de porosidad y permeabilidad ya que la solubilidad de la roca carbonatada provoca el desarrollo de efectivos sistemas de drenaje dentro del acuífero. Los modelos comunes de flujo de agua subterránea asumen condiciones isótropas y

homogéneas, es por ello que su utilización resulta inadecuada para el estudio de acuíferos kársticos.

La península de Yucatán es la parte expuesta de la gran plataforma de Yucatán, que divide al Golfo de México del Mar Caribe. La plataforma tiene un área de aproximadamente 300 mil kilómetros cuadrados (López Ramos, 1975), y la parte expuesta representa casi la mitad. El mapeo de la geología superficial está limitada por la densa vegetación, el difícil y limitado acceso al interior de la península y la alteración de los carbonatos que ocasionalmente afloran. La Figura 1 presenta la geología de los carbonatos de la península de Yucatán basada en los estudios de Butterlin & Bonet (1974), los estudios de los márgenes costeros por López Ramos (1983) y Weidie (1985).

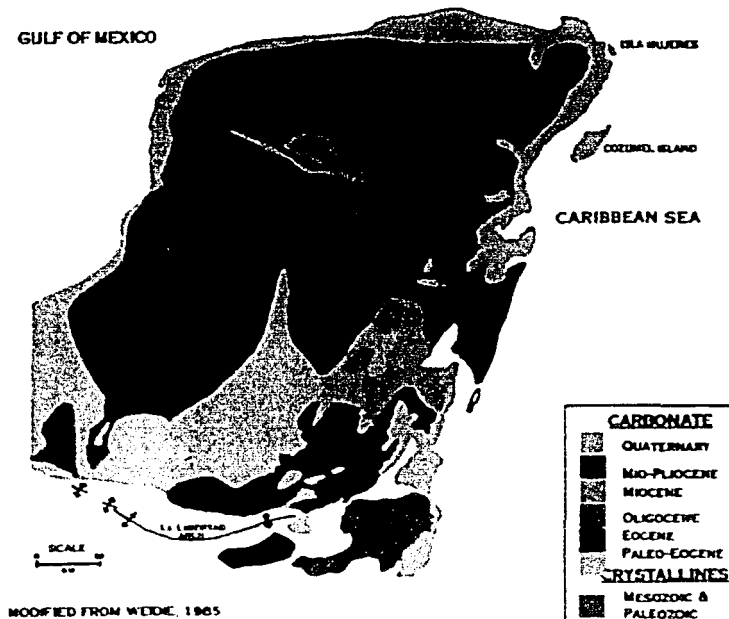


Figura 1. Geología carbonatada de la península de Yucatán, mostrando la secuencia de los depósitos.
(Modificado de Weidie, 1985)

El estado de Quintana Roo, como lo muestra la figura 2, presenta un patrón de depósitos de carbonatos con la presencia de formaciones más jóvenes en el perímetro. Al interior las edades corresponden a la era del Paleoceno-Eoceno, rodeadas por depósitos del Mioceno-Plioceno. Una estrecha franja de depósitos del Cuaternario rodea a la península, incluyendo la porción de la Costa del Caribe y el área de estudio.

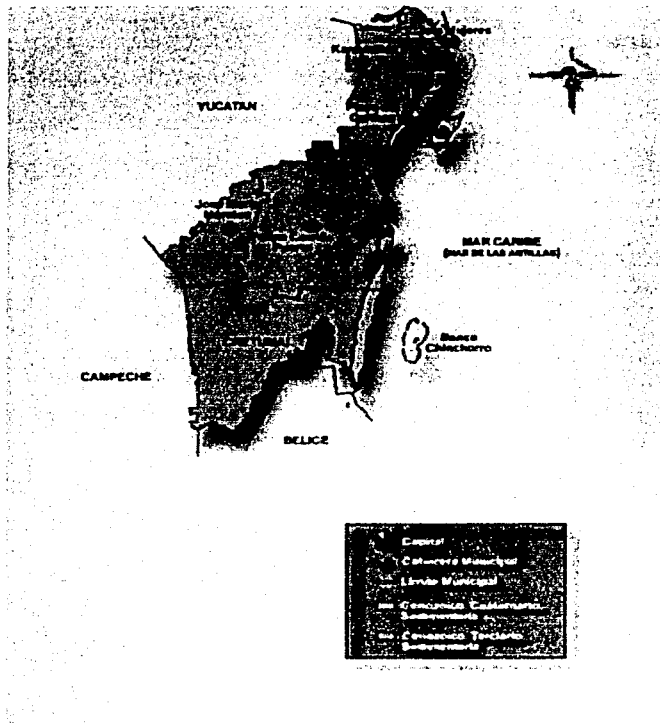


Figura 2. Geología del estado de Quintana Roo, mostrando la secuencia de los depósitos calcáreos. (INEGI, 2002)

La capacidad de flujo de agua y la alta conductividad hidráulica de estos carbonatos están claramente demostrados por la abundancia de Cenotes, la poca

profundidad del acuífero, el bajo gradiente hidráulico y los sistemas de flujo subterráneos, todos analizados por Beddows (1999).

De acuerdo con el trabajo de Marín (2000), existe un acuífero que subyace a todo el Estado de Quintana Roo. Está formado por calizas de características variadas y depósitos de litoral con un espesor máximo de 400 metros. La porosidad y permeabilidad primarias del acuífero dependen de su litología. Sus valores son altos en los estratos constituidos por conchas y esqueletos de organismos, así como en lugares donde ha habido disolución de la roca. A escala regional, se trata de un acuífero libre, heterogéneo, y anisotrópico. De acuerdo a la CNA (1990), la profundidad al nivel freático para el acuífero que subyace al Estado de Quintana Roo varía desde 20 metros hasta dos (en zonas cercanas a la costa). Para el área de estudio, la profundidad varía de 15 metros a menos de un metro. La dirección del flujo del agua subterránea es de oeste a este. Por lo tanto, la zona de recarga para la zona de estudio se encuentra al oeste y fluye hacia el este. Villasuso realizó un estudio en marzo y abril del año 2000 en el cual niveló pozos y cenotes, y midió los niveles de agua en lo que corresponde a la época de estiaje. Durante este estudio se determinó que la variación en la piezometría debido a un ciclo de marea baja/alta fue del orden de dos a cinco centímetros.

La zona de estudio se encuentra localizada aproximadamente a 15 km, sobre la costa, al sur de Playa del Carmen, Quintana Roo. En un predio, propiedad de la Compañía CALICA (Calizas Industriales del Carmen S.A. de C.V.), que se extiende desde la costa hasta ocho Km adentro aproximadamente, hacia el oeste. Esta compañía tiene los permisos para explotar el suelo como cantera, del cual extrae material calcáreo para construcción.

Su infraestructura y desarrollo permiten tener un fácil acceso a la zona, además de que por la misma naturaleza de la explotación favorece la presencia de afloramientos verticales donde se pueden observar las características del subsuelo. En CALICA hay 21 pozos de monitoreo de los cuales solo cuatro

penetran la interfase y dos cenotes que también la penetran. La presencia de estos pozos de monitoreo también facilitaron el estudio, ya que estos puntos fueron utilizados como puntos de control para los sondeos electromagnéticos.

El acuífero costero es libre dentro de la zona de estudio y es parte de un sistema Kárstico. Los niveles de agua se han medido en varias ocasiones por varios autores en pozos de monitoreo dentro de la zona, dando como resultado una variación no mayor a los 0.50m. Marín midió los niveles de agua en cinco puntos dentro del predio de Calica en Agosto del 2000 en lo que corresponde a la época de lluvias. Las variaciones observadas fueron 22 cm. Cabe señalar que la piezometría determinada por Marín fue inmediatamente después de un chubasco, por lo cual bajo condiciones normales, probablemente representan valores máximos. Estos resultados concuerdan con los datos presentados por la Comisión Nacional del Agua (MIAR, 2000).

No se cuenta con suficiente información de la zona de estudio para determinar cual ha sido la variación del nivel freático con el tiempo. Marín (1990) estableció para el noroeste de Yucatán una red de monitoreo piezométrica durante casi dos años. Durante este tiempo, las variaciones normales entre la época de estiaje y lluvias fue del orden de 0.50 metros. El gradiente hidráulico en el noroeste de Yucatán es del orden de 7 a 10 mm/Km (Marín, 1990; Steinich y Marín, 1996; Marín et al., 1997).

La siguiente discusión, tomada de Marín (2000), describe el fenómeno de flotación de un lente de agua dulce sobre la intrusión salina en los márgenes costeros. El agua subterránea fluye preferencialmente de las zonas altas (típicamente las montañas) a las zonas bajas del continente (el mar) de acuerdo al ciclo hidrológico. Según Drever (1998) el agua dulce es aquella que tiene sólidos disueltos menores a mil miligramos por litro. Agua salada es aquella que tiene del orden de 35,000 miligramos por litro de sólidos disueltos totales. En los acuíferos que se encuentran en las islas, penínsulas y otros terrenos continentales cercanos

al mar, existen lentes de agua dulce que flotan sobre agua salada. Esto es debido a una estratificación que se da por el diferencial en las densidades del agua conocida como intrusión salina. Típicamente, se considera que la densidad del agua dulce es de 1.000 g/cm^3 y que la densidad del agua de mar es de 1.025 g/cm^3 . El frente del agua dulce empuja al agua salada. En este caso la interfase, o zona de dispersión, se muestra como una línea cuando en realidad es una zona más amplia.

El espesor de dicho lente, varía de acuerdo a las condiciones hidrogeológicas, climáticas, variación de las mareas, etc. y tipo de esfuerzo(s) a los que este sometido el sistema natural. La relación de Ghyben-Herzberg (citado en Freeze y Cherry, 1979) es un modelo conceptual sencillo que permite explicar como se da la estratificación del agua dulce y salada (Fig.3).

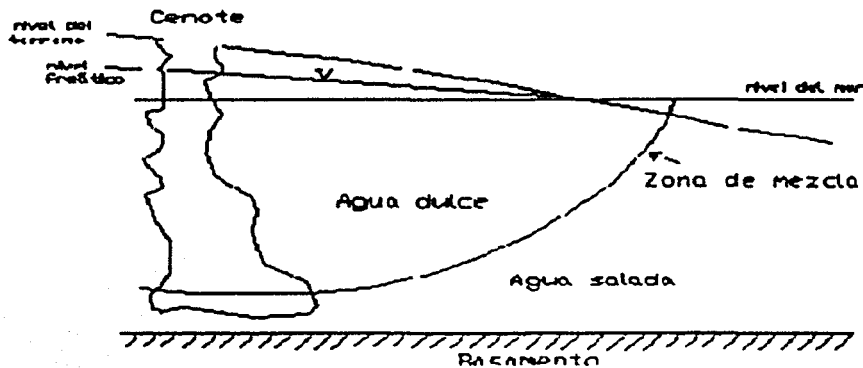


Figura 3. Diagrama conceptual del modelo Ghyben-Herzberg (tomado de Marín, 1990).

Existen varias suposiciones importantes en el modelo de Ghyben-Herzberg incluyendo las siguientes: 1) la ausencia de gradientes verticales; 2) la zona que separa al agua dulce del agua salada es una línea abrupta; 3) no hay zona de descarga. Estas suposiciones son menos válidas conforme uno se acerca a la

costa, ya que en esta zona existe una componente de flujo vertical importante, particularmente en zonas con topografía abrupta, existe una amplia zona de dispersión o mezcla, y existe una zona de descarga de agua dulce al mar. La zona de dispersión es el área en la cual se mezcla el agua dulce del acuífero con el agua salada proveniente del mar. En muchos casos, se hace la suposición que la separación entre el agua dulce y el agua de mar es una separación abrupta, pero en realidad, en vista de que estas dos aguas son miscibles, se conoce como la zona de dispersión o zona de mezcla.

La zona de dispersión puede variar desde pocos metros en ambientes poco perturbados como en los cenotes que se encuentran decenas de kilómetros tierra adentro, a decenas de metros en zonas con grandes variaciones de mareas y de gran perturbación por actividades antropogénicas como el bombeo intermitente de pozos (Kohout y Klein, 1967).

Para el caso particular del noroeste de Yucatán, la intrusión salina ha sido detectada a más de 100 km de la costa (Steinich y Marín, 1996). Para el estado de Quintana Roo, el acuífero en la costa este de la Península es libre, y el espesor del lente de agua dulce es de apenas unas decenas de metros, el gradiente hidráulico es pequeño y la zona de mezcla es mínima, según estudios previos de Beddows, (1999) y Marín (2000).

La Figura 4 es un corte esquemático a través del predio en el cual se encuentra CALICA.

Corte Esquemático Hidrogeológico de CALICA

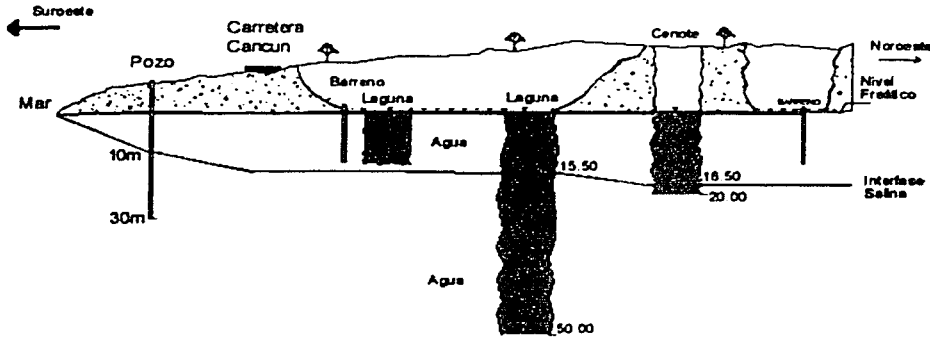


Figura 4. Corte esquemático a través de Calica.
(tomado de Marín, 1990).

En la mayoría de los estudios de agua subterránea, el suelo y la matriz de las rocas son asumidas como aislantes eléctricos, así que la corriente fluye a través del líquido saturante. Generalmente la conducción eléctrica en una roca se da por los procesos electrolíticos generados por poros y fracturas que contienen algún porcentaje de agua. De esta manera, los factores más importantes que afectan la conductividad del subsuelo son según McNeill, (1990):

1. la porosidad
2. la conductividad eléctrica del fluido saturante
3. grado de saturación (fracción del espacio del poro relleno con líquido)
4. permeabilidad (conexión entre poros)
5. presencia de arcillas (según su capacidad de intercambio iónico)

Cuando el agua presente en los poros tiene iones en solución, los iones constituyentes se separan, por lo que son libres para moverse independientemente en la solución. De esta forma se lleva a cabo la conducción electrolítica, donde la propagación de corriente se lleva a cabo por medio de los

iones disueltos (Keller y Frischknecht, 1966). La siguiente tabla muestra los valores de resistividad y conductividad de rocas comunes y materiales que conforman el subsuelo típico en esta zona de estudio, proporcionados por Keller & Frischnecht, (1966); Daniels & Alberty, (1966).

Material	Resistividad (ohm*m)	Conductividad (milimho*m)
Roca Caliza	50-400	20-2.50
Agua subterránea	10-100	100-10
Agua salada	0.2-3	5000-333

Tabla 1. Valores de resistividad y conductividad para los materiales más comunes en la zona de estudio.

Los métodos de inducción electromagnética están siendo usados actualmente para mapear la geología somera mediante la identificación de las variaciones en la conductividad eléctrica del subsuelo (Mc Neill, 1986; Saurabh & Sharma, 1995; Doolittle & Collins, 1998). Tales variaciones son causadas generalmente por los cambios en la estructura del subsuelo como la porosidad, la permeabilidad y el grado de saturación de agua.

La aplicación de técnicas de inducción electromagnética para medir la resistividad del subsuelo, o más propiamente la conductividad, cuya respuesta es directamente proporcional, no es algo nuevo y excelentes descripciones de la técnica se encuentran en la literatura (Keller & Frishchnecht, 1966).

Considerando la figura 5 en la que la bobina transmisora T_x es energizada por una corriente alterna a cierta frecuencia y puesta sobre la tierra, considerada uniforme; y donde la bobina receptora R_x se coloca a cierta distancia s . El campo magnético que se genera por la corriente alterna en el transmisor

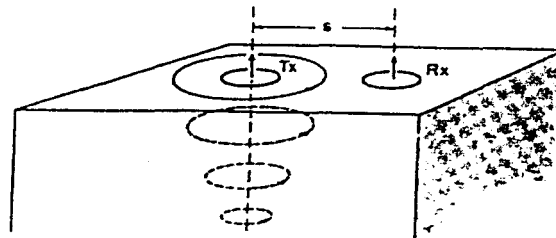


Figura 5. Inducción de corrientes en un semiespacio homogéneo.

induce pequeñas corrientes en el subsuelo. Estas corrientes generan un campo magnético secundario H_s que es captado, conjuntamente con el campo primario H_p , por el receptor. En general este campo magnético secundario es una complicada función de la distancia entre las bobinas s , la frecuencia de operación f , y la conductividad del subsuelo σ . Bajo ciertas restricciones, técnicamente definidas como "operación con números de inducción bajos", el campo magnético secundario se convierte en una sencilla función de estas variables. Dando por resultado el siguiente comportamiento del campo magnético secundario:

$$\frac{H_s}{H_p} = \frac{i\omega\mu_0\sigma s^2}{4} \quad (1)$$

donde:

H_s = campo magnético secundario en el receptor

H_p = campo magnético primario en el receptor

$\omega = 2\pi f$

f = frecuencia (Hz)

μ_0 = permeabilidad del vacío

σ = conductividad del subsuelo (mho/m)

s = distancia entre bobinas (m)

$i = \sqrt{-1}$

La relación entre los campos magnéticos primario y secundario para las configuraciones vertical y horizontal están dadas por las ecuaciones (2) y (3) respectivamente (Keller, 1996).

$$\left(\frac{H_s}{H_p} \right)_v = \frac{2}{(\gamma s)^2} \left\{ \vartheta - [\vartheta + 9\gamma s + 4(\gamma s)^2 + (\gamma s)^3] e^{-\gamma s} \right\} \quad (2)$$

$$\left(\frac{H_s}{H_p} \right)_h = 2 \left\{ 1 - \frac{3}{(\gamma s)^2} + [3 + 3\gamma s + (\gamma s)^2] \frac{e^{-\gamma s}}{(\gamma s)^2} \right\} \quad (3)$$

donde: $\gamma = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma}$

Las expresiones anteriores son funciones de γs , la cual es una función compleja que depende de la frecuencia y de la conductividad. Sin embargo, bajo ciertas condiciones se pueden simplificar.

McNeill (1980), explica las razones para llegar a esta simplificación. Una característica muy conocida de un semiespacio homogéneo es el *skin depth* δ , que se define como la distancia que una onda plana ha viajado a través del semiespacio cuando su amplitud ha sido atenuada en una relación de 1/e de la amplitud original en la superficie. Su ecuación es la siguiente:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}} = \frac{\sqrt{2i}}{\gamma} \quad (4)$$

y por lo tanto:

$$\gamma s = \sqrt{2i} \frac{s}{\delta} \quad (5)$$

La relación entre la distancia entre bobinas dividida por el skin depth, se define como el número de inducción B . Por lo que se obtiene la siguiente expresión:

$$\gamma_s = \sqrt{2i}B \quad (6)$$

Si B es mucho menor a uno ($\gamma_s \ll 1$), las ecuaciones (2) y (3) se pueden reducir a la siguiente expresión:

$$\left(\frac{H_s}{H_p}\right)_V \approx \left(\frac{H_s}{H_p}\right)_H \approx \frac{iB^2}{2} = \frac{i\omega\mu_0 s^2 \sigma}{4} \quad (7)$$

la cual es igual a la ecuación (1).

De esta forma la magnitud del campo magnético secundario es directamente proporcional a la conductividad del subsuelo y la fase de H_s precede a la de H_p por 90° .

Para hacer que B sea mucho menor que la unidad, s tiene que ser mucho menor que δ lo que implica que:

$$\omega \ll \frac{2}{\mu_0 \sigma s^2} \quad (8)$$

Esto es, habiendo adoptado por un valor de s que establece la profundidad de penetración efectiva bajo la condición de que $B \ll 1$, la conductividad máxima del terreno se estima y la frecuencia de operación se fija para que la ecuación (8) siempre se cumpla. Para el instrumento EM34-3, las separaciones que han sido fiadas son de 10, 20 y 40 m, y sus correspondientes frecuencias son de 6.4, 1.6 y .4 KHz. Las bobinas están conectadas por un cable para proporcionar una referencia de la componente de fase de la señal recibida, la cual se anula por

medio de un lector analógico hasta que su lectura sea cero, y la componente de cuadratura se convierte en la conductividad aparente en un segundo lector. Por lo que la conductividad aparente que el instrumento mide está definida por :

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega\mu_0 s^2} \left(\frac{Hs}{Hp} \right)_{\text{cuadratura}} \quad (9)$$

Para este tipo de sondeos la profundidad de penetración está relacionada con la geometría del arreglo, más que por el skin depth, ya que está controlada por la caída del campo dipolar del transmisor en relación a la distancia. Por ello todas las dimensiones se normalizan con respecto a la separación de las bobinas.

La condición de que $B \ll 1$ es equivalente a decir que para cualquiera de los circuitos de corriente que son generados en el subsuelo por el transmisor, la frecuencia de operación es tan baja que se puede ignorar cualquier acoplamiento magnético entre los circuitos. Así, la corriente que fluye en cualquier circuito es completamente independiente de la corriente que circula en cualquier otro circuito y depende únicamente del flujo de corriente que se genera en el transmisor y de la conductividad del subsuelo en ese lugar (de esa capa).

Esta nula interacción entre circuitos es un factor importante para la simplificación del proceso de reducción de los datos. El hecho de que para cualquier valor de B y para cualquier orientación del dipolo magnético sobre un semiespacio homogéneo o sobre un medio estratificado, todo flujo de corriente es horizontal, también resulta de gran importancia. Es el caso tanto para el arreglo de dipolo horizontal como para el vertical. Por lo tanto en un medio horizontalmente estratificado no hay corrientes que crucen las interfases; de lo contrario el cambio de conductividad, en virtud de la refracción de corriente, cambiaría también la dirección de corriente mientras esta fluye de un medio a otro.

El hecho de que estas dos propiedades se cumplan, asegura que el cambio de conductividades entre las capas del subsuelo no alterará la geometría de la corrientes que se generan. La variación entre las conductividades de los estratos solo propiciará la variación proporcional de la magnitud de la corriente en esa capa. Para calcular el campo magnético resultante en la superficie de un medio horizontalmente estratificado, es necesario únicamente calcular la contribución independiente de cada estrato, la cual está en función de su profundidad y de su conductividad, y sumar las contribuciones de todas las capas.

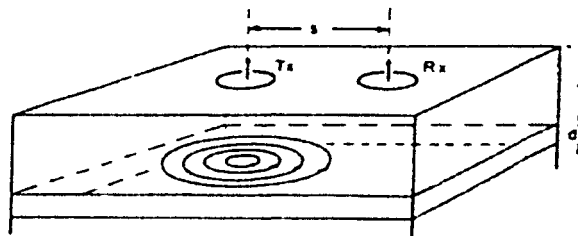


Figura 6. Inducción EM en un semiespacio homogéneo.

Según Mc Neill, (1980), considerando una capa de espesor dz a una profundidad z (donde z es la profundidad dividida por el espaciado entre las bobinas s) en un semiespacio homogéneo como el de la figura 6; y recordando que no hay acoplamiento entre los campos magnéticos generados por cada capa. Es posible calcular el campo magnético secundario en la bobina receptora debido al flujo de todas las corrientes generadas en esta o cualquier otra capa a cualquier profundidad. Así se construye una función $\Phi_v(Z)$ (para el arreglo vertical de las bobinas) que se muestra en la figura 7, la cual describe la contribución al campo magnético secundario de una capa a cualquier profundidad z .

De la figura podemos ver que el material que está localizado a una profundidad aproximada de $0.4s$ aporta el mayor efecto sobre el campo magnético secundario,

sin embargo el material a una profundidad de 1.5s aun contribuye significativamente. Para un arreglo horizontal de las bobinas se construye la función $\Phi_H(Z)$, que se muestra en la figura 7.

La comparación del comportamiento de ambas funciones en la figura, enfatiza la contribución significativa del material cercano a la superficie para el arreglo horizontal y la mayor contribución del material a profundidad para el arreglo vertical.

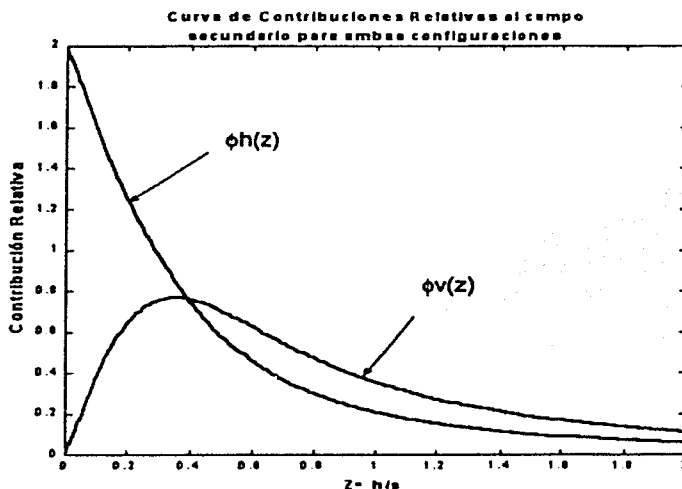


Figura 7. Funciones de contribución relativa.

El análisis del comportamiento de ambas funciones es importante e indica la conveniencia de realizar una toma de datos con los dos arreglos para hacer posteriormente un diagnóstico más preciso sobre un modelo de tierra estratificado.

Como lo indica la ecuación (9), la conductividad aparente está en función del campo magnético secundario en la bobina receptora, las funciones $\Phi_v(z)$ y $\Phi_H(z)$ también describen la contribución relativa del material, a diferentes profundidades, a las lecturas de la conductividad aparente leída en el instrumento. Otras funciones de mayor utilidad se derivan de las anteriores, una integral sobre

cualquiera de las dos funciones, desde cero hasta infinito, da como resultado el campo magnético secundario total en la bobina receptora a partir de un semiespacio homogéneo, el cual está relacionado directamente a la conductividad eléctrica del semiespacio por la ecuación (1). Estas funciones se definen como la contribución relativa al campo magnético secundario, o a la conductividad aparente, de todo el material debajo de una profundidad z , y están dadas por:

$$R_{v,h}(z) = \int_z^\infty \Phi_{v,h}(z) dz \quad (10)$$

cuyo comportamiento se muestra en la siguiente gráfica.

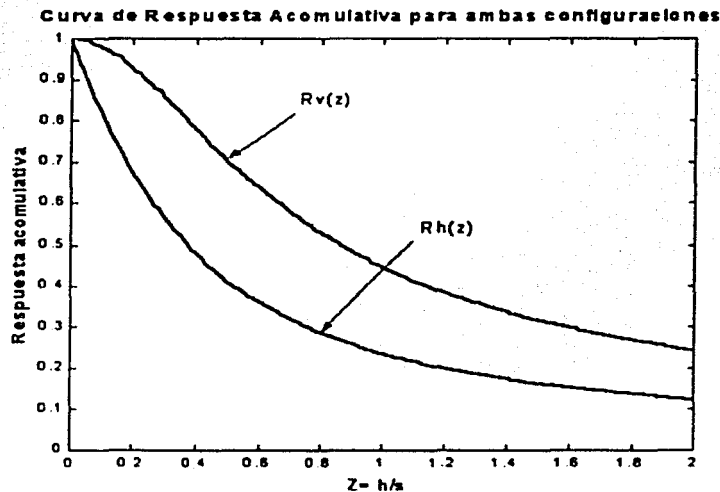


Figura 8. Funciones de contribución acumulativa.

Las funciones $\Phi(z)$ y $R(z)$ definen la influencia relativa del flujo de corriente en función de la profundidad. Sus deducciones se encuentran explicadas por PATRA y Mallick, (1979). Y se expresan con las siguientes formulas (Mc Neill, 1980):

$$\begin{aligned}\Phi_V(z) &= \frac{4z}{(4z^2 + 1)^{3/2}} \\ \Phi_H(z) &= 2 - \frac{4z}{(4z^2 + 1)^{1/2}}\end{aligned}\quad (11)$$

$$\begin{aligned}R_V(z) &= \frac{1}{(4z^2 + 1)^{1/2}} \\ R_H(z) &= (4z^2 + 1)^{1/2} - 2z\end{aligned}\quad (12)$$

donde z es la profundidad dividida entre el espaciamento de las bobinas.

Con estas fórmulas y los principios del semiespacio homogéneo es posible calcular la respuesta del instrumento para distintos modelos estratificados del subsuelo. Mc Neill (1980), establece una manera sencilla de hacerlo y esto es mediante la suma ponderada de la contribución de cada estrato, de acuerdo con su conductividad y profundidad.

En el caso de un medio con dos estratos la contribución del estrato superior es de:

$$\sigma_s = \sigma_1 [1 - R(z)] \quad (13)$$

Ya que todo el material por debajo de la superficie produce una contribución relativa del cien por ciento de la lectura del instrumento. El material que se encuentre a cierta profundidad tiene una contribución de:

$$\sigma_u = \sigma_2 R(z) \quad (14)$$

Por lo tanto la verdadera lectura estará dada por la suma de las ecuaciones (13) y (14):

$$\sigma_a = \sigma_1 [1 - R(z)] + \sigma_2 R(z) \quad (15)$$

del mismo modo se deducen las ecuaciones para las lecturas de dos y tres capas.

Es de esta manera en que para el presente trabajo se calcularon las respuestas de los modelos obtenidos de información geofísica previa y de pozos, para generar modelos iniciales y aplicar el método de mínimos cuadrados de Maquardt, para invertir los datos de campo.

Los objetivos de esta investigación son: a) mapear la intrusión salina en el acuífero al sur de Playa del Carmen, Quintana Roo, utilizando sondeos electromagnéticos; b) realizar la inversión de los datos para generar perfiles geológico-geofísicos que ilustren la ubicación espacial del lente de agua dulce; c) proponer un modelo hidrogeológico integrando los sondeos electromagnéticos con información de pozos y de estudios geofísicos previos en la zona; d) evaluar si la extracción de la roca caliza por debajo del espejo de agua, está contribuyendo a la salinización del acuífero; y e) Caracterizar la firma geofísica del método empleado para las distintas configuraciones espaciales del acuífero, para que sirvan de referencia en estudios de monitoreo posteriores.

Capítulo II. METODOLOGÍA

Para este estudio, y con el objetivo de dar mayor validez a la interpretación de la información geofísica, todos los sondeos se georeferenciaron utilizando un sistema de GPS diferencial. Gracias a la resolución vertical que se ofrece este tipo de sistema, se pudo tomar en cuenta la topografía e identificar los efectos de la zona no saturada en las lecturas de conductividad aparente en la zona de estudio. Se recopiló información previa de pozos en el predio de Calica con lo que fue posible identificar de manera directa los espesores de la zona no saturada y del lente de agua dulce. Para la inversión de los datos, se incorporó el estudio en el noroeste de la península de Yucatán publicado por Steinich y Marín, (1996), y el estudio hidrogeológico de la C.N.A. en la ciudad de Cancún, Quintana Roo, del cual se reinterpretaron los sondeos eléctricos verticales, para establecer los valores de conductividad eléctrica de los modelos geoeléctricos. Se presentan los resultados en mapas de isoconductividades y como perfiles geoléticos que ilustran la intrusión salina y la geometría del acuífero.

Del 27 de octubre al 2 de noviembre de 2001, se realizaron 54 sondeos electromagnéticos, dentro del predio propiedad de la compañía CALICA, al suroeste de Playa del Carmen, Quintana Roo. Para cumplir con los objetivos de esta investigación se recurrió a la utilización de un método de inducción electromagnética. En esta técnica los sondeos electromagnéticos se realizan con dos bobinas en posiciones horizontales y verticales, variando la frecuencia con la separación entre ellas; el método utiliza valores de inducción muy bajos cumpliendo con la restricción pertinente para poder leer la conductividad del subsuelo directamente (Mc Neill, 1980).

La zona de explotación de esta compañía permite el fácil acceso y ejecución de los sondeos, ya que se encuentra libre de vegetación y con acceso a vehículos terrestres. Aun con estas condiciones tan favorables para la toma de datos, no fue

posible configurar una malla uniforme de puntos de investigación, impedido en parte por el trabajo de explotación y transporte de la compañía y en parte por las zonas de vegetación densa.

Los sondeos se realizaron en diferentes puntos dentro de la zona de explotación del predio, procurando cubrir la zona con sondeos de 200 a 400 metros entre cada uno (según lo permitiera el terreno y las actividades de la compañía). Particularmente, en este proyecto se contó con puntos de control en pozos, cenotes y lagos, donde se tiene conocimiento de la profundidad al nivel freático y la profundidad a la interfase del agua dulce con la salada. La figura 9 muestra la zona de estudio con la ubicación de los sondeos electromagnéticos y de los perfiles geoelectrónicos interpretados.

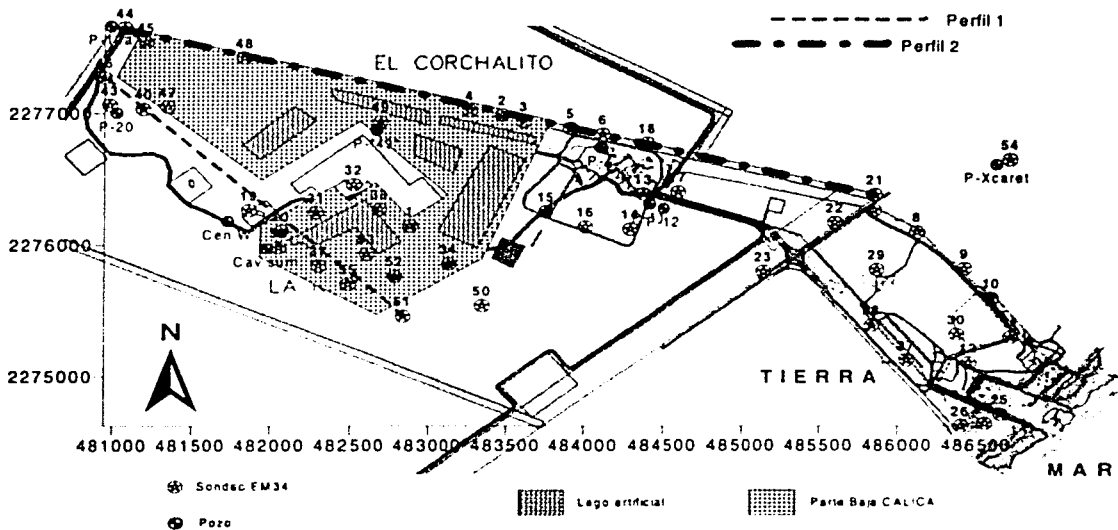


Figura 9. Ubicación de sondeos y pozos en la zona de estudio.

El EM34-3 de GEONICS, es un instrumento manejado por dos personas, con dos bobinas interconectadas, figura 10. El espaciado entre las bobinas es medido electrónicamente por un dispositivo para que el operador posicione las bobinas a

una distancia adecuada, que puede ser a 10, 20 ó 40 metros y así variar directamente la frecuencia de operación y la profundidad de exploración.

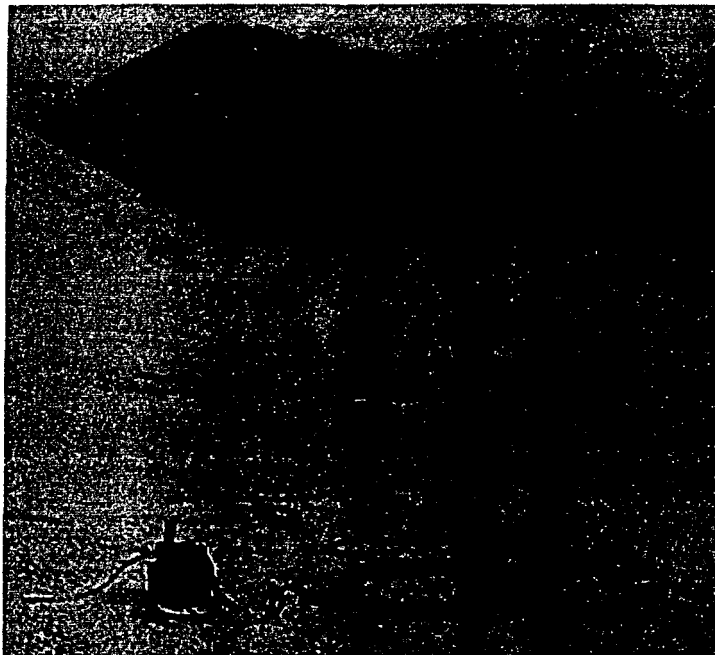


Figura 10. Equipo EM34-3 de Geonics, en el predio de la compañía CALICA.

Para medir la conductividad del terreno el operador del transmisor se detiene en el punto de medición; el operador del receptor mueve la bobina receptora hacia delante y hacia atrás hasta que el indicador electrónico indica el espaciamiento correcto.

El instrumento está calibrado para leer la conductividad del terreno en milimhos por metro, para convertir las lecturas a resistividad (ohms por metro) basta con dividir 1000 entre la lectura.

El equipo EM34-3, consta de una bobina y una consola transmisora, así como de la bobina y consola receptoras. Con el fin de realizar mediciones a las distintas frecuencias, el equipo incluye tres cables de interconexión de 10, 20 y 40 metros

de largo. Algunas de las especificaciones del equipo se presentan en la siguiente tabla.

Cantidad Medida	Conductividad aparente del subsuelo, miliSiemens/metro (mS/m)
Rango de conductividad	0-10, 100, 1000 (mS/m)
Nivel de ruido del instrumento	Menos de 0.2 (mS/m)
Exactitud de la medición	+ - 5% a 20 (mS/m)
Precisión de la medición	+2% de la escala completa de deflexión
Fuente de campo primario	Bobina, Dipolo transmisor
Sensor	Bobina, Dipolo receptor
Separación entre bobinas	10, 20, ó 40 metros
Frecuencias de operación	6.4 kHz a 10 m 1.6 kHz a 20 m 0.4 kHz a 40 m

Tabla 3. Em34-3 Especificaciones del Instrumento, Geonics Limited 1996.

Las mediciones se realizaron lejos de líneas de alto voltaje y estructuras metálicas significativas que pudieran inducir ruido a las lecturas. En los casos en donde se presentaba mucho ruido, se cambió el switch de potencia del transmisor, de posición "Normal" a "High" (alto) para tratar de estabilizar las lecturas; así mismo, en los casos de ruido cultural intenso se realizó el procedimiento descrito en el manual de operación del instrumento que sugiere reducir la sensibilidad bajando el switch una posición y verificar si la lectura es la misma. Es decir, se leía en la escala de 100 mS/m, se cambia el switch a la escala de 1000 mS/m. Solo en algunas ocasiones se omitió la lectura a 40 m de separación ya que es la más sensible a este tipo de ruidos. Para reducir el error, se utilizaron niveles de burbuja procurando mantener a las bobinas orientadas en el mismo plano. Se realizó el

procedimiento de "null" una vez al día antes de realizar los sondeos, lo cual consiste en remover cualquier desajuste en los mecanismos y electrónica del aparato (*EM34-3 Operating Instructions*; Geonics Limited, 1998).

En cada sondeo electromagnético se realizaron seis mediciones de la conductividad aparente, de las cuales tres se realizaron con la configuración vertical de las bobinas (dipolo horizontal) a 10, 20 y 40 m, y otras tres a los mismos espaciamientos pero con la configuración horizontal de las bobinas (dipolo vertical). En ambas configuraciones, la bobina transmisora, produce una corriente alterna que origina un campo magnético variable, el cual, al penetrar en el medio induce a su vez corrientes que generan un campo magnético secundario.

La precisión y exactitud de las coordenadas geográficas pueden ser mejoradas de manera considerable si se usa un sistema de GPS diferencial. En este caso, es posible obtener coordenadas cuyo error sea del orden de centímetros utilizando el método estático rápido (Marín, en arbitraje).

Se colocó la estación base en un punto cuyas coordenadas son conocidas; sobre la *Caseta 1* existe un banco de nivel de la S.C.T. figura 10, cuyas coordenadas son 2275709.938N, 485535.287E con una cota de 8.843m, (nivelación realizada por Marín).

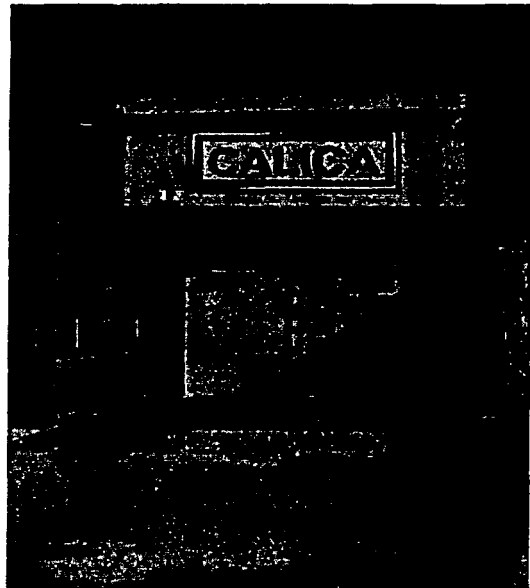


Figura 11. Caseta 1 de vigilancia de Calica. El Banco de Nivel de la SCT se encuentra en la azotea de esta caseta.

Un segundo instrumento móvil, el rover, se coloca sobre los puntos de interés. De acuerdo al INEGI (Marín y otros, en arbitraje) es necesario ocupar cada estación

cuando menos 8 minutos, según el número de satélites que formen la constelación perceptible para el rover. Para obtener las coordenadas, es necesario que los dos instrumentos (la base y el rover) observen cuando menos cuatro satélites en común. Posteriormente, los datos de los dos instrumentos son procesados. Este proceso permite evaluar la calidad de los datos y determinar los vectores entre la base y el GPS móvil. El máximo error utilizando esta técnica es de 25mm en el horizontal y de 17cm en la vertical.

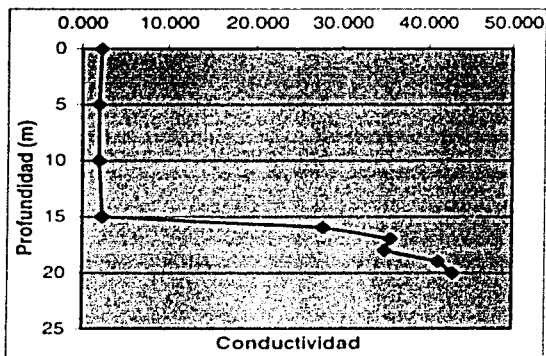
Para poder obtener una buena solución (o coordenadas geográficas), es necesario que se cumplan varios factores, incluyendo contar en cada una de las estaciones (base y móvil) con una buena visibilidad de los satélites (es decir, que no existan obstrucciones como árboles, edificios, líneas de alta tensión, etc). La importancia de utilizar este sistema de posicionamiento tan preciso radica en la necesidad de realizar los perfiles geoeléctricos tomando en cuenta la topografía de la zona y de tener un control de las coordenadas geográficas de los puntos de control del estudio, ya que por tratarse de una cantera activa en una zona selvática es casi imposible realizar un levantamiento topográfico y se corre el riesgo de perder la ubicación de los pozos de monitoreo de calidad del agua, mismos que se convirtieron en los puntos de control geofísico en esta investigación.

Anteriormente en estudios realizados en este mismo predio, se monitorearon los pozos y cenotes con una sonda que lee la conductividad del agua, (Marín, 2000), en esta última visita se realizaron nuevamente los sondeos en los pozos 12, 13(a), y Xcaret. Estos puntos permiten verificar la profundidad de los horizontes principales a identificar en este estudio, que son: la parte superficial del espejo de agua (nivel freático) y la interfase de agua dulce y agua salada.

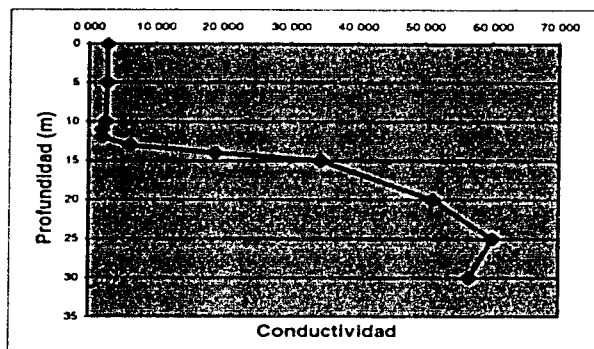
En la exploración geofísica y la inversión de los datos, son siempre de gran utilidad estos puntos de control ya que podemos tener un modelo inicial real del subsuelo y extrapolar la firma de las características físicas de interés a toda la zona de estudio, y así poder realizar una interpretación más precisa a partir de los

datos de campo. Este procedimiento resulta, por un lado, en una reducción del trabajo y costos de estudio; y por el otro, en la mejor interpretación geológica – geofísica.

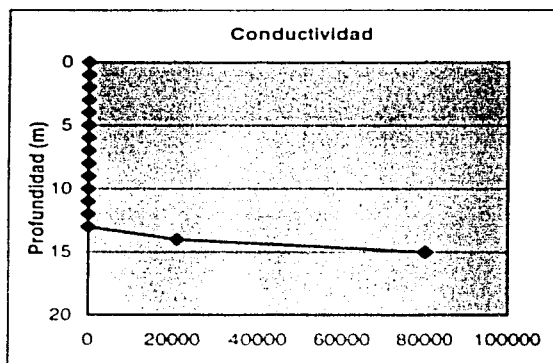
Marín (2000), muestra las siguientes tablas de conductividad contra profundidad para el Cenote W y la caverna sumergida, sin tomar en cuenta la zona no saturada.



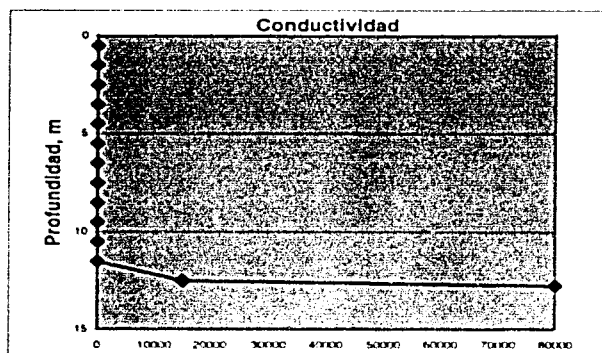
a) Conductividad vs. Profundidad, marzo, 2000, Cenote W



c) Conductividad vs. profundidad, marzo, 2000, Caverna sumergida



b) Conductividad vs profundidad, mayo, 2001, Cenote W



d) Conductividad vs. profundidad, mayo, 2001, Caverna sumergida

Figura 12. Ubicación de la interfase en el Cenote W y Caverna sumergida.

Punto	Fecha	Nivel freático, m	Fecha	Nivel freático, m
Cenote W	Abril 6, 2001	14.56	Agosto 10, 2000	14.53
Pozo 4	Abril 6, 2001	5.89	Agosto 10, 2000	5.89
Pozo 11	Abril 6, 2001	5.00	Agosto 10, 2000	4.88
Pozo 12	Abril 6, 2001	5.38	Agosto 10, 2000	5.41
Caverna sumergida	Mayo, 2001	13.5	Marzo, 2000	13.00

Punto	Fecha	Nivel Freático, m
Pozo 20	Octubre, 2001	15.1
Pozo 13 ^a	Octubre, 2001	14.9
Pozo "49"	Octubre, 2001	1.23
Pozo Xcaret	Octubre, 2001	6.18

Tabla 3. Piezometría de pozos y cenotes (Marín, 2000)

Capítulo III. RESULTADOS

La tabla 4 presenta los datos de los sondeos electromagnéticos así como sus coordenadas en valores UTM y la elevación con respecto al elipsoide. El arreglo de bobinas horizontales (dipolo vertical) es llamado BH, y el arreglo de bobinas verticales (dipolo horizontal) es llamado BV. Los números a la derecha de ambas leyendas corresponden a la separación en metros entre las bobinas. Los valores de las lecturas son presentados en unidades de conductividad (milimho por metro).

Sondeo	Norte	Esto	Elevación	BH 10m	BH 20m	BH 40m	BV 10m	BV 20m	BV 40m
5	2276880.64	483915.47	6.53	8.65	15.72	50	10.3	28.54	58.8
6	2276834.83	484119.41	6.39	8.43	28.3	63.6	14.1	25.4	63.1
7	2276258.14	485847.97	5.82	17.4	30.1	62.3	14.6	34.3	70.4
8	2276093.12	486117.61	7.68	14.2	34.2	63.1	14.3	28	74.8
9	2275817.01	486417.83	10.2	25.2	35.9	65.3	16.6	34.6	75
10	2275591.93	486589.06	10.29	20.4	43.9	65.4	12.4	31.7	75.1
11	2275298.26	486714.32	8.86	28.6	40.0	67.3	16.5	36.7	80
12	2275104.41	486447.67	8.35	18.9	42.2	70.8	15.3	37.8	80.3
13	2276382.88	484369.82	7.16	6.1	27.3	68.1	8.6	23.1	65
14	2276117.76	484291.17	6.36	8.3	31.8	76	7	22.2	63.4
15*	2276251.46	483755.12	6.39	10.7	32.3	70.5	5.2	22	68.1
16	2276135.78	484011.34	6.42	9.7	30.3	61.7	5.7	21.3	67.3
17	2276397.59	484596.04	5.53	10.5	39.6	-	5.4	23.5	-
18	2276767.69	484393.65	6.83	7.3	28	67.4	15.6	26.1	65.1
19	2276264.1	481865.53	15.11	2.5	12.4	37.54	1.8	7	33.5
20	2276100.03	483200.7	6.27	10.7	30.3	61.7	5.7	21.3	67.3
21	2276375.87	485855.11	4.91	14.9	30.5	62.3	10.1	28.2	70.4
22**	2276165.21	485598.51	5.09	19.3	46	63.1	12.7	35.1	74.8
23	2275794.36	485139.28	7.46	11.9	30.6	62.3	8	24.7	70.4
24	2274645.69	486549.01	4.91	35	67	65.3	33	72	75
25*	2274715.25	486651.02	4.78	38.5	69.6	67.3	37.6	75	80
26	2274627.08	486400.24	6.54	33.4	65.2	75.2	29.6	69.7	105
27	2275124.24	486056.59	8.8	17	42.3	71	13.4	37.8	91
28	2275389.04	485836.56	8.24	17.3	36.9	69	13.2	28.7	85
29	2275809.46	485867.76	7.27	23.4	36.1	72.9	28.1	38.1	80.2
30	2275320.23	486373.07	8.83	13.8	38.7	67.8	14.3	31.2	75.1

38	2270122.61	481073.59	15.55	2.2	11.2	38.6	1.4	6.3	30.6
39	2270173.61	481073.59	15.55	2.2	11.2	38.6	1.4	6.3	30.6
40	2270219.61	481073.59	15.55	2.2	11.2	38.6	1.4	6.3	30.6
41	2270265.61	481073.59	15.55	2.2	11.2	38.6	1.4	6.3	30.6
42	2270311.61	481073.59	15.55	2.2	11.2	38.6	1.4	6.3	30.6
43	2277063.61	480978.9	15.55	2.2	11.2	38.6	1.4	6.3	30.6
44	2277647.78	481073.59	14.81	1.8	11.8	43	1.8	6.6	32
45	2278231.95	481073.59	14.81	1.8	11.8	43	1.8	6.6	32
46	2278816.12	481073.59	14.81	1.8	11.8	43	1.8	6.6	32
47	2279400.29	481073.59	14.81	1.8	11.8	43	1.8	6.6	32
48	2280000.00	481073.59	14.81	1.8	11.8	43	1.8	6.6	32
49	2280600.00	481073.59	14.81	1.8	11.8	43	1.8	6.6	32
50	2275539.14	483347.29	6.11	7.2	28.5	57.9	4.6	18.8	61.9
51	2275461.13	482841.13	7.22	6.9	24.8	60.2	4.2	17	60.5
52	2275383.12	482335.12	8.33	6.0	21.1	62.5	3.8	15.2	57.8
53	2275305.11	481829.11	9.44	5.1	17.4	64.8	3.4	12.6	55.5
54	2276641.69	486709.1	3.81	12.3	37.5	60.7	3.6	27.3	75.2

* Georeferenciación autónoma

**Lectura muy inestable

Tabla4. Lecturas tomadas del equipo durante el trabajo de campo.

Los datos con sombra obscura corresponden a los sondeos realizados en la parte baja del predio, a solo unos centímetros del nivel freático. Estos datos se presentan más adelante en un mapa de contornos independiente. Los datos con sombra clara, corresponden a los sondeos realizados cerca de la costa y la Dársena, también se presentan más adelante en un mapa independiente para su mejor análisis.

Con el fin de establecer un rango de valores de conductividad aparente a la respuesta de la inducción electromagnética del equipo sobre cavemas no subacuáticas. Los sondeos 38 al 42, marcados en el texto, corresponden a la parte alta y se realizaron sobre una cavema que se encontró mientras la compañía

explotaba la zona. La caverna tiene aproximadamente las siguientes dimensiones, 100m de ancho por 15 de alto. La figura 12, muestra una fotografía de la caverna.



Figura 13. Caverna mapeada, correspondiente a los sondeos 38 – 42.

Capítulo IV. DISCUSIÓN

Uno de los aspectos que se considera en todos los métodos geofísicos es la de la profundidad a la que se está investigando para no caer en el error de interpretar más allá de lo que el método es capaz de decirnos.

La profundidad de penetración del equipo más que depender del skin depth, depende de la geometría del arreglo dipolar. Sin embargo al ser el skin depth una característica de los medios conductores es posible utilizarla, suponiendo un semiespacio homogéneo, para determinar si la probable profundidad de penetración en las distintas configuraciones del equipo es suficiente para detectar todas las capas de nuestro modelo. A continuación, sabiendo de antemano las frecuencias de operación y teniendo un estimado de los valores de conductividad del subsuelo para la zona de estudio, se presenta una tabla de valores de penetración aproximados para cada capa de nuestro modelo.

Es importante recalcar que los siguientes datos no corresponden a la profundidad real de investigación que ofrece el equipo, sino solo los valores del skin depth para una determinada frecuencia de la señal en un semiespacio homogéneo con cierta conductividad. La profundidad de investigación depende más que nada de la configuración geológica del subsuelo.

Espaciamiento entre bobinas			Skin Depth (m) <i>Roca Caliza</i>		
metros	f (Hz)	ω	No Saturada σ_1	Saturada σ_2	Intrusión σ_3
10	6400	40212.39	88.99	28.14	19.90
20	1600	10053.10	177.99	56.28	39.80
40	400	2513.27	355.97	112.57	79.60

Tabla 5. Profundidad de penetración para las distintas frecuencias de operación, en la zona de estudio.

Para calcular los valores de la tabla anterior, se utilizaron los siguientes valores de conductividades y permeabilidad del vacío:

$$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$$

$$\sigma_1=0.005; \sigma_2=0.05; \sigma_3=1 \text{ (mho/m)}$$

Estos valores en la profundidad de exploración nos aseguran que para la zona de estudio la respuesta a la inducción electromagnética está detectando la intrusión salina. Por lo tanto será posible establecer modelos hidrogeológicos que involucren a la interfase.

Como parte de la interpretación de los resultados, para este tipo de sondeos, se generaron mapas de isoconductividades que indican las variaciones importantes en los valores de conductividad en el subsuelo. Estas variaciones se asocian directamente con el grado de saturación y el contenido de iones en los líquidos saturantes, que por la relativa homogeneidad en la geología del subsuelo la respuesta geofísica se ve influenciada mayormente por el comportamiento del acuífero. Estos mapas ilustran el comportamiento de la intrusión salina desde la costa hacia el interior de la zona de estudio.

Para la interpretación de estos mapas es importante recordar los principios de operación del instrumento y los conceptos de *semiespacio homogéneo* y *conductividad aparente*. Aunque los valores leídos no corresponden a una profundidad específica ni a la conductividad real de una capa, se entiende como la respuesta acumulada del modelo del subsuelo en ese punto. Por ello las lecturas del equipo no corresponden aparentemente a los valores de conductividad reales de cada capa.

Para poder realizar una mejor interpretación de estos mapas, se subdividió la zona de estudio. Debido a los efectos de la topografía sobre las lecturas del instrumento, y con el fin de no correlacionar las lecturas de los sondeos realizados en la parte alta y la parte baja del predio, se realizó la interpolación e

interpretación de los puntos tomados en la parte baja del predio, a unos centímetros del nivel freático. De la misma manera para poder analizar mejor el efecto de la intrusión salina cercana a la costa se generó un mapa a partir de los datos tomados en los puntos cercanos al embarcadero (dársena).

En algunos puntos de investigación el ruido ambiental propiciaba inestabilidad en las lecturas, es por ello que para los sondeos 17 y 21-25, no tenemos lecturas para los 40 metros de separación entre bobinas. En particular los valores del sondeo 22 no se tomaron en cuenta para la interpolación por la inestabilidad en la lectura, por su ubicación junto a la carretera y la presencia de un cable de corriente que se halló enterrado cerca del lugar; por lo cual la interpolación de valores se ve muy alterada sin generar información valiosa. Los mapas de isoconductividades corresponden a cada separación y arreglo entre bobinas.

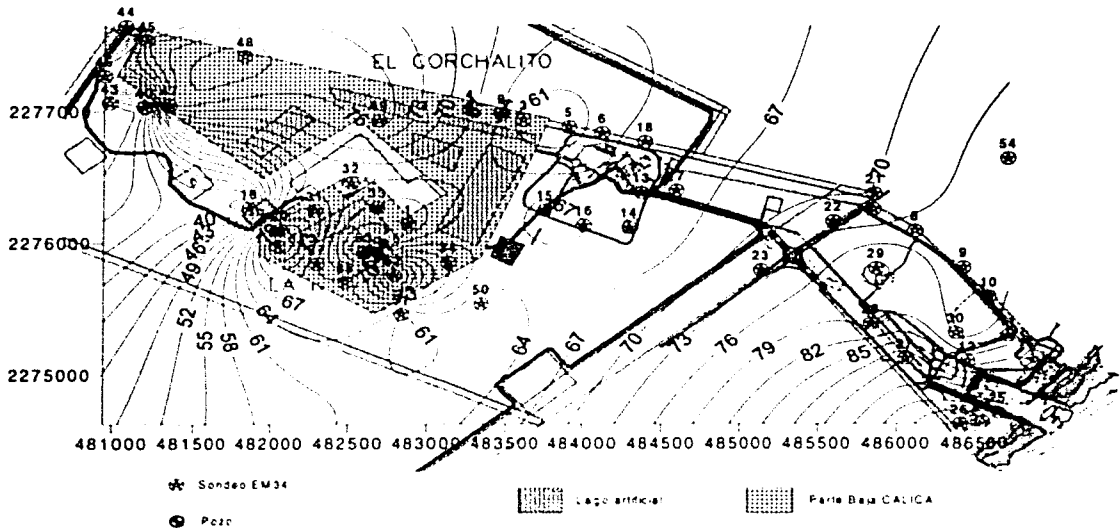
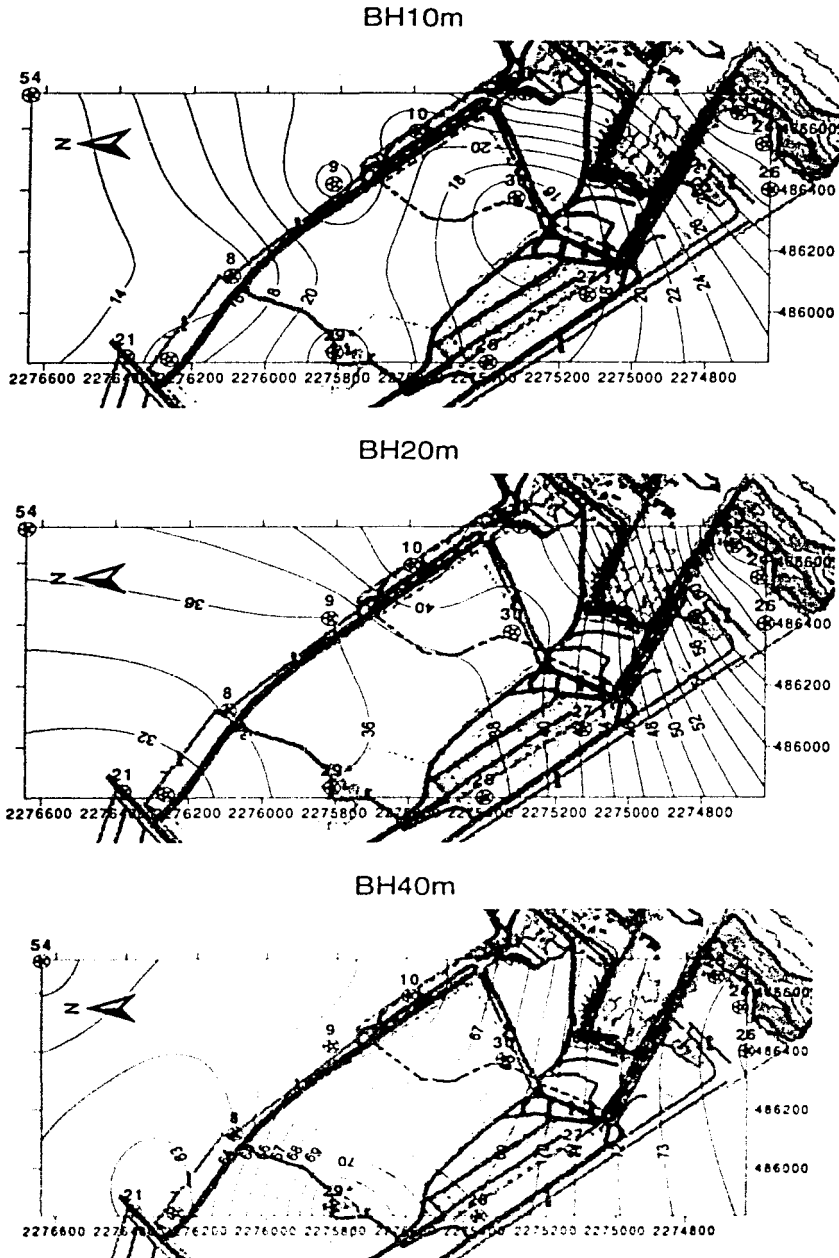


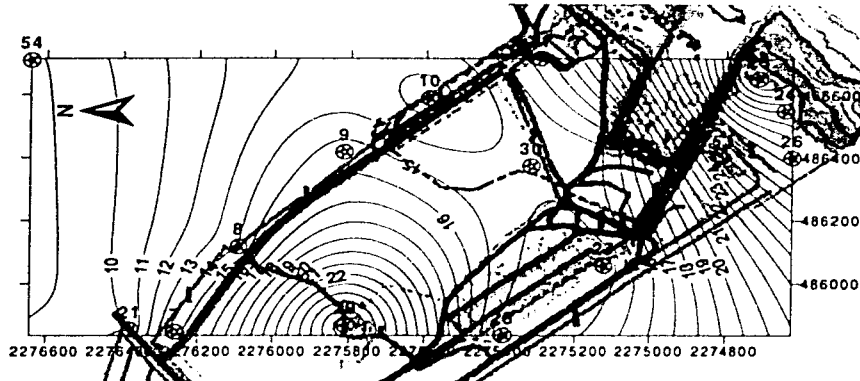
Figura 14. Mapa de isoconductividades para el arreglo de bobinas verticales a 40 metros.

El mapa de la figura 13 muestra los valores de conductividad correspondientes al arreglo de bobinas verticales a 40 metros, con esta configuración la profundidad de investigación es la máxima que se puede obtener con el equipo, por lo que ilustran el efecto de la intrusión salina en todo el predio.

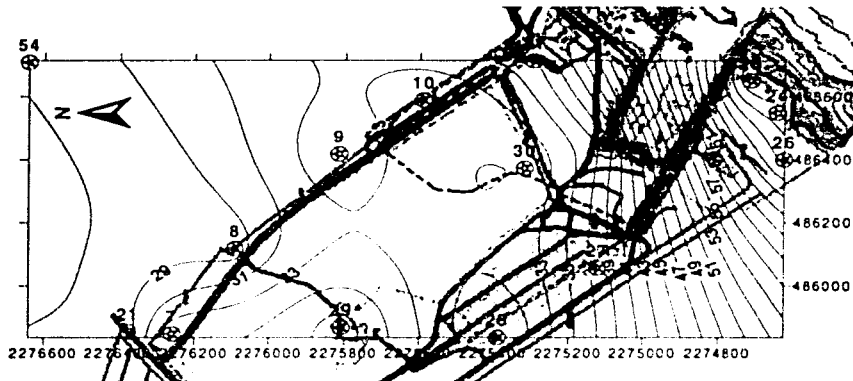
Figura 15. MAPAS DE ISOCONDUCTIVIDADES PARA LA DÁRSENA



BV10m



BV20m



BV40m

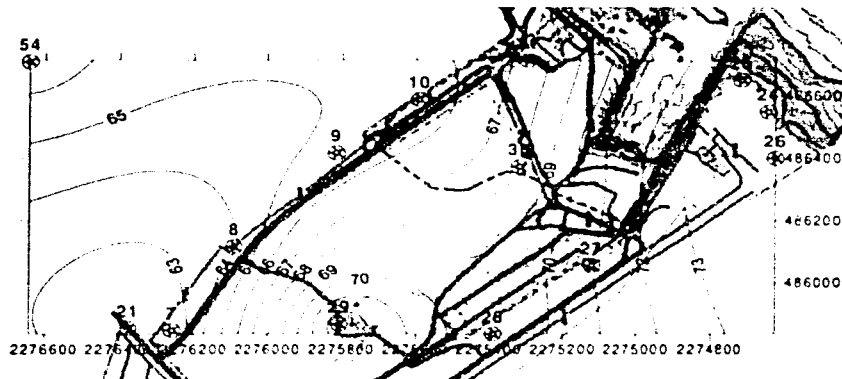
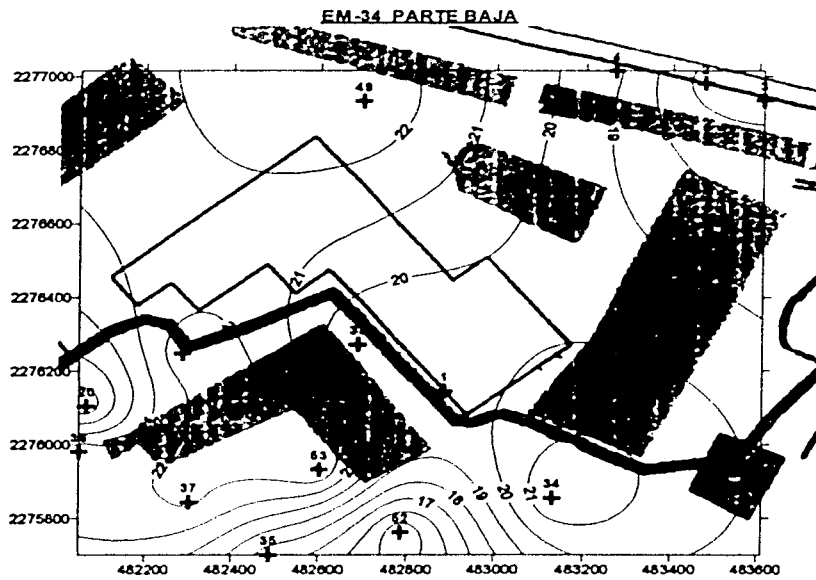
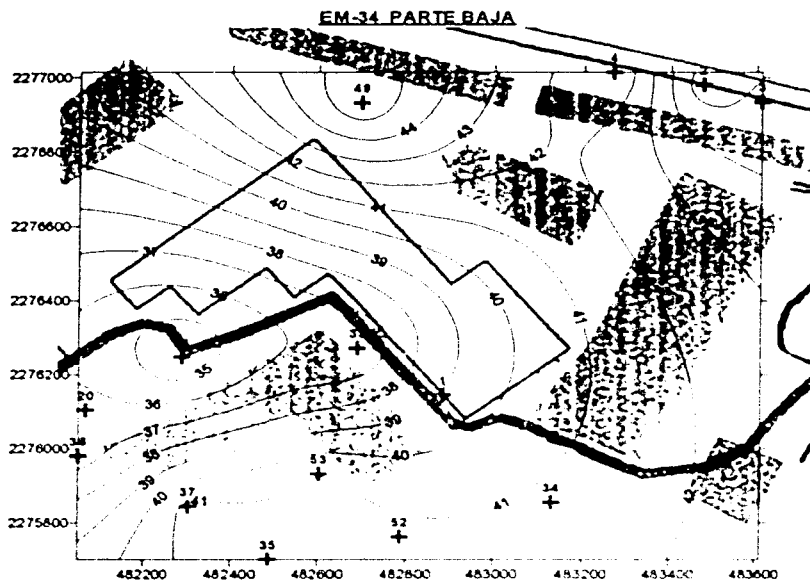


Figura 16. Mapas de isoconductividades para la PARTE BAJA

a) BH10

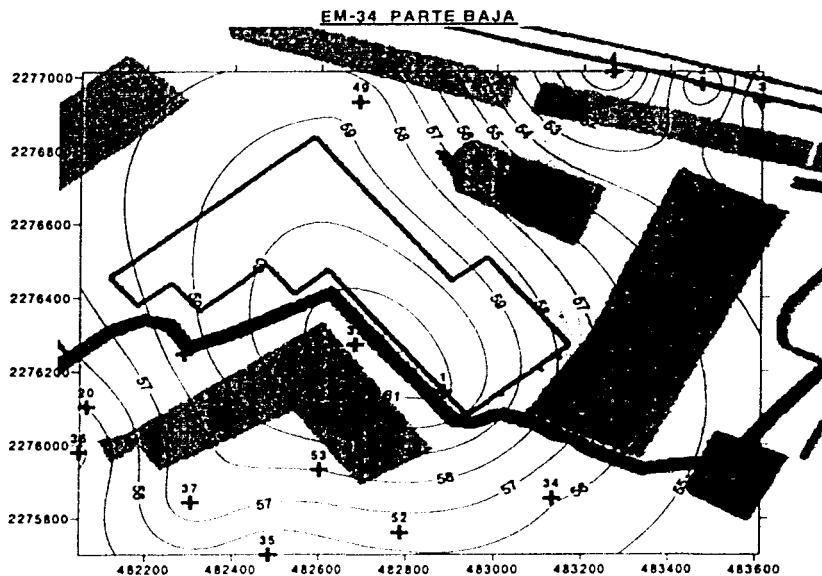


b) BH20

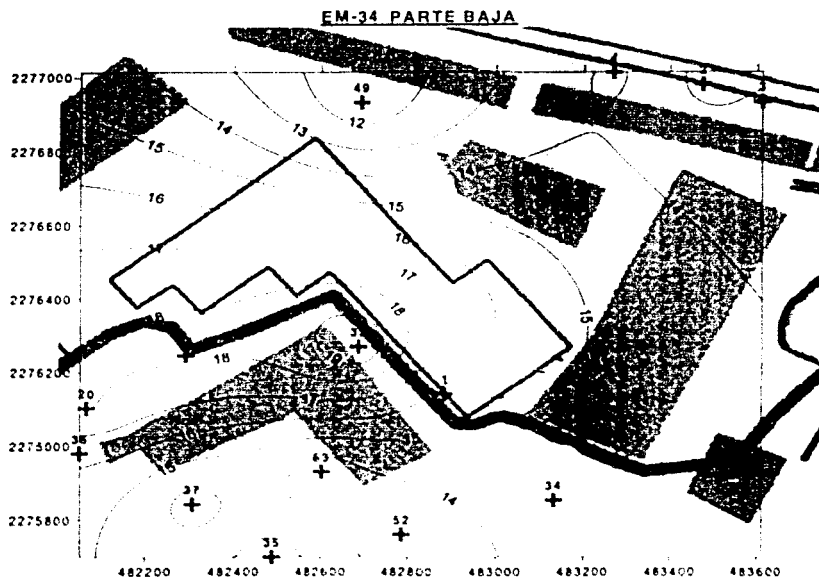


TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

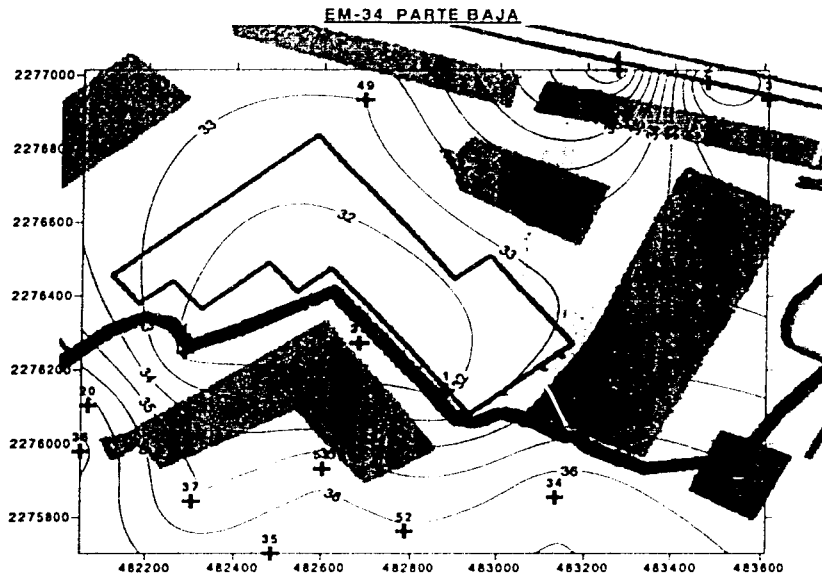
c) BH40



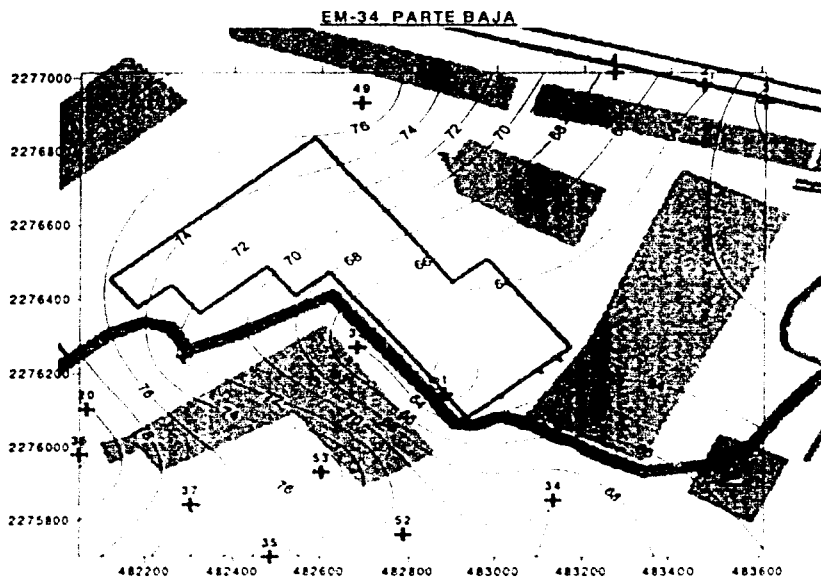
d) BV10



e) BV20



f) BV40



De los mapas de isoconductividades correspondientes a la dársena, se observa que los valores de conductividad aparente son altos cercanos a la Dársena y disminuyen hacia el interior de la zona de estudio ilustrando el efecto de la intrusión salina, como lo describe el modelo de Gybhen-Herzberg. Es decir, al alejarnos de la costa la influencia de la alta conductividad del agua salada se ve disminuida sobre la conductividad aparente detectada por el instrumento.

Algunas variaciones mínimas en los mapas deben ser considerados. Se puede apreciar que los valores de conductividad aparente son altos alrededor del sondeo 29 en comparación con los sondeos 10, 27, 28 y 30. En esta zona, la compañía CALICA mantiene instalaciones deportivas con canchas que requieren del riego continuo, además, y con el fin de recargar el acuífero, la compañía descarga cerca de este lugar el agua que utiliza para lavar el material de explotación después de un proceso de tratamiento. Este hecho aumenta el grado de saturación de la roca y por consiguiente en su influencia en su conductividad, lo cual puede verse reflejado en el comportamiento de las curvas del mapa.

En la parte baja de la zona de explotación, cerca de los sondeos 20, 37, 31 y 36, se nota un leve incremento en la conductividad. Esto se debe, muy probablemente, a que del lago que ahí se encuentra se extrae material desde una profundidad no mayor a los 12 metros, así que la interfase se puede estar alterando. Aun así el aumento en la conductividad aparente que ahí se lee, no representa un gran incremento, por lo que podemos concluir que por efectos de esta explotación no se está salinizando el acuífero.

Durante el trabajo de campo se localizó una cavema de gran tamaño (figura 12) presentándose así la oportunidad de caracterizar su respuesta a la inducción electromagnética. Una de las preocupaciones de la compañía CALICA, es la que representa la presencia de cavernas de disolución que puedan representar el riesgo de derrumbes por el uso de maquinaria pesada. Por otro lado, la compañía

invierte mucho capital en explosivos y las cavernas disminuyen la capacidad de explosión al disipar la energía. Por estas razones, la detección de cavernas significaría un gran ahorro y la prevención de accidentes. En la tabla 4, se observa que los valores de conductividad aparente leídos por el instrumento para los sondeos 38-44 son especialmente bajos. Esto se debe a la influencia de las extremadamente baja conductividad del aire que se encuentra dentro de la caverna de un tamaño considerablemente grande. Con los valores obtenidos en estos sondeos se establece que las respuestas a la inducción magnética para una localidad de este tipo, las cuales se encuentran en la siguiente tabla.

Conductividades aparentes típicas sobre una caverna

BH 10m	BH 20m	BH 40m	BV 10m	BV 20m	BV 40m
1.2	1.0	0.8	1.5	1.2	1.0

Tabla 6.

Las lecturas del sondeo 19 caen en el rango de valores característicos que indican la presencia de una caverna. El sondeo 19 se ubica a 40 metros aproximadamente del "Cenote W" y a otros 70 metros aproximadamente del sitio conocido como "Caverna sumergida", donde se localizaba una caverna con las mismas características, la cual ya fue demolida. En ese punto no se ha realizado ningún trabajo de explotación que compruebe la existencia de una caverna de este tipo, sin embargo, es posible afirmar su presencia. Las lecturas de los sondeos 43 y 44 son también características de la presencia de cavernas.

Para la realización de los perfiles geoelectricos se utilizó el programa de inversión de datos electromagnéticos elaborado por Rionda (2001), que utiliza el principio de aproximación por mínimos cuadrados de Maquardt (1963). Para poder utilizar este tipo de aproximaciones es necesario proponer un modelo geológico inicial a partir del cual se genera un modelo directo, es decir se predice su respuesta a la inducción electromagnética generada por el instrumento. A partir del modelo directo, comienza un proceso iterativo de aproximaciones de los datos reales a los datos generados hasta disminuir el error o diferencia entre ellos. Para determinar

los valores de las conductividades del subsuelo y poder generar los modelos iniciales se recurrió a información geofísica previa de la zona.

A partir del informe hidrogeológico de la CNA de la ciudad de Cancún (1990), se reinterpretaban algunos de los datos obtenidos de sondeos eléctricos verticales incluidos en el estudio. En el mapa del Anexo I se encuentran las ubicaciones, datos y modelos interpretados a partir de los sondeos. Para los propósitos de esta investigación se eligieron los sondeos 115, 116, 118 al 121; ya que son los más cercanos a la costa y de los cuales se pueden extrapolar modelos más apegados a la zona de estudio.

La reinterpretación de estos sondeos eléctricos verticales se llevó a cabo utilizando el programa RESIXP de Interpex, procurando tener un error menor al 15% y en base a la información de pozos y geología de la zona. Los resultados de la reinterpretación de estos sondeos se muestran más adelante y en general consisten de modelos de tres capas tipo A, en los que la resistividad de cada capa es menor que la anterior; es decir: $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$.

En la mayoría los modelos generados en la interpretación se encontró una capa altamente resistiva muy cercana a la superficie esta se puede deber a algún tipo de relleno, al pavimento o a algún horizonte caracterizado por la presencia de cavernas de disolución. Esta consideración de la existencia de cavernas de

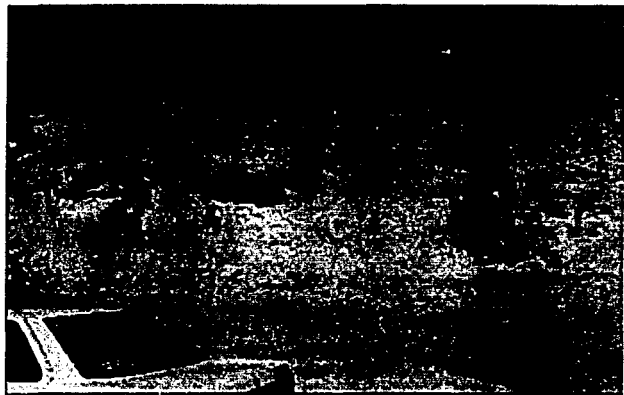


Figura 17. Horizonte de cavernas

disolución es una extrapolación de las condiciones observadas en el predio de Calica y en todo caso se pueden considerar válidas en la zona de estudio de esta

investigación y para nuestro modelo hidrogeológico, se considera como parte de la primera capa. De esta manera se tiene a la primera capa con conductividades de entre 0.9 a 2.8 milimho/metro, con espesores de cuatro a 16 metros hasta el nivel freático. Está formada en su mayor parte por calizas arrecifales sin saturación de agua. La segunda, con conductividades entre 16.6 a 28 milimho por metro, está saturada con agua dulce y los espesores varían de menor a mayor conforme se aleja de la costa. Y finalmente la intrusión salina con conductividades mayores a 150 milimho por metro.

Material	Conductividad (milimho*m)	Resistividad (ohm*m)
No Saturado	0.9 – 2.8	1111 – 350
Saturado	16.6 – 28	60.2 – 35.7
Intrusión	119 - 666	8.4 – 1.5

Tabla 7. Conductividad y resistividad en Cancún, a partir del informe de la CNA.

Los resultados de la reinterpretación de los sondeos realizados por la CNA en la ciudad de Cancún, Quintana Roo, se encuentran en el Anexo I.

Steinich y Marín (1996), en sus investigaciones del acuífero en el noroeste de la península de Yucatán, elaboraron perfiles de subsuelo para ubicar la geometría del acuífero. Su interpretación y modelos establecen los rangos de resistividades y conductividades para su zona de estudio, los cuales se muestran en la tabla 8. También se observa que los datos están dentro del rango de valores interpretados a partir de los datos de la CNA en la ciudad de Cancún.

Material	Conductividad (milimho*m)	Resistividad (ohm*m)
No Saturado	1 – 4	1000 – 250
Saturado	14.3 – 66.6	70 – 15
Intrusión	500 - 10000	2 – 0.1

Tabla 8. Conductividad y resistividad en el noroeste de Yucatán después de Steinich y Marín(1996)

Una de las desventajas del método utilizado es la baja resolución vertical que se tiene. Esto se relaciona con la escasa densidad de datos que se obtiene al trabajar solo con tres frecuencias ó tres espaciamentos entre bobinas. Para contrarrestar esta carencia se interpretaron perfiles únicamente sobre las líneas de investigación donde se cuenta con información de pozos.

Los perfiles uno y dos ilustran a grandes rasgos la ubicación espacial del lente de agua dulce, por encima de la intrusión salina. Las flechas indican los puntos cercanos a los pozos.

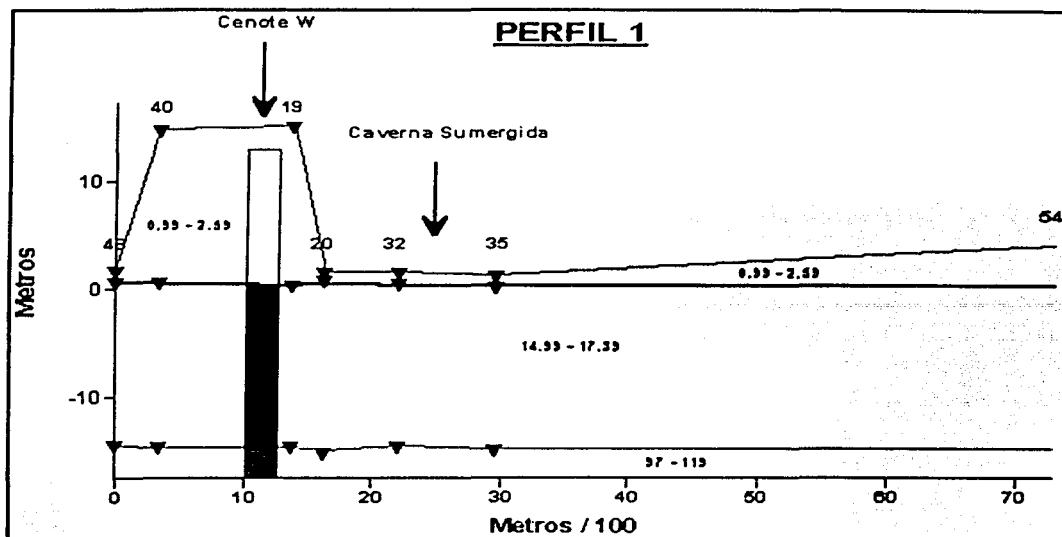


Figura 18. Perfil geoelectrico 1.

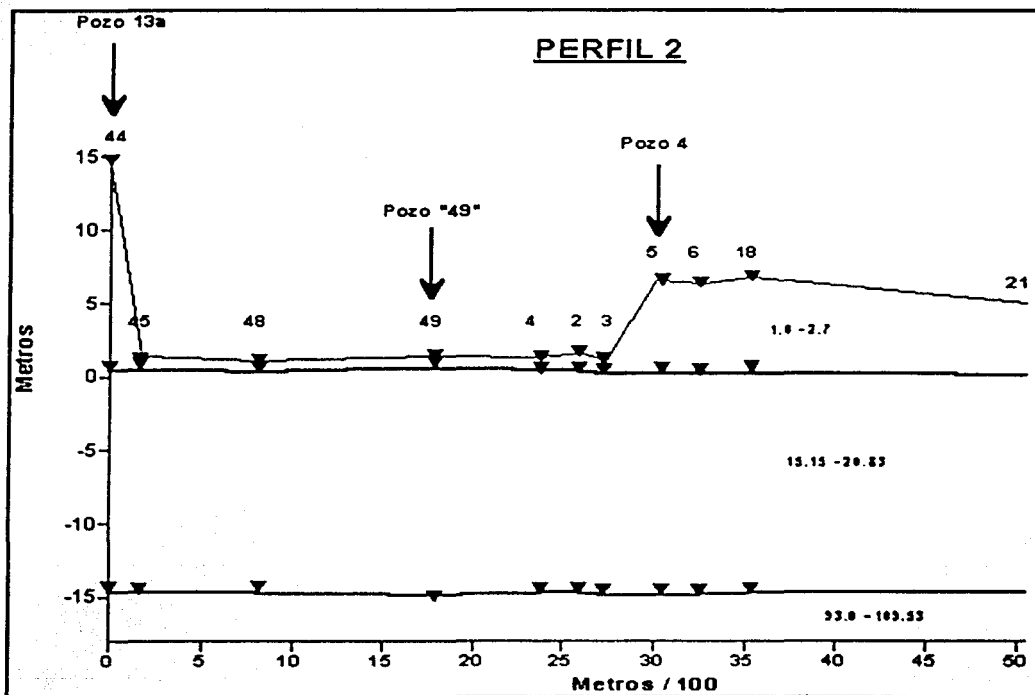


Figura 19. Perfil geoelectrico 2.

PERFIL 1		
SONDEO	ESPESOR	CONDUCTIVIDAD
46	1.05	2.14
	15.48	16.78
	-	119.05
40	14.20	1.00
	15.28	15.24
	-	97.09
19	14.90	0.99
	14.99	14.99
	-	78.43
20	0.80	2.59
	15.12	17.12
	-	100.70
32	1.03	2.30
	14.89	17.39
	-	101.32
35	1.10	1.82
	15.20	17.27
	-	99.33
54	3.71	1.33
	14.80	16.67
	-	101.01

PERFIL 2		
SONDEO	ESPESOR	CONDUCTIVIDAD
44	14.10	1.00
	15.00	15.63
	-	95.11
45	0.40	2.63
	15.28	16.84
	-	107.09
48	0.53	2.71
	14.89	16.10
	-	93.02
49	0.50	2.60
	15.86	17.21
	-	109.53
4	0.78	2.59
	15.00	16.81
	-	92.00
2	1.10	2.74
	15.00	16.75
	-	95.33
3	0.72	2.22
	15.00	15.15
	-	94.03
5	6.00	1.50
	15.00	20.08
	-	96.21
6	5.93	1.56
	15.00	20.61
	-	97.34
18	6.19	1.43
	15.00	20.20
	-	86.21
21	4.46	1.71
	15.30	20.83
	-	93.06

Tabla 9. Modelos interpretados con el programa de inversión proporcionado por Rionda E. (2001).

En la tabla 9 de valores para los modelos interpretados se observa que para la primera y segunda capa los valores de conductividad se encuentran dentro del rango establecido anteriormente basados en la información de los sondeos eléctricos verticales. Sin embargo, la intrusión salina posee valores por debajo de

lo calculado, es decir por debajo de los 120 milimho/m. Los mejores modelos de inversión se obtuvieron bajando la conductividad de la tercera capa. Esto se puede deber a que para los métodos electromagnéticos es más fácil ver a través de una capa resistiva que de una conductora (McNeill, 1998), siendo que para el presente estudio las conductividades del agua dulce y la intrusión tienen valores cercanos a los 100 y 1000 milimho/m, respectivamente.

Aunado a esto, McNeill (1998), muestra que la relación lineal entre la conductividad real y la indicada por el instrumento se pierde conforme estas aumentan, y tienen un punto de rompimiento cercano a conductividades de 1000 milimho/m, donde la conductividad aparente es mucho menor que la real. Por estas razones es más difícil obtener la verdadera influencia de la intrusión salina sobre las lecturas del instrumento.

Del análisis de los mapas de isoconductividades, de los valores de conductividad aparente leídos por el instrumento y de los modelos de inversión generados, es posible establecer un rango de variación para la firma de la respuesta geofísica a este tipo de inducción magnética en la zona de estudio. Se proponen los siguientes modelos hidrogeológicos.

Modelos Hidrogeológicos para CALICA

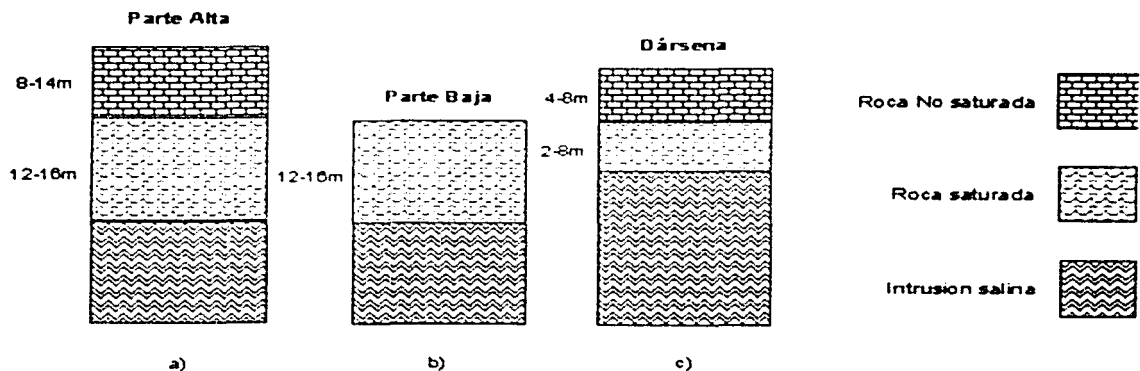


Figura 20.

Conductividades Aparentes Típicas

Modelo	BH 10m	BH 20m	BH 40m	BV 10m	BV 20m	BV 40m
Parte Baja						
Parte Alta	7.0-10.7	25.0-32.3	58.0-70.5	10.0-18.0	17.0-28.3	58.0-65.0
Dársena	1.5-38.5	30.5-59.0	24.0-40.0	10.0-18.0	17.0-28.3	58.0-65.0

Tabla 10.

El principio del método que se utilizó indica que la profundidad de investigación se relaciona con la distancia entre bobinas, a mayor separación mayor será la profundidad de investigación. Las notas técnicas del equipo indican que para el caso del semiespacio homogéneo la profundidad de investigación es de aproximadamente el 70% de la separación de las bobinas, sin embargo, para nuestro modelo hidrogeológico esta relación no se ajusta a la realidad y para cada modelo geológico las profundidades de investigación serán distintas.

Analizando los valores en la tabla anterior y en la tabla 4 de resultados, se establecen los siguientes rangos de valores para las lecturas de conductividad aparente de la zona no saturada, del lente de agua dulce y de la intrusión salina. Observamos que para la "parte alta" las lecturas de las bobinas a 10 metros de distancia, los valores varían entre nueve y 15 milimho/m. Recordemos que según la tabla 5, la presencia de cavemas de disolución de magnitudes considerables, se ve reflejada en las bajas conductividades de las lecturas, principalmente con las bobinas separadas a 10 metros. En la "parte baja", a unos cuantos centímetros del nivel freático, las lecturas con bobinas a 10 metros de distancia tenemos la seguridad de que la mayor influencia en las lecturas la proporciona el lente de agua dulce, con una variación en la conductividad entre 17 y 30 milimho/m. Estos valores corresponden aproximadamente con las lecturas de la "parte alta" con bobinas a 20 metros de distancia, las cuales involucran significativamente el efecto del lente de agua dulce. Finalmente la intrusión está caracterizada por los sondeos realizados cerca de la costa, correspondientes a las bobinas a 20 y 40 metros de distancia con conductividades por arriba de los 40

milimho metro. Estos valores corresponden a los sondeos con bobinas separadas a 40 metros en el resto del predio, respondiendo a la influencia de la intrusión salina. Con este patrón de comportamiento de la conductividad aparente para las distintas unidades del modelo hidrogeológico, es posible identificar cualitativamente y durante el trabajo de campo, la ubicación aproximada del nivel freático y la intrusión salina en la costa de Quintana Roo.

Capítulo V. CONCLUSIONES

Los mapas de isoconductividades muestran que las obras de explotación de la compañía CALICA S.A. no alteran significativamente la zona de mezcla entre el lente de agua dulce y la intrusión salina, y por lo tanto no representa ninguna amenaza para la contaminación del acuífero. La oportunidad de realizar sondeos sobre una caverna de disolución, permitió caracterizar su respuesta a la inducción electromagnética, con ello se ofrece a la compañía CALICA un método indirecto para localizar cavernas en su terreno y así poder evitar accidentes y el ahorro de explosivos. Esta respuesta está influenciada principalmente por la baja conductividad del aire presente en la caverna, lo que resulta en lecturas extremadamente bajas en la conductividad aparente, tal y como lo muestra la tabla 6. El análisis cualitativo de los mapas y de los valores de conductividad aparente caracterizan a las zonas No-saturada, Saturada con agua dulce, y saturada con agua salada con valores de 10–15, 20–30 y mayores a 40 milimho/metro respectivamente.

La integración de los sondeos electromagnéticos con información de estudios previos de métodos eléctricos convencionales de corriente directa, proporcionó un análisis más riguroso, involucrando un proceso de inversión de los datos para generar los perfiles que delimitan la ubicación aproximada del lente de agua dulce sobre la interfase. La poca resolución vertical del método, se acotó con la incorporación de información de pozos de monitoreo que precisa los espesores de cada unidad hidrogeológica. De la inversión se obtuvo el siguiente modelo hidrogeológico que consiste de dos y tres capas. La primera, con conductividades de entre 1.02 a 2.8 milimho/ metro, con espesores de cuatro a 16 metros hasta el nivel freático, está formada en su mayor parte por calizas arrecifales sin saturación de agua. La segunda, con conductividades entre 16.6 a 20.8 milimho/metro, está saturada con agua dulce y los espesores varían de menor a mayor conforme se aleja de la costa, así mismo este lente de agua dulce se ve afectado mínimamente

en algunas zonas del predio debido a la explotación que realiza la empresa CALICA. Y finalmente la intrusión salina con conductividades mayores a 180 milimho/metro. que características de las unidades hidrogeológicas. El espesor de la zona no saturada varía con la topografía y en algunas zonas contiene cavernas de disolución que disminuyen los valores de la conductividad leídos por el instrumento. El lente de agua dulce desde los dos y medio kilómetros hacia tierra adentro, tiene un espesor aproximado de 15 metros hasta la interfase.

La evaluación de la posible salinización del acuífero utilizando el método de inducción electromagnética con números de inducción bajos, resultó ser muy rápida y eficaz. Los mapas de isoconductividades, que no requieren de un complicado proceso de inversión, ilustran con gran claridad las zonas de influencia de la intrusión salina y resaltan zonas afectadas o de riesgo por las actividades de la compañía Calizas Industriales del Carmen, (CALICA), haciendo patente que no afectan la haloquina y no presentan ningún riesgo para la salinización del acuífero.

Por falta de mayor información de pozos y el complicado comportamiento del acuífero en la zona cercana a la costa no fue posible realizar más perfiles geoeléctricos que tuvieran validez.

El patrón de comportamiento de los valores de las lecturas del instrumento que se determinó en este estudio, proporciona una manera de evaluar cualitativamente el estado que guarda el acuífero en futuras investigaciones en la zona y en zonas aún no exploradas, ya que se caracterizaron la zona no saturada, la saturada y la interfase.

Es importante recalcar que la utilización de este método no ofrece la resolución vertical suficiente como para identificar con precisión la interfase, o como para localizar canales de disolución y delimitar cavernas. Esto debido principalmente a que el método maneja únicamente una frecuencia por cada separación de bobinas y el procedimiento para la toma de datos involucra la eliminación de la

componente de fase del campo magnético. Es decir, el equipo nos da la conductividad a partir de la componente de cuadratura y la frecuencia de operación. Sin embargo, el método resulta ser muy sencillo, económico y apropiado para el reconocimiento inicial de la zona de estudio, la ubicación de las zonas anómalas y la caracterización de las conductividades del subsuelo para su posterior extrapolación a toda la zona de estudio. Para estudios que requieran mayor resolución, es recomendable recurrir a los métodos multifrecuentes, o a sondeos eléctricos convencionales según convenga.

LITERATURA CITADA

BEARD, L., J.E. Nyquist, P.J. Carpenter, 1994. Detection of karst structures using airborne EM and VLF. Society of Exploration Geophysicists, 64th Annual meeting Exposition.

BEDDOWS, P.A. 1999. MSc Thesis: Conduit Hydrogeology of a Tropical Coastal Carbonate Aquifer: Caribbean Coast of the Yucatan Peninsula. McMaster University.

BUTTERLIN, J., & F. Bonet. 1974. Información básica para la interpretación geohidrológica de la península de Yucatán, México. S.R.H. Dirección de Geohidrología. 100p

CNA, 1990, Sinopsis Geohidrológica del Estado de Quintana Roo, Comisión Nacional del Agua, México, D.F., México

CNA, 1990. Síntesis de las condiciones Geohidrológicas del área Cancún – Tulum en el estado de Quintana Roo. Gerencia de Aguas Subterráneas. Subgerencia de Exploración Geohidrológica.

DANIELS, F. & R.A. Alberty, 1966. Physical Chemistry. John Wiley and Sons, Inc.

DOMENICO, P.A., y F.W. Schwartz, Physical and Chemical Hydrogeology, 2a Edición, John Wiley and Sons, Nueva York, Nueva York, USA, 576 p.

DOOLITTLE, J., & M, Collins , 1997. A comparison of EM induction and GPR methods in areas of karst. Elsevier, Geoderma (85), 83-102.

DREVER, J.I., 1998, *The Geochemistry of Natural Waters*, 3rd Edition, Prentice-Hall, Nueva Jersey, USA, 399 p.

FREEZE, A. y Cherry. J., 1979, *Ground Water*, Prentice-Hall, New Jersey, USA, 679 p.

GUTIERREZ, J.A., 1986. *Estudio Geohidrológico de Cancún, Q.R.* Tesis Profesional, U.N.A.M.

KELLER, G.V., & F.L. Frischnecht, 1966. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*: Pergamon Press, New York., 517pp.

KOHOUT, F.A. y H. Klein, 1967, *Effect of pulse recharge on the zone of diffusion in the Biscayne aquifer*, International Association of Scientific Hydrogeology Symposium, Haifa, Israel, pub. 72, p. 252-270

LOPEZ RAMOS, E., 1975. *Geological summary of the Yucatán peninsula*. En P.A. Beddows, , 1999.

LACKSTONE, R.W., y W.B. Hecker, 1988. *Enhancing VLF-EM data through application of frequency domain operators*: Proc. 2nd Natl. Outdoor Action Conf. On Aquifer Restoration, Ground water Monitoring an Geophysical Methods, 655-673.

MAQUARDT, D.W., 1963. *An algorithm for least-squares estimation on nonlinear parameters*: J. Soc. Indust. Appl. Math. 11, 431-441.

MARÍN, L.E., 1990, *Field investigations and numerical simulation of groundwater flow in the karstic aquifer of northwestern Yucatan, Mexico*, 179 p.

MARÍN, L.E., 1997. Karst Environmental Studies, 1997, A survey of two cenotes and their associated spelean features, within CALICA property, Quintana Roo, Mexico, 52 p.

MARÍN, L.E., X. Pérez, E. Rangel, 1998. Comparison of three surveying techniques and its applications to hydrogeological studies: level, barometer, and GPS, *Geofísica Internacional*, v. 37, 127-129

MARÍN, L.E., 2000. Programa de monitoreo de aguas subterráneas. Publicado en M. Martínez. *Manifestación de Impacto Ambiental Regional, Calizas del Carmen, I.N.E., México D.F.*

McNEILL, J.D., 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers: Technical Note TN-6. Geonics Limited, Mississauga, Ontario, Canada.

McNEILL, J.D., 1986. Rapid accurate mapping of soil salinity using electromagnetic ground conductivity meters: Technical Note TN-20 Geonics Limited.

McNEILL, J.D., 1990. Use of electromagnetic methods for groundwater studies: Geotechnical and environmental geophysics. Edit by Stanley H. Ward. *Society of Exploration Geophysicists*. Vol. 1

PALAKY, G.H., I.L. Ritsema, & S.J. de Jong, 1981. Electromagnetic prospecting for ground water in Precambrian terrains in the Republic of Upper Volta: *Geophys. Prosp.* 29, 932-955.

PATRA H.P., & K. Mallick, 1979. *Geosounding Principles*, 2. Time-varying geoelectric soundings.

POETER, E., W. Wingle & S. McKenna, 1997. Improving groundwater project analysis with geophysical data. SEG The Leading Edge, Nov 1997.

RIONDA, E. 2001. Tesis de Maestría: Exploración geofísica e hidrogeológica integrando sondeos eléctricos verticales y sondeos electromagnéticos en San José Buenavista, Puebla. Instituto de Geofísica, U.N.A.M.

SAURABH, K.V., & S.P. Sharma, 1995. Focused resolution of thin layers by various dipole EM systems: Geophysics, Vol. 60, NO. 2, 381-389.

STEINICH, B., y L.E. Marín, 1996. Hydrogeological investigations in northwestern Yucatán, México, using resistivity surveys: Ground Water 34 (4), 640-646.

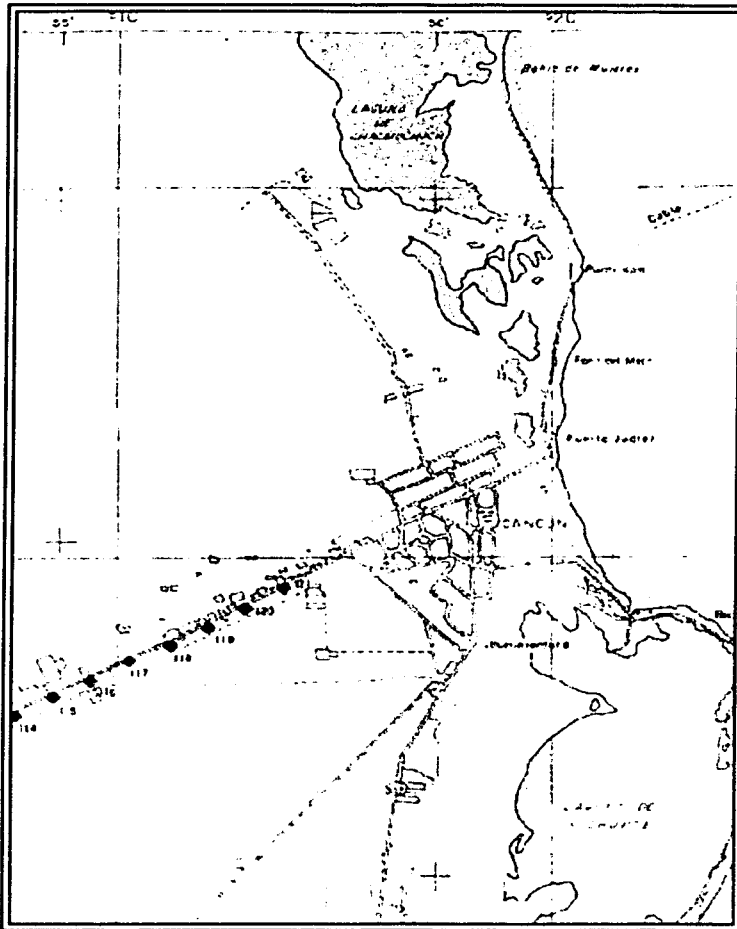
STEWART, M., 1982. Evaluation of electromagnetic methods for rapid mapping of saltwater interfaces in coastal aquifers: Ground Water 20, 538-545.

WEIDIE, A.E., 1985. Geology of Yucatan Platform. En W.C. Ward, A.E. Weidie, & W. Back (Eds.), Geology and Hydrogeology of Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula. (pp. 1-12). New Orleans: New Orleans Geological Society Publications.

ANEXO

CNA, Sondeos eléctricos verticales tipo Schlumberger Cancún, Quintana Roo.

Se presenta el mapa de localización de los sondeos realizados por la CNA en la ciudad de Cancún, los datos obtenidos con dichos sondeos y los modelos reinterpretados.



MODIFICADO DE: LOCALIZACIÓN DE LOS SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES (TIPO SCHLUMBERGER), CNA.

TABLA DE VALORES DE LOS SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES

SEV-115

AB/2	RHO-A
3	318.7
5	452.47
7	523.41
10	573.19
15	567.19
20	482.73
30	243.63
40	94.18
50	41.4
70	13.2
85	8.79
100	7.1
125	5.82
150	5.4
200	5.36
250	5.59
300	5.9
400	6.67
500	7.61

SEV-118

AB/2	RHO-A
3	1065.96
5	935
7	821.12
10	725.41
15	560.4
20	421.12
30	234.48
40	130.16
50	63.14
70	14.6
85	7.71
100	5.45
125	3.91
150	3.65
200	3.61
250	3.9
300	4.2
400	4.9
500	5.58

SEV-120

AB/2	RHO-A
3	1323
5	845.16
7	673.35
10	501.48
15	362.49
20	285.24
30	187.61
40	124.35
50	83.2
70	28.27
85	11.43
100	5.98
125	2.75
150	2.36
200	2.35
250	2.45
300	2.6
400	2.81
500	3.1

SEV-116

AB/2	RHO-A
3	431.19
5	508.95
7	556.46
10	561.48
15	501.4
20	382.37
30	190.4
40	96.61
50	48.27
70	20.4
85	11.16
100	8.49
125	6.55
150	5.71
200	5.2
250	5.25
300	5.6
400	6.25
500	6.87

SEV-119

AB/2	RHO-A
3	906
5	896.67
7	841.16
10	782.38
15	625.4
20	445.67
30	169.63
40	68.7
50	28.1
70	17.2
85	5.4
100	3.73
125	2.71
150	2.35
200	2.25
250	2.27
300	2.36
400	2.65
500	2.93

SEV-121

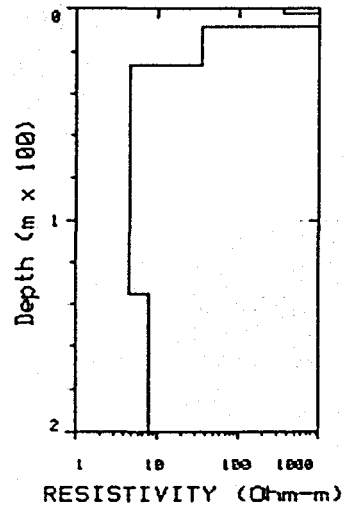
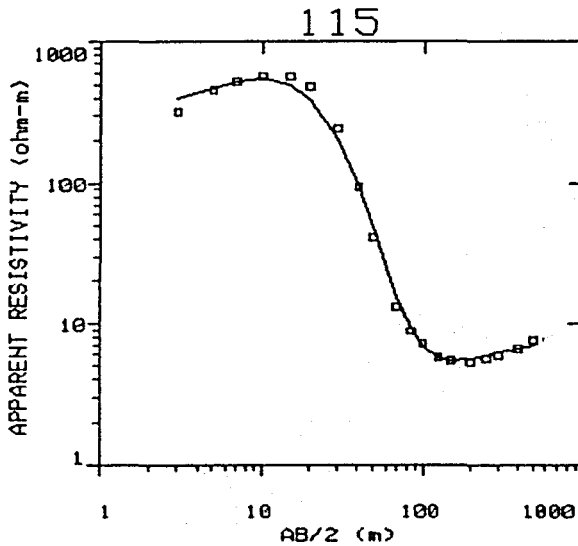
AB/2	RHO-A
3	298
5	354.38
7	350.61
10	330.1
15	278.23
20	226.84
30	125.23
40	56.93
50	25.6
70	6.91
85	2.9
100	2.06
125	1.75
150	1.71
200	1.8
250	1.95
300	2.18
400	2.58
500	2.91

REINTERPRETACIÓN DE LOS SONDEOS

CNA. Sondeo-115

FITTING ERROR: 11.264 PERCENT

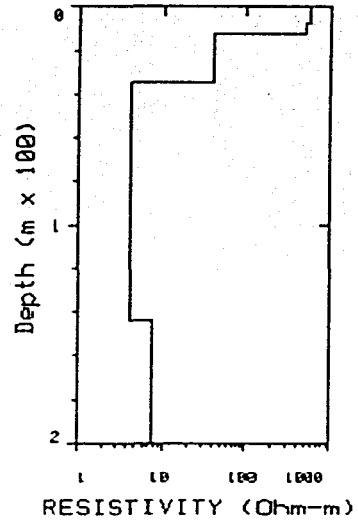
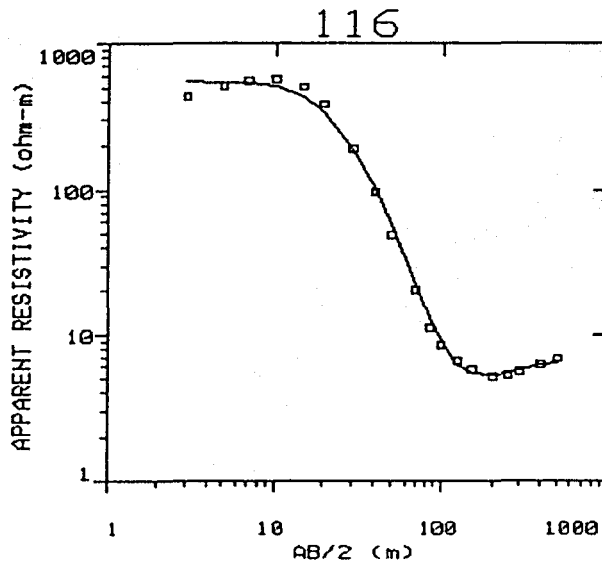
CAPA	RESISTIVIDAD (ohm-m)	ESPESOR (metros)	ELEVACION (metros)	LONG.COND. (Siemens)	TRANS.RES (Ohm-m ²)	CONDUCTIVIDAD (milimho-m)
1	353	2.46	-2.46	0.00697	868.8	2.833
2	963.3	6.17	-8.64	0.00641	5952.7	1.038
3	35.53	17.91	-26.55	0.504	636.6	28.145
4	4.6	108.7	-135.3	23.6	501.3	217.391
5	8.34					119.904



CNA. Sondeo-116

FITTING ERROR: 10.540 PERCENT

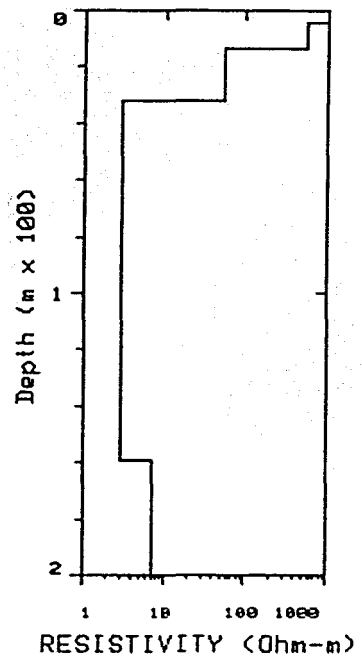
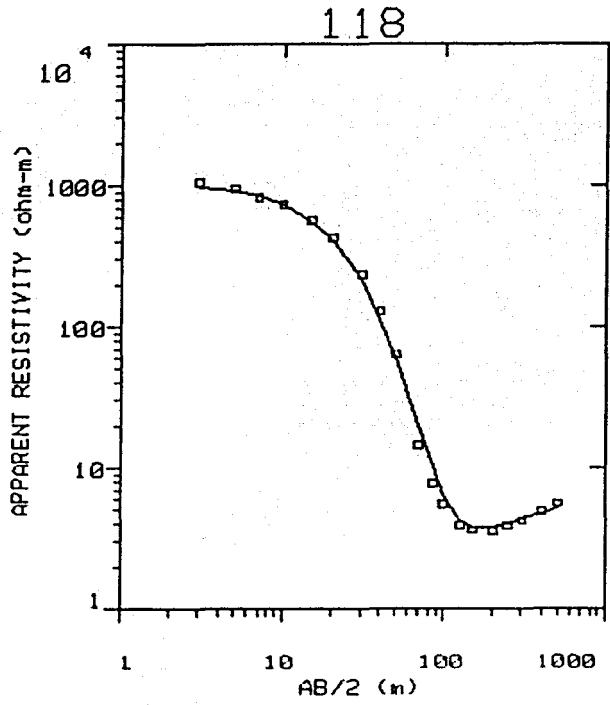
CAPA	RESISTIVIDAD (ohm-m)	ESPESOR (metros)	ELEVACION (metros)	LONG.COND. (Siemens)	TRANS.RES (Ohm-m ²)	CONDUCTIVIDAD (milimho-m)
1	549.9	8.05	-8.05	0.0146	4428.6	1.819
2	507	4.45	-12.5	0.00878	2257.7	1.972
3	40.99	22.45	-34.95	0.547	920.5	24.396
4	4.24	109.1	-144	25.7	463	235.849
5	7.72					129.534



CNA. Sondeo-118

FITTING ERROR: 12.487 PERCENT

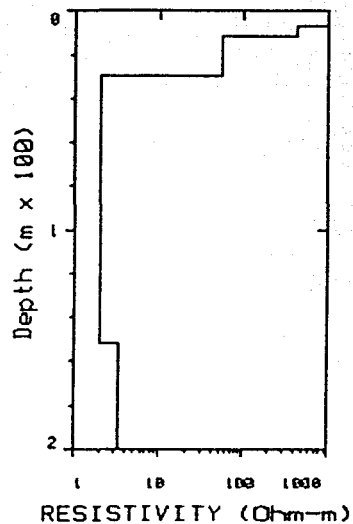
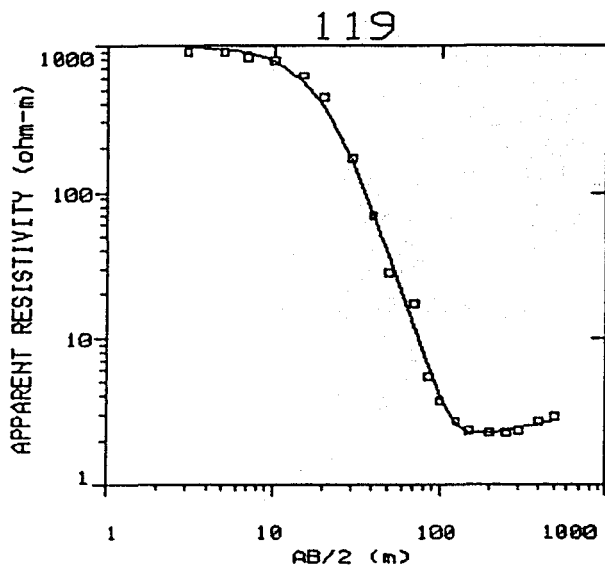
CAPA	RESISTIVIDAD (ohm-m)	ESPESOR (metros)	ELEVACION (metros)	LONG.COND. (Siemens)	TRANS.RES (Ohm-m ²)	CONDUCTIVIDAD (milimho-m)
1	926.4	7.01	-7.01	0.00757	6495.1	1.079
2	470.6	6.79	-13.8	0.0144	3197.6	2.125
3	52.05	19.34	-33.15	0.371	1007	19.212
4	2.94	112.8	-145.9	38.37	331.7	340.136
5	6.81					146.843



CNA. Sondeo-119

FITTING ERROR: 12.904 PERCENT

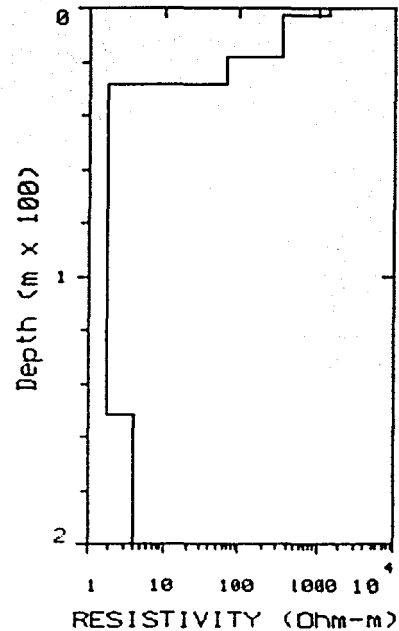
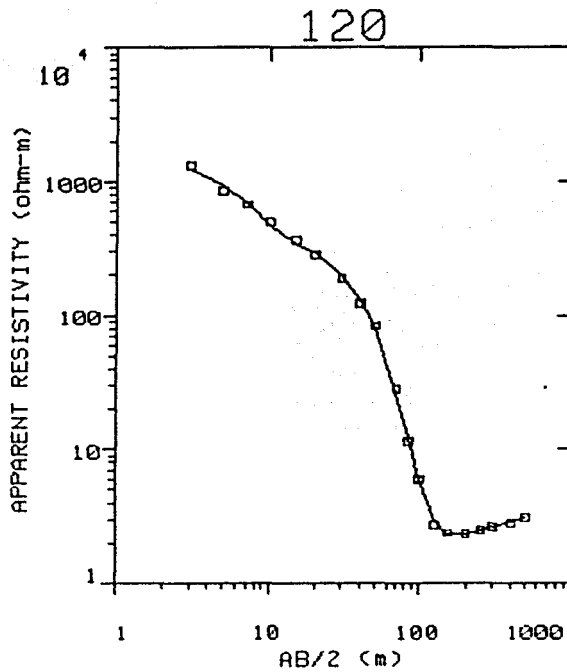
CAPA	RESISTIVIDAD (ohm-m)	ESPESOR (metros)	ELEVACION (metros)	LONG.COND. (Siemens)	TRANS.RES (Ohm-m ²)	CONDUCTIVIDAD (milimho-m)
1	980	7	-7	0.00714	6860	1.020
2	400	5.08	-12.08	0.0127	2032.5	2.500
3	48	19.23	-31.31	0.4	923.2	20.833
4	1.99	178.9	-210.2	89.79	356.6	502.513
5	4.09					244.499



CNA. Sondeo-120

FITTING ERROR: 9.293 PERCENT

CAPA	RESISTIVIDAD (ohm-m)	ESPESOR (metros)	ELEVACION (metros)	LONG.COND. (Siemens)	TRANS.RES (Ohm-m ²)	CONDUCTIVIDAD (milimho-m)
1	1100	3	-3	0.00273	3300	0.909
2	358	14	-17	0.0391	5012	2.793
3	60	16	-33	0.266	960.3	16.667
4	1.77	147.7	-180.7	83.05	262.7	564.972
5	5.22					191.571



CNA. Sondeo-121

FITTING ERROR: 14.141 PERCENT

CAPA	RESISTIVIDAD (ohm-m)	ESPESOR (metros)	ELEVACION (metros)	LONG.COND. (Siemens)	TRANS.RES (Ohm-m ²)	CONDUCTIVIDAD (milimho-m)
1	387.5	9.5	-9.5	0.0245	3681.2	2.581
2	60	15.1	-24.6	0.251	906	16.667
3	1.5	163	-187.6	108.6	244.5	666.667
4	5					200.000

