



Centro de Investigación Científica de Yucatán, A.C.
Posgrado en Ciencias del Agua

**“Exploración geofísica para la prospección
hidrogeológica del sistema Pool Tunich,
Solidaridad, Quintana Roo, México”**

Tesis que presenta
ALEJANDRO LÓPEZ TAMAYO

En opción al título de
**MAESTRO EN CIENCIAS
(Ciencias del Agua)**

Codirectores
**Dra. Rosa María Leal Bautista
Dr. Luis Ernesto Marín Stillman**

Cancún, Quintana Roo, Marzo 2015



RECONOCIMIENTO

Por medio de la presente, hago constar que el trabajo de tesis titulado “**Exploración geofísica para la prospección hidrogeológica del sistema Pool Tunich, Solidaridad, Quintana Roo, México**” fue realizado en los laboratorios de la Unidad de Ciencias del Agua del Centro de Investigación Científica de Yucatán, A. C. bajo la dirección de la Dra. Rosa María Leal Bautista, perteneciente al programa de la Maestría en Ciencias del Agua de este Centro.

Atentamente,

Dr. Manuel Martínez Estévez
Director de Docencia
Centro de Investigación Científica de Yucatán, A. C.

Cancún, Quintana Roo, México; a 23 de Marzo del 2015

DECLARACIÓN DE PROPIEDAD

Declaro que la información contenida en la sección de Materiales y Métodos Experimentales, los Resultados y Discusión de este documento proviene de las actividades de experimentación realizadas durante el período que se me asignó para desarrollar mi trabajo de tesis, en las Unidades y Laboratorios del Centro de Investigación Científica de Yucatán, A.C., y que a razón de lo anterior y en contraprestación de los servicios educativos o de apoyo que me fueron brindados, dicha información, en términos de la Ley Federal del Derecho de Autor y la Ley de la Propiedad Industrial, le pertenece patrimonialmente a dicho Centro de Investigación. Por otra parte, en virtud de lo ya manifestado, reconozco que de igual manera los productos intelectuales o desarrollos tecnológicos que deriven o pudieran derivar de lo correspondiente a dicha información, le pertenecen patrimonialmente al Centro de Investigación Científica de Yucatán, A.C., y en el mismo tenor, reconozco que si derivaren de este trabajo productos intelectuales o desarrollos tecnológicos, en lo especial, estos se registrarán en todo caso por lo dispuesto por la Ley Federal del Derecho de Autor y la Ley de la Propiedad Industrial, en el tenor de lo expuesto en la presente Declaración.

Alejandro López Tamayo

AGRADECIMIENTOS

A mis papás por siempre estar presentes, por ser mi fortaleza, mi ejemplo, mi impulso para lograr toda meta que me proponga, por iluminar mis días difíciles, por sus sabios consejos y sobre todo por brindarme su amor segundo a segundo.

A mis hermanos, porque siempre están al pendiente de mí, por ser mis protectores y mis consejeros, mis guías, y sobre todo por ser ese apoyo en todo momento.

A Laura Herrera y mis sobrinos Mauricio y Enrique que siempre me brindan las palabras de aliento necesarias para seguir adelante y que día a día están presentes.

A Ana Cárdenas y mis sobrinos Tania y Luis Belino que siempre están para alegrarme e impulsarme a ser mejor cada día.

A la Dra. Rosa María Leal Bautista por hacerme partícipe de éste gran proyecto, por haber confiado una vez más en mí, por haberme impulsado a este gran mundo de la ciencia, por sus consejos, por enseñarme grandes valores y sobre todo por estar apoyándome a seguir adelante.

Al Dr. Luis Marín Stillman, que día a día me ayudó a crecer profesionalmente, a tener un mejor desarrollo académico, por sus consejos que me fortalecieron, por creer y confiar en mí, por sus grandes enseñanzas, por enseñarme lo que es la gran pasión del mundo de la hidrogeología y sobre todo por proporcionarme el equipo de geofísica con el que pude realizar mi proyecto de tesis.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el apoyo económico que me brindaron para la realización de mi maestría y de mis estancias académicas en el extranjero que me permitieron tener un gran crecimiento académico y profesional.

Al Centro de Investigación Científica de Yucatán (CICY), en especial a la Unidad de Ciencias del Agua por el apoyo económico recibido para las salidas de campo, la asistencia a congresos, así como por permitirme hacer uso de sus laboratorios y equipo de campo.

A Tania Ramírez y a Río Secreto por su gran apoyo para la realización de este proyecto, por estar siempre al pendiente y dispuestos a ayudar para que lograra los objetivos propuestos de la tesis.

A la Dra. Melissa Lencsewski y a Northern Illinois University por abrirme sus puertas para realizar dos estancias académicas, por las enseñanzas obtenidas y por su confianza.

Al Dr. Mario Rebolledo, por sus enseñanzas en el área de geofísica, por instruirme en el uso del equipo de tomografía eléctrica, por sus consejos, por su apoyo en todo momento y por ser un ejemplo a seguir.

Al Dr. Phillip J. Carpenter, por el curso de geofísica que me proporcionó en NIU, por las dos estancias académicas en NIU, por estar siempre apoyándome y compartiendo conmigo sus conocimientos, por ayudarme y despejar todas mis dudas en el área de geofísica.

Al Ing. Mario Balcazar, por su gran paciencia y apoyo, por entrenarme en el uso del resistivímetro y en el uso de software de geofísica, por estar siempre al pendiente para ayudarme y para que mi proyecto de tesis saliera de la mejor manera.

A mi compañero Biól. Abraham Vargas Hernández, que sin duda alguna sin su apoyo y ayuda en campo no podría haber realizado éste proyecto, gracias por estar en todo momento, por tus consejos en campo, tus grandes enseñanzas y sobre todo, por el tiempo que invertiste en mi proyecto de tesis ya que fuiste parte esencial para poder concretarlo.

A la Dra. Laura Hernández, por su gran apoyo, por su confianza, por sus grandes conocimientos compartidos, por ser un ejemplo a seguir, por su pasión por la ciencia y por impulsarme a seguir adelante en todo momento.

Al equipo técnico de la UCIA-CICY, M. en C. Cinthya Grimaldo, Quím. Daniela Ortega, Biól. Viridiana Nava, M. en C. Sergio Escobar y M. en C. Gabriela Rosiles, por su apoyo en todo momento, por su gran profesionalismo en campo y en los laboratorios, por sus consejos, enseñanzas, por resolver mis dudas, por su paciencia, por su confianza brindada, sobre todo por tener siempre una sonrisa que mejora cualquier momento.

A la Dra. Cecilia Hernández, la Lic. Fanny de Gante, el C.P. Bernardo Alonso, Alfredo Martínez, C.P. Liligelia García y Lic. Alejandra Arceo por todo su apoyo durante mis estudios de Maestría, por su paciencia y su amabilidad para aclarar todas mis dudas respecto a los trámites administrativos.

A la M.B.A Karla Argote, por permitirme crecer profesionalmente, por su confianza en mí, por su amistad y por contribuir en mi crecimiento laboral.

A mis compañeros de generación, Biól. Fayco Amateco e Ing. Paulina Aguilar, por su paciencia, comprensión y por sus enseñanzas del trabajo en equipo.

A la Dra. Almendra Villela y Mendoza, por sus valiosos consejos en mi tesis, por su apoyo y confianza brindada. A Damaris Irola y Benjamín delgado, por su amistad y apoyo

durante la realización de mi tesis. Al Dr. Perry y su esposa Joane, por su gran apoyo durante mi primer estancia en Illinois, por sus sabios consejos y por su confianza brindada.

A Óscar Alejandro López, por su apoyo y amistad brindada desde mi llegada a Cancún, por estar en todo momento, por ser mi hermano, y mi consejero.

A la Dra. Alma Serafín y la Ing. Lucila Martínez, por que hacen las distancias cortas con sus consejos, por creer en mí desde hace años, por depositarme su confianza, por alentarme a ser mejor cada día, por sembrar esa semilla de conocimientos en mí y sobre todo por estar siempre presentes.

A Sergio Gutiérrez, que siempre ha estado ahí para impulsarme a cumplir cada una de mis metas, por ayudarme cuando más lo necesito y por alentarme a ser mejor cada día. A Kelsey Hitzeroth y su familia, por su gran apoyo durante mi estancia en Illinois, por estar al pendiente de mí y por confiar en mis logros.

A mis amigos de Zamora, Alejandra Aguirre, María Fernanda López, Karen Cázares, Bryan Hernández, Guillermo Huirache, Fernanda Botello, Gloria Mora, Elín Lazcano y Paulina Aguirre por siempre estar ahí dándome consejos, alegrías, confianza y por impulsarme a lograr cada una de mis metas. A mis amigos de Guanajuato, Esmeralda Rivera, Denisse Dávila, Jessica Marín, Thalía Álvarez, Verónica Alvarado, Nora Carreón, Luis Lúa, Betty Elías, Viridiana Villalpando y Ana Cris Aboytes por sus mensajes de apoyo en todo momento, por escucharme cuando más lo necesitaba, por su amistad y cariño.

A Creadores Co. y sus integrantes, Saúl Enríquez, Armando García, Yunhuem Estrada, Óscar Vera, Lula Álvarez, Carlos Mortenkotter, Edith Cedillo, Katia Barrueta, Ricardo Cervantes por hacer de este tiempo, ameno y de diversión, ya que hicieron que por medio del teatro encontrara una manera de despejar mi mente y de trabajar mi creatividad, gracias por su confianza y comprensión.

A Javier Soaje por su invaluable apoyo, comprensión y por sus consejos. A Alberto López, Lydia Pacheco, Melina García, Aiser Pacheco, Kenya Echeverría, Alejandro Coreas, Thelma Luque, Mafer Valero y Alessandra Amaro que siempre estuvieron apoyándome, por ser mi familia, por su amistad y por siempre regalarme una sonrisa en todo momento.

A la Ing. Nancy Maffiodo, por su gran apoyo durante el proceso de término de mi tesis de maestría, por sus consejos y sus enseñanzas.

En especial al Dr. Jhon Randall; que en paz descansa, y a su esposa Martha Parra, que siempre confiaron en mí, por que en definitiva el Dr. Randall es mi ejemplo a seguir, y porque ambos me han impulsado a cumplir cada una de mis metas.

DEDICATORIA

A Dios, por ser mi luz y mi principal motor en todo momento, por darme la fuerza necesaria para lograr cada meta propuesta.

A mis padres, José Luis López y María de Jesús Tamayo por ser mis confidentes, por estar conmigo en todo momento, por brindarme su amor incondicional y por apoyarme en todo lo que me proponga.

A mis hermanos, Iván y Luis Belino, por sus palabras de aliento, por su cariño y sobre todo por su compañía durante el trayecto de mi vida.

A mi sobrina Vanesa, por su gran carisma y su apoyo.

A mis sobrinos, Mauricio Belino y Luis Enrique por mantener siempre esa sonrisa, por su cariño y por alegrar mis días en todo momento.

A mis sobrinos, Tania Valentina y Luis Belino, por ser luz, por su cariño, comprensión y por su gran amor que me brindan.

A la Dra. Rosa María Leal, por creer y confiar en mí, por su gran paciencia, su compañía, por compartir conmigo sus conocimientos, por impulsarme día a día a ser mejor y sobre todo por sus grandes consejos que me guiaron durante este tiempo y que me permitieron crecer y avanzar académicamente.

Al Dr. Luis Marín Stillman, por la gran confianza que depositó en mí, por sus enseñanzas, por sus consejos, por sus asesorías, por su comprensión y por darme ese apoyo incondicional.

Al Dr. Mario Rebolledo y la Dra. Laura Hernández, por siempre estar presentes para impulsarme a ser mejor, por su confianza, por sus enseñanzas para desarrollarme mejor profesionalmente y por los conocimientos que compartieron conmigo.

Al Dr. Phil Carpenter, por su gran apoyo durante este tiempo, por estar presente en todo momento, por los grandes conocimientos que compartió conmigo y por su confianza.

A la Dra. Alma Serafín y la Ing. Lucila Martínez que siempre han estado ahí para darme unas palabras de aliento, consejos, por creer en mí y sobre todo por motivarme en mi desarrollo profesional.

Al Dr. Jhon Alexander Randall Roberts que sin duda alguna es mi ejemplo a seguir, y que desde en donde esté siempre me aconseja ante toda situación difícil.

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
CAPÍTULO I.- IMPORTANCIA DEL ESTUDIO	5
1. INTRODUCCIÓN.....	5
1.1 Justificación	8
1.2 Hipótesis.....	8
1.3 Objetivo general.....	9
1.4 Objetivos específicos	9
1.5 Alcances	9
2. ANTECEDENTES	10
2.1 Importancia de los estudios hidrogeológicos.....	10
2.2 Importancia regional	11
2.3 Marco geológico	12
2.3.1 Karst.....	15
2.3.1.1 Consecuencias ambientales por actividades humanas en terrenos kársticos	17
2.3.1.2 Hidrogeología del karst.....	19
2.4 Hidrogeología regional.....	19
2.5 Acuíferos kársticos costeros.....	23
2.6 Mapeo Quintana Roo	24
2.7 Noreste de Quintana Roo	25
2.7.1 Hidrogeología del Noreste de Quintana Roo	28
2.8 Intrusión salina	28
2.9 Métodos geofísicos	34
2.9.1 La geofísica en sistemas kársticos como una herramienta en la exploración hidrogeológica	38
2.10 Ley de Archie	39
2.10.1 Conductividad eléctrica en las rocas.....	39
2.11 Volumen elemental representativo.....	42
2.12 Modelo conceptual	44
3. REFERENCIAS	45
CAPÍTULO II.- EXPLORACIÓN GEOFÍSICA PARA LA PROSPECCIÓN HIDROGEOLÓGICA DEL SISTEMA POOL TUNICH, SOLIDARIDAD, QUINTANA ROO, MÉXICO.....	55
1. INTRODUCCIÓN.....	55
2. METODOLOGÍA.....	57
2.1 Exploración física del área de estudio.....	58
2.2 Medición de parámetros in-situ y toma de muestras.....	59
2.3 Exploración geofísica	60
2.4 Geoquímica	65
3. RESULTADOS	66

3.1 Geofísica.....	66
3.1.1 Coordenadas UTM de los sondeos eléctricos verticales.....	66
3.1.2 Datos obtenidos en campo	67
3.1.3 Modelos de capas	92
3.2 Exploración física del área de estudio.....	93
3.3 Geoquímica	93
3.3.1 Medición de parámetros	94
3.4 Ley de Archie.....	95
3.4.1 Perfil cenote GC.....	97
3.4.2 Ley de Archie aplicada al cenote GC.....	101
3.4.3 Ley de Archie aplicada con una porosidad del 5%	103
3.4.4 Ley de Archie aplicada con una porosidad de 60%.....	106
3.5 Comparación de conductividad eléctrica y temperatura respecto a la profundidad en el cenote GC.....	109
4. DISCUSIÓN	110
4.1 Modelos de capas.....	110
4.1.1 Sección paralela a la costa (SO-NE).....	110
4.1.2 Sección principal perpendicular a la costa (SE-NO).....	115
4.1.3 Sección perpendicular a la costa 2 (SE-NO).....	124
4.2 Secciones geoelectricas	127
4.2.1 Sección paralela a la costa (SO-NE).....	128
4.2.2 Sección 2 perpendicular a la costa (SE-NO).....	130
4.2.3 Sección principal perpendicular a la costa (SE-NO)	133
4.3 Resistividades obtenidas aplicando la ley de Archie con diferentes porcentajes de porosidad	136
4.4 Resistividad azimutal.....	140
4.5 Volumen elemental representativo	142
4.6 Modelo conceptual	146
5. CONCLUSIONES	149
6. REFERENCIAS	151
ANEXO A (1).....	155
ANEXO B (2).....	167
ANEXO C (3)	177

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Mapa de flujos preferenciales por la geología estructural a escala regional en la Península de Yucatán (Tomado de Bauer et al., 2011).....	14
Figura 2.- Mapa del flujo de agua subterránea a escala regional. Las flechas indican la dirección del flujo del agua subterránea y el color de la flecha indica el autor que la obtuvo (Tomado de Bauer et al., 2011).	15
Figura 3.- Esquema de interfase salina, agua dulce y agua salada.....	31
Figura 4.- Definición esquemática de un volumen elemental representativo aplicado a un basalto (Modificado de Doménico et al., 1990).	43
Figura 5.- Zona de estudio, Solidaridad, Quintana Roo, México.	57
Figura 6.- Levantamiento geofísico, línea paralela a la costa, SO-NE.....	62
Figura 7.- Levantamiento principal de geofísica, línea perpendicular a la costa, SE-NO.	63
Figura 8.- Levantamiento geofísico, perpendicular a la costa 2, SE-NO.	64
Figura 9.- Conjunto de levantamientos geofísicos en el área de estudio.....	64
Figura 10.- Localización del estudio de resistividad azimutal (2279537 N, 480708 E ,16Q)	65
Figura 11.- Ejemplo del modelo de capa del sondeo eléctrico vertical 22. El eje de las X representa la distancia AB/2 y la profundidad de las capas en metros y eje de las Y es la resistividad real en Ohm-m.....	92
Figura 12.- Localización de cenotes y cavernas de fácil acceso en el área de estudio.....	93
Figura 13.- Perfil de conductividad eléctrica del cenote GC (16 Q, 2276303 N, 481821 m E).....	101
Figura 14.- Perfil comparativo de temperatura y conductividad eléctrica del cenote GC (16 Q, 2276303 N, 481821 E).	109
Figura 15.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 1.	110
Figura 16.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 2.	111
Figura 17.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 3.	112
Figura 18.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 4.	112
Figura 19.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 5.	113
Figura 20.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 6.	114
Figura 21.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 7.	115
Figura 22.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 23.....	115
Figura 23.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 24.....	116
Figura 24.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 18.....	117
Figura 25.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 17.....	117
Figura 26.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 16.....	118
Figura 27.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 15.....	119
Figura 28.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 14.....	119
Figura 29.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 13.....	120
Figura 30.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 12.....	121
Figura 31.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 9.	121
Figura 32.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 8.	122
Figura 33.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 10.....	123
Figura 34.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 11.....	124
Figura 35.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 20.....	124
Figura 36.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 21.....	125
Figura 37.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 22.....	126
Figura 38.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 19.....	126
Figura 39.- Localización de sondeos eléctricos verticales en el área de estudio.....	127
Figura 40.- Sección geoelectrica (SO-NE) de siete SEV's paralelos a la costa.	129
Figura 41.- Colapso/cenote localizado cerca de la línea de SEV paralela a la costa (16Q, 2278536 N, 480148 E).	129

Figura 42.- Sección geoelectrica perpendicular a la costa 2, SE-NO.	130
Figura 43.- Afloramiento de la roca caliza compactada que presento una alta resistividad (3,000 Ohm-m).	131
Figura 45.- Triple porosidad del sistema [Matriz (circulo), fracturas y conductos de disolucion (flechas)] (Adaptado de Marin et al., sin publicar).	132
Figura 46.- Sección geoelectrica (SE-NO) de 10 SEV, perpendicular a la costa.	133
Figura 47.- Continuación figura 44, sección geoelectrica (SE-NO) de los SEV 9, SEV 8, SEV 10 y SEV 11.	134
Figura 48.- Sección geoelectrica (SE-NO) obtenida aplicando el concepto de VER y la ley de Archie (SEV 23, SEV 18, SEV 15, SEV 13 Y SEV 11).	138
Figura 49.- Área de estudio con longitud de secciones y localización de cenote GC , C1 Costa y SEV's.	139
Figura 50 - Diagrama de resistividad azimutal realizado al NW del SEV 8 (16 Q, 2279537 N, 480707 E).	141
Figura 51.- Esquema del volumen total del área de estudio (1.36km ³) y del volumen elemental representativo (0.24km ³) del sistema kárstico costero Pool Tunich.	143
Figura 52.- Volumen elemental representativo aplicado al sistema kárstico Pool Tunich (Adaptado de Bear, 1972).	145
Figura 53.- Modelo conceptual del sistema kárstico costero Pool-Tunich.	147

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1.- Coordenadas UTM de los SEV's realizados.....	66
Cuadro 2.- Datos de campo obtenidos del SEV 1.....	68
Cuadro 3.- Datos de campo obtenidos del SEV 2.....	69
Cuadro 4.- Datos de campo obtenidos del SEV 3.....	70
Cuadro 5.- Datos de campo obtenidos del SEV 4.....	71
Cuadro 6.- Datos de campo obtenidos del SEV 5.....	72
Cuadro 7.- Datos de campo obtenidos del SEV 6.....	73
Cuadro 8.- Datos de campo obtenidos del SEV 7.....	74
Cuadro 9.- Datos de campo obtenidos del SEV 8.....	75
Cuadro 10.- Datos de campo obtenidos del SEV 9.....	76
Cuadro 11.- Datos de campo obtenidos del SEV 10.....	77
Cuadro 12.- Datos de campo obtenidos del SEV 11.....	78
Cuadro 13.- Datos de campo obtenidos del SEV 12.....	79
Cuadro 14.- Datos de campo obtenidos del SEV 13.....	80
Cuadro 15.- Datos de campo obtenidos del SEV 14.....	81
Cuadro 16.- Datos de campo obtenidos del SEV 15.....	82
Cuadro 17.- Datos de campo obtenidos del SEV 16.....	83
Cuadro 18.- Datos de campo obtenidos del SEV 17.....	84
Cuadro 19.- Datos de campo obtenidos del SEV 18.....	85
Cuadro 20.- Datos de campo obtenidos del SEV 19.....	86
Cuadro 21.- Datos de campo obtenidos del SEV 20.....	87
Cuadro 22.- Datos de campo obtenidos del SEV 21.....	88
Cuadro 23.- Datos de campo obtenidos del SEV 22.....	89
Cuadro 24.- Datos de campo obtenidos del SEV 23.....	90
Cuadro 25.- Datos de campo obtenidos del SEV 24.....	91
Cuadro 26.- Parámetros fisicoquímicos obtenidos in-situ en el cenote GC.....	94
Cuadro 27.- Parámetros fisicoquímicos obtenidos in-situ en el cenote C1 Costa.....	95
Cuadro 28.- Iones obtenidos de la muestra de agua recolectada en el cenote C1 Costa.....	95
Cuadro 29.- Datos obtenidos con el perfilador CTD en el cenote GC.....	98
Cuadro 30.- Porcentaje (%) de porosidad encontrado para rocas carbonatadas por diversos autores.	102
Cuadro 31.- Ley de Archie aplicada al perfil de conductividad eléctrica obtenido en el cenote GC tomando una porosidad del 5%.....	103
Cuadro 32.- Ley de Archie aplicada al perfil de conductividad eléctrica obtenida en el cenote GC tomando una porosidad del 60%.....	106
Cuadro 33.- Rangos de resistividad eléctrica encontrada en calizas por medio de sondeos eléctricos verticales.....	134
Cuadro 34.- Rangos de resistividad eléctrica obtenidas para el sistema kárstico costero Pool Tunich aplicando la ley de Archie al perfil de conductividad eléctrica obtenida en el cenote GC con distintos porcentajes de porosidad.....	136
Cuadro 35.- Resistividades encontradas para el sistema kárstico costero Pool Tunich.....	139

RESUMEN

Este trabajo fue realizado con el fin de evaluar el espesor del lente de agua dulce y la profundidad de la interfase salina en el sistema Pool Tunich, Solidaridad, Quintana Roo; para lo cual se realizaron sondeos geofísicos y una verificación del perfil hidrodinámico en la zona de estudio. La geofísica se aplicó como herramienta de la exploración hidrogeológica. Se realizaron 24 sondeos eléctricos verticales (SEV) y un perfil de conductividad eléctrica. Se definieron tres líneas de sondeos eléctricos verticales, dos perpendiculares a la costa (la línea principal con 13 SEV, y una línea secundaria con 4 SEV) y una paralela a la costa (7 SEV). Los sondeos eléctricos verticales que se realizaron con el arreglo tipo Schlumberger muestran la heterogeneidad del sistema por medio de las resistividades reales resultantes de la inversión de los datos de campo evaluados mediante el programa IPI2WIN. El perfil de conductividad eléctrica se realizó en un cenote localizado a 4.4Km de la costa mostrando que la profundidad de la interfase salina es de 29 m desde la superficie. Las resistividades reales del sistema se obtuvieron en base a la aplicación de la Ley de Archie (en base a la calibración de la conductividad eléctrica referenciada en el cenote). Se realizó un estudio de resistividad azimutal el cual mostró anisotropías eléctricas con altas resistividades que tienden al Este-Noreste.

El concepto de volumen elemental representativo se aplicó para considerar las heterogeneidades como un todo y discriminar aquellos puntos en los que no se apreciara el nivel freático y la interfase salina y una vez seleccionados aquellos en los que si se identificara el nivel freático y la interfase salina se obtuvo una sección geoelectrica en donde se aprecia la zona vadosa, el espesor del lente de agua dulce y la profundidad de la interfase salina de manera consistente.

El modelo conceptual generado del sistema Pool Tunich sugiere una alta concentración de conductos de disolución, una clara cuña de la interfase salina (agua salada/agua dulce) cerca de la costa y un espesor muy delgado del lente de agua dulce (5.8m-61.8m) lo que confiere una elevada vulnerabilidad del sistema Pool Tunich a la intrusión salina, a la contaminación (que se pudiera derivar de fuentes puntuales o difusas) y al rápido

desplazamiento de los contaminantes en esta zona debido a la gran concentración de conductos de disolución y al flujo dual (en la matriz y en los conductos) que se presenta en estos sistemas kársticos-costeros sugiriendo una dirección de flujo del continente hacia el mar; lo cual no solamente generaría una afectación al acuífero (principal fuente de abastecimiento de agua potable en la región) sino a los ecosistemas dependientes del agua subterránea (humedales, manglares, selva, etc.) y al arrecife de coral en el mar.

ABSTRACT

The main objective of this research was to evaluate the thickness of the fresh water lens and depth of the saline interphase in the Pool Tunich system, in Solidaridad, Quintana Roo; which is influenced by a high concentration of dissolution conduits (cavern systems). To further study this, twenty four vertical electrical soundings (VES) were made and a hydrogeologic profile verification (electrical conductivity profile) was made in a sinkhole in the study area. The geophysics were applied to support the hydrogeological exploration. Three lines of electrical vertical soundings were made, two perpendicular to the coast (the main line with 13 VES and a secondary line with 4 VES) and one more line parallel to the coast (7 VES). The vertical electrical soundings were made with the Schlumberger array which show the system heterogeneity through the resulting real resistivities of the inversion of the data field evaluated by the IPI2WIN software. The electrical conductivity profile was made in a sinkhole located to 4.4 Km from the coast, showing the depth of the saline interphase is located 29 m from the surface. Estimated resistivities of the system were obtained based on the application of the Archie's law (due to the calibration of the electrical conductivity in the sinkhole) and values from the VES inversions were found to be realistic. One azimuthal resistivity survey made at the junction of two VES lines showed electrical anisotropy with higher resistivities trending east-northeast.

The representative elementary volume concept was applied for considering the heterogeneities as a whole and discard those surveys (VES) where, due to noise or complexity, the freshwater lens and the saline interphase were not clearly delineated; once selected, those in which the water table and the saline interphase were identified, formed a geoelectric profile that shows consistently the vadose zone, the fresh water lens thickness and the depth of the saline interphase.

The conceptual model obtained suggests a big concentration of dissolution conduits in the Pool Tunich system, a clear wedge of the saline interphase near the coast (fresh water/salt water mixing zone) and a very thick fresh water lens (5.8m to 61.8m thick), which suggests a high vulnerability in the Pool Tunich system due to saline intrusion, and to the pollution from the surface (derived from point or diffuse sources), and to the rapid movement of the pollutants in this area due to the big dissolution conduits and dual flow (in the matrix and

the conduits) which occurs in these kind of coastal karstic systems. Assuming an overall groundwater flow from inland to the sea, not only will important aquifers be affected (the main water supply source for the region) but groundwater-dependent ecosystems (wetlands, mangrove swamps, the jungle, etc.) and the coral reef in the sea could be affected.

CAPÍTULO I.- IMPORTANCIA DEL ESTUDIO

1. INTRODUCCIÓN

Quintana Roo es el estado más joven del país, con un desarrollo constante desde hace 30 años, y una actividad económica predominante del servicio turístico. Quintana Roo tiene una superficie de 50,350 Km², ocupando el segundo lugar en extensión territorial entre los estados de la Península de Yucatán, y representa el 2.2 % de la superficie de México (INEGI-DGG, 1999). A pesar de su vasta extensión, la mayoría de la infraestructura para el servicio turístico, así como sus respectivas zonas urbanas y suburbanas se encuentran dentro de los primeros 10 Km. de la costa hacia el continente. Es notable el acelerado crecimiento poblacional en las costas del caribe Mexicano y el impacto negativo que se ha tenido en los recursos naturales.

La ciudad de Playa del Carmen, localizada a 70 Km. al sur de Cancún, ha mostrado tener la mayor tasa de crecimiento a nivel Nacional (30.5 %) para la década de 1994 a 2004, siguiéndole Cancún (9.1%) (CONAPO, 2004). Esto se debe a que el principal atractivo del mar caribe Mexicano hasta el momento y desde el punto de vista promocional, son sus playas con un mar color turquesa.

El agua subterránea juega un papel importante en muchos procesos geológicos y la costa Este de la Península de Yucatán contiene uno de los sistemas kársticos más desarrollados en el mundo (Vuilleumier et al., 2013), lo cual incluye cuevas subterráneas que son de las más extensas del planeta (Gulden and Coke, 2011), lo que le confiere una gran conductividad hidráulica al acuífero y debido al delgado lente de agua dulce y al crecimiento en la demanda del mismo el abastecimiento de agua potable en la Península de Yucatán se está tornando problemático por la contaminación del delgado lente de agua dulce por la intrusión salina y la descarga directa de aguas residuales al acuífero (Bauer-Gottwein et al., 2011) en donde aunado a esto, el inyectar las aguas residuales dentro del acuífero sin un tratamiento previo se ha vuelto una práctica común en la Península de Yucatán (Marin et al., 2000).

Las investigaciones dirigidas al entendimiento de los procesos hidrológicos en acuíferos costeros son motivadas por la necesidad de mejorar el uso del recurso agua en estos ambientes. Mientras las áreas costeras son urbanizadas, la extracción del agua subterránea aumenta y el agua salina va desplazándose de manera subterránea hacia la parte continental disminuyendo el volumen del agua dulce en el acuífero (Wicks y Herman, 1995). Ésta dinámica de desarrollo turístico y su consecuente crecimiento poblacional hace ineludible poner atención a la demanda y el manejo de los recursos naturales; particularmente en las aguas subterráneas, la única fuente de abastecimiento de agua potable para el norte del Estado ya que se está incrementando la intrusión salina en el acuífero y por lo tanto el lente de agua dulce se torna más delgado. Por lo que es necesario conocer el espesor actual del lente de agua dulce para administrar de manera sustentable el recurso agua.

Los métodos geofísicos llegan a jugar un papel importante en el conocimiento hidrogeológico en terrenos kársticos (Sumanovac y Weisser, 2001). Los estudios geofísicos ofrecen una manera efectiva de evaluar grandes áreas de manera relativamente rápida y no invasiva (Carpenter, 2001). De acuerdo a Ahmed Khalil (2012) los métodos de resistividad son considerados los métodos geofísicos más aplicados en campo para la exploración del agua subterránea.

La caracterización adecuada de las heterogeneidades en ambientes kársticos es un reto para los métodos geofísicos usados en el terreno, por lo que es indispensable confirmar los datos obtenidos con la exploración geológica disponible y otras técnicas que corroboren y arrojen la información más cercana a la realidad, ejemplo de ello es la aplicación de la ley de Archie por medio del perfil de conductividad realizado en un cuerpo de agua subterránea que alcance la interfase salina y que pueda ser medido directamente en campo para obtener la variación de conductividad de agua dulce a la interfase salina en el sistema acuífero. La conductividad de una roca porosa varía con el volumen y el arreglo de los poros y aún más con la conductividad y cantidad del agua contenida (Telford et al., 1990). Un concepto que ayuda a una mejor interpretación de secciones geoelectricas obtenidas a partir de los estudios geofísicos en sistemas kársticos es el volumen elemental representativo el cual es definido como el tamaño suficiente al cual no

hay grandes variaciones estadísticas que sean significativas en el valor de una propiedad en particular con respecto al tamaño del elemento en conjunto de acuerdo a Bear (1972).

Con el conjunto de técnicas y conceptos aplicados a la hidrogeología en sistemas kársticos se obtiene un modelo conceptual el cual es una representación de las unidades hidrogeológicas y del sistema de flujo del agua subterránea (Betancur, T.V. et al., 2012) en el cual se pueda visualizar el espesor del lente de agua dulce y la profundidad de la interfase salina en sistemas kársticos costeros.

1.1 Justificación

Quintana Roo se ha caracterizado por ser el principal destino turístico de México, gracias a sus paisajes naturales y a la diversidad de actividades que se pueden realizar, lo cual ha implicado una alta tasa de crecimiento poblacional y la recepción anual de miles de turistas nacionales y extranjeros lo que conlleva a generar un alto impacto ambiental, principalmente en el recurso agua por la gran demanda del servicio y por la utilización de éste como principal medio para el desarrollo de los atractivos turísticos del estado. El sistema Pool-Tunich; localizado en el municipio de Solidaridad, está conformado de roca caliza que contiene grandes conductos de disolución lo que le otorga un paisaje kárstico que implica una alta vulnerabilidad a la contaminación del acuífero por la infiltración de aguas contaminadas como: intrusión salina, descarga de aguas residuales, actividades recreativas en los cenotes y por la lixiviación de los desechos sólidos.

Siendo este sistema de gran importancia para los ecosistemas dependientes del agua subterránea así como por el contacto directo que se tiene con turistas nacionales y extranjeros es que se genera la necesidad de realizar un estudio donde se determine el espesor del lente de agua dulce así como la dirección de flujo del sistema acuífero para establecer una red de monitoreo de aguas subterráneas que permita llevar el control de la intrusión salina y la preservación tanto del recurso agua como de los ecosistemas dependientes del mismo.

1.2 Hipótesis

El sistema Pool Tunich se caracteriza por ser un sistema kárstico costero por lo que podría considerarse un sistema vulnerable a la contaminación por los posibles conductos de disolución de la zona, debido a ello es necesario generar un modelo conceptual en el que se aprecie el espesor del lente de agua dulce y la profundidad de la interfase salina y su interacción con los posibles conductos de disolución presentes en el sistema.

1.3 Objetivo general

Determinar el espesor del lente de agua dulce del sistema Pool-Tunich desde la costa a 9.5 Km tierra adentro. Realizar una exploración hidrogeológica por medio de herramientas geofísicas en el Sistema Pool Tunich.

1.4 Objetivos específicos

- Determinar mediante métodos geofísicos el espesor del lente de agua dulce y la profundidad de la interfase salina del sistema Pool Tunich.
- Obtener un volumen elemental representativo del sistema kárstico Pool Tunich.
- Realizar una evaluación hidrogeológica general del Sistema Pool-Tunich.
- Generar un modelo conceptual del sistema Pool Tunich.

1.5 Alcances

Este estudio contribuirá para la toma de decisiones de desarrolladores urbanos en la zona, ayudará a la mejora de la planificación urbana en el municipio de Solidaridad, ayudará para conocer las áreas prioritarias de conservación hidrogeológica en el área, contribuirá para el control de la intrusión salina en el acuífero kárstico costero del municipio de Solidaridad así como para la mejora de la gestión ambiental en la zona.

2. ANTECEDENTES

2.1 Importancia de los estudios hidrogeológicos

El principal motivo para realizar estudios hidrogeológicos, ha sido la importancia que tiene el recurso agua como única fuente disponible para algunas regiones. Es indispensable tomar en cuenta la hidráulica que se da en los acuíferos costeros, debido a la interacción que tiene el agua dulce continental con el agua salada del océano y que día con día se torna una problemática más grave por la escasez de estudios en sistemas kársticos costeros en cuanto a intrusión salina se refiere.

Dado que el agua subterránea juega un rol cada vez más importante en el desarrollo del potencial de los recursos hídricos en el mundo, entonces se tendrá que proteger de la creciente amenaza de la contaminación del subsuelo (Freeze and Cherry, 1979).

Los constituyentes químicos del agua subterránea determinan su uso, ya sea industrial, agrícola o residencial. Los constituyentes disueltos en el agua subterránea proveen huellas de su historia geológica, la influencia que se da sobre el suelo y la roca a través de los procesos de interacción y de su origen dentro del ciclo hidrológico.

El agua subterránea es un recurso natural muy importante. Alrededor del mundo más de dos billones de personas dependen del agua subterránea para sus actividades diarias (Kemper, 2004).

El problema del agua en la actualidad es de tal relevancia que se puede afirmar que la disponibilidad y el manejo de este recurso fijarán los márgenes del desarrollo sustentable (AMC, 2005). Para estudiar el agua en México es necesario considerar el marco geográfico en que se presenta. La variedad de sus características topográficas y geográficas, su extensión (casi dos millones de kilómetros cuadrados) y la influencia de más de 11 208 km de costas. De la calidad del agua subterránea poco se sabe, a pesar de que constituye la fuente de abastecimiento para 75 millones de mexicanos (Jiménez et al., 2004).

2.2 Importancia regional

La zona costera del estado de Quintana Roo presenta un gran potencial para el desarrollo del turismo dadas sus condiciones naturales, notándose en los últimos años un incremento notable en su población y en sus actividades económicas, lo que implica una mayor demanda de agua para el abastecimiento de la población y de los desarrollos turísticos, y por otro lado un mayor riesgo de contaminación de los cuerpos de agua por la descarga de aguas residuales y los desechos sólidos (Marín, 2005).

La Península de Yucatán no dispone de corrientes superficiales debido a la permeabilidad del suelo kárstico, a excepción del Río Hondo al Sur del Estado; observándose zonas de inundaciones en algunos puntos de la franja costera con suelo de origen lacustre, registrándose en Puerto Morelos una de estas zonas inundables que ocupa una porción importante de los terrenos. En los extremos Norte y Sur se presentan depresiones tierra adentro que almacenan el agua precipitada durante la época de lluvias, llegando a romper en algunas ocasiones la barrera de la zona de dunas costeras mediante pequeños canales hasta desembocar sus excedentes al mar.

La literatura señala que la principal fuente de agua potable en la Península de Yucatán es un acuífero regional (Beddows, 1999; Marín et al., 2004; Perry et al., 2009,). Diferentes modelos describen a este acuífero como un lente delgado de agua dulce que flota sobre agua salada cuyo espesor varía según la cercanía a la costa en la Península de Yucatán (Antigüedad, 2000), lo cual repercute en el acceso al agua fresca para su distribución y en las interacciones que se pueden dar con el agua de mar o con las infiltraciones y escorrentías superficiales.

La heterogeneidad del acuífero kárstico de la Península de Yucatán lo vuelve un sistema complejo por lo que en la explotación de estos acuíferos pueden presentar ciertas dificultades como por ejemplo, que los pozos cercanos entre sí puedan presentar rendimientos totalmente diferentes, dependiendo de la posición que ocupan respecto a la estructura interna del drenaje. Cualquier método de exploración o explotación que no tenga en cuenta esta heterogeneidad, estará condenada al fracaso (Antigüedad, 2000).

El espesor del lente de agua dulce varía de la costa hacia tierra adentro de acuerdo a Steinich y Marín (1996), el espesor varía de 16 metros en la costa (Chuburna) a más de 80 metros en Sotuta, Yucatán. Hacia la parte Noroeste de la Península de Yucatán el acuífero es libre excepto por una banda paralela a la costa (Perry et al., 1989). Por la naturaleza libre del acuífero, la zona de recarga es a lo largo de todo el acuífero. Esto hace que el acuífero sea sumamente vulnerable a la contaminación (Marin y Perry, 1994; Marín et al., 2000).

En la Península de Yucatán la permeabilidad es tan alta que la precipitación pluvial inmediatamente se infiltra hacia el nivel freático y se mueve horizontalmente hasta descargar en las áreas cerca de las costas (Back et al., 1970).

Debido a la alta permeabilidad que presenta el acuífero kárstico de la Península de Yucatán hace que sea particularmente susceptible a la contaminación por aguas residuales domésticas y municipales, residuos agrícolas y de granjas, por la descomposición natural de la abundante vegetación debido a los climas cálidos y húmedos y a la intrusión salina (Back y Lesser, 1977).

2.3 Marco geológico

La Península de Yucatán es una gran plataforma calcárea constituida principalmente de carbonato de calcio en forma de sedimentos que fueron depositados hace millones de años (Weide, 1985) la cual fue emergida del mar debido a un continuo movimiento ascendente, que fue lentamente dejando al descubierto el fondo marino con dirección hacia el Norte, ésta emersión se efectúa actualmente a un ritmo de dos a tres cm por año, lo que significa que la edad geológica del material tiende a aumentar hacia el Sur (INEGI, 2005).

El estrato con la roca más profunda que se ha perforado indica que el nivel base fue depositado en el Paleozoico, hace aproximadamente 250-500 millones de años. Los estratos superficiales fueron depositados más recientemente, teniendo rocas del Eoceno en el centro de la Península (de hace 34 a 56 millones de años) rodeada por roca del

Pleistoceno y Mioceno (de hace 1.8 a 23 millones de años) y en las costas de la Península rocas del Pleistoceno (de hace 1.8 millones a 11,500 años) y rocas del Holoceno (de hace 11,500 años) (Donna & Simon Richards, 2007). La Península de Yucatán está compuesta por calizas, dolomitas y evaporitas que alcanzan un espesor de más de 1500 m (Weide, 1985).

La actividad neotectónica vuelve evidente la constitución geológica de la península. Las rocas sedimentarias marinas terciarias atestiguan un levantamiento gradual, por lo menos desde el Oligoceno. La porción septentrional es una superficie nivelada de poca altitud, elevada sobre el nivel del mar seguramente en el Cuaternario. Por lo mismo, ha estado sujeta a transgresiones y regresiones. El final del Pleistoceno significó mucho un ascenso del nivel del mar, de 130m según Emery (1977), que cubrió grandes extensiones de tierras emergidas de la Florida y Yucatán. La plataforma continental excepcionalmente ancha-más de 180Km al occidente de Yucatán- es una evidencia de lo expuesto (Lugo-Hubp et al., 1992).

La tectónica de placas no ha sido precisada en esta zona porque la única referencia observable es el cambio de rumbo actual de los pliegues de la Sierra Madre de Chiapas NW-SE, al sistema de plegamientos y fallas al norte de Guatemala y Honduras Británicas que es NE-SW; indica que pudo haber dado una rotación de la península desde el este de su posición actual (INEGI, 2005).

La plataforma caliza de Yucatán de edad del Triásico al Holoceno está localizada en la cercanía de la placa de Cocos y de los límites de la placa Norteamericana y la del Caribe y ha tenido una reconfiguración por una serie de eventos tectónicos a lo largo de su historia geológica. Al final del periodo Cretácico, la Península de Yucatán fue impactada por un gran asteroide el cual formó el cráter de Chicxulub, lo que con el tiempo permitió que se formara lo que hoy se conoce como el anillo de cenotes como consecuencia del flujo preferencial del agua subterránea. La zona más notable de fracturas a escala regional son el Anillo de Cenotes, la línea de falla Sierrita de Ticul, la zona de fractura Holbox, la zona de bloque de falla del Río Hondo y la zona de falla La Libertad (Figura 1). La porción Sur de la Península de Yucatán está situada a 200 km al norte del límite de las placas Norteamericana y del Caribe (Bauer *et al.*, 2011).

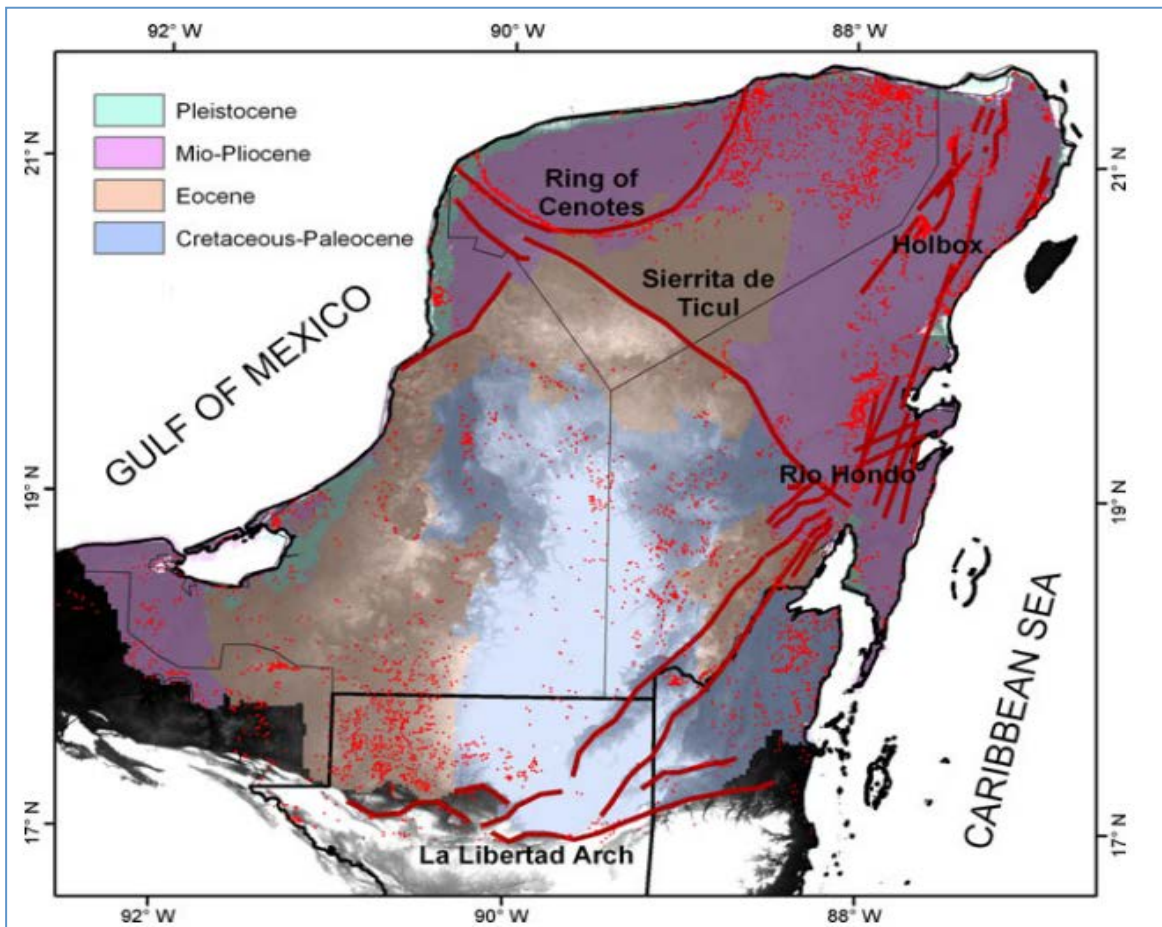


Figura 1.- Mapa de flujos preferenciales por la geología estructural a escala regional en la Península de Yucatán (Tomado de Bauer et al., 2011).

El flujo preferencial (Figura 2) en la Península de Yucatán es de manera radial, del centro de la Península hacia afuera (las costas), donde ese flujo preferencial se ve afectado por las zonas de fractura a nivel regional (Anillo de Cenotes, Sierrita de Ticul, Zona de Fracturas Holbox, el Bloque de falla Río Hondo, y La Libertad), por los grandes conductos de disolución (carbonatos con un alto grado de karstificación y que presentan conductos de disolución muy alargados incluyendo el sistema de cuevas más largo del mundo) y por las pequeñas fracturas y cavidades de disolución (génesis en la roca) (Bauer et al., 2011).

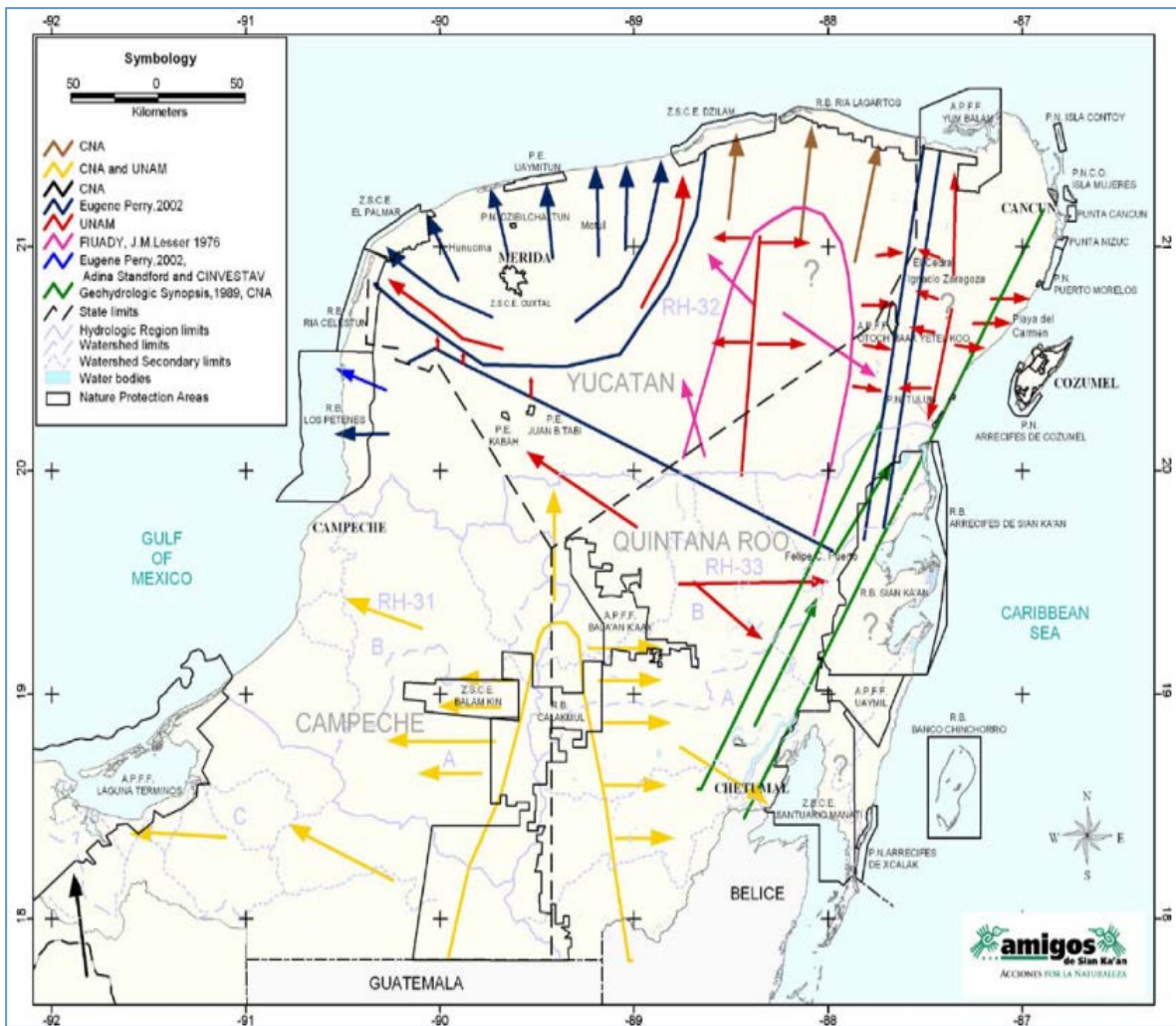


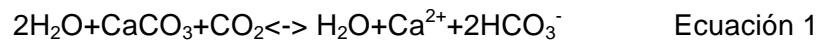
Figura 2.- Mapa del flujo de agua subterránea a escala regional. Las flechas indican la dirección del flujo del agua subterránea y el color de la flecha indica el autor que la obtuvo (Tomado de Bauer et al., 2011).

2.3.1 Karst

El término Karst es ampliamente usado para describir los distintos paisajes que se desarrollan en los diferentes tipos de roca como calizas, dolomitas, yeso y halita que son fácilmente disueltas por el agua. El término Karst es derivado de una palabra que significa pedregales, lugar de rocas, usado para describir la región Kras, ahora parte de Eslovenia y Croacia en donde distintos paisajes kársticos están excepcionalmente bien desarrollados.

Los paisajes kársticos suelen tener características muy compleja como cuevas, depresiones cerradas así como una porosidad secundaria muy bien desarrollada como es el caso de las fracturas y el colapso del techo en algunos grandes conductos de disolución que forman lo que se conoce como dolinas (Ford y Williams, 2007). Uno de los factores más importantes que interviene para la formación de los grandes conductos de disolución que surgen a través de pequeñas fracturas y de los planos de estratificación que son ampliados por los flujos preferenciales son las condiciones climáticas (Fetter, 1988; Backalowickz, 2005).

Debido a ello es que el karst se vuelve un sistema muy complejo en donde La disolución del carbonato ocurre porque el agua se acidifica cuando contiene CO₂ disuelto, de acuerdo a la reacción balanceada (Ec. 1) se simplifica como sigue:



Las regiones kársticas ocupan entre el 7% y el 12% de la superficie continental del planeta (Drew and Höltz 1999; citado por Escolero et al., 2002), por lo general estas áreas carecen de corrientes superficiales, por lo que la población que habita en estas regiones se vuelve dependiente del agua que se infiltra en el acuífero.

El Karst se desarrolla solamente bajo las siguientes condiciones:

- La posibilidad de la disolución de la roca carbonatada, ej. La existencia de un solvente (CO₂ en contacto con el agua)
- Flujo de agua subterránea, determinado por el gradiente hidráulico (Bacalowicz, 2005).

2.3.1.1 Consecuencias ambientales por actividades humanas en terrenos kársticos

Los terrenos kársticos fueron una de las primeras regiones en el mundo en ser adversamente afectadas por las actividades humanas (Paloc y Back, 1992). Una de las características de las regiones kársticas que las hace particularmente ser un ambiente frágil y susceptible a la degradación ambiental es la erosión de los suelos delgados que se desarrollan en la superficie de la caliza (Paloc y Back , 1992). Debido a lo delgado del suelo es que se vuelve aún más vulnerable este tipo de terrenos kársticos, ya que el suelo llega a servir como una especie de filtro natural durante la infiltración del agua hacia el acuífero. Lo que en algunos casos, sobre todo en regiones agrícolas, donde el uso de pesticidas y herbicidas es alto, estos mismos llegan a lixiviarse directamente al acuífero así como toda la materia orgánica de la vegetación que entra en descomposición al ingresar a los cenotes o cavernas en algunos terrenos kársticos (Back, 1992).

Debido a la naturaleza sensible de los terrenos kársticos, estos proveen un excelente campo de laboratorio a largo plazo para estudiar los cambios antropogénicos inducidos en el ambiente. Los efectos de las prácticas del uso del suelo pueden ser fácilmente observadas en estos terrenos frágiles y el conocimiento adquirido a partir de este tipo de estudios puede ser aplicado para ambientes más estables (Paloc and Back, 1992).

Además de la hidrología y la geomorfología de los terrenos de caliza, la propia mineralogía se define como un recurso. La caliza es extensamente utilizada como una roca de construcción y provee una valiosa fuente de cal, un componente esencial para el cemento y el mejoramiento del suelo agrícola. La dolomita provee una fuente agrícola de magnesio (Paloc y Back, 1992), por lo que éste tipo de actividades causan un impacto ambiental fuerte al ecosistema el cual es casi imposible remediar el daño.

A nivel mundial se ha centrado la atención en los ecosistemas terrestres dependientes del agua subterránea debido a que se ha reconocido que el agua debe estar disponible tanto para estos como para las personas (Münch y Conrad, 2007). Los

ecosistemas dependientes del agua subterránea en sistemas kársticos han sido reconocidos como ecosistemas muy importantes y han sido objetivo de reforestación y esfuerzos en la protección de los mismos (Loftus et al., 2001, Mazzotti et al., 2005).

Estos ecosistemas han sido extremadamente vulnerables a la contaminación debido a la rápida infiltración que se da en los sistemas kársticos teniendo una afectación directa a los mismos ya que llega a ser nula la retención de los contaminantes en la geología kárstica. En la Península de Yucatán, el recurso agua es la única fuente disponible que mantiene con vida tanto a los ecosistemas como a la población (Gondwe et al., 2010), es por ello que cualquier afectación al acuífero influirá de manera directa a los ecosistemas.

Aunado a ello, las aguas tratadas en la región se reinyectan al acuífero (Marín et al., 2010) lo cual se ha realizado sin tener estudios previos que definan la profundidad a la que se inyecta y las implicaciones que esto tendrá a mediano o largo plazo.

Los acuíferos kársticos libres son altamente susceptibles a la contaminación desde la superficie de la Tierra. Los contaminantes pueden ingresar al acuífero a través de la infiltración por la capa superficial, o la pequeña capa del suelo kárstico, a través de cenotes, tuberías en el suelo, fracturas, aberturas realizadas por el esfuerzo mecánico de las raíces y otro tipo de macroporos; por lo que muchos de estos contaminantes pueden ser transportados rápidamente por largas distancias sin tener atenuación alguna (Carpenter, 2001).

Stoessel (1995) señala que se espera que los problemas de contaminación en el acuífero aumenten conforme la población se incrementa. Los contaminantes que sean inyectados en aguas saladas por debajo de la haloclina probablemente podrán llegar al acuífero de agua dulce, por lo que para el acuífero del Noreste de Quintana Roo el rango en que los contaminantes cruzaran hacia el agua dulce estará controlado por la dispersión transversal y la difusión molecular debido a la ausencia de la advección vertical. Beddows (2001) menciona que el agua subterránea no es solo una fuente para el abastecimiento de agua y actividades acuáticas sino que también ha servido como una ruta para disponer los efluentes del agua residual. En un caso específico, la población del municipio

de Solidaridad está creciendo a una tasa fenomenal, y con ello un correspondiente incremento en la cantidad de agua residual generada.

2.3.1.2 Hidrogeología del karst

Las principales características de los acuíferos kársticos son los conductos abiertos los cuales proveen baja resistencia en las vías en las que el agua subterránea fluye. El flujo en los conductos a veces tiene más en común con el agua superficial que con el agua subterránea. La hidrogeología del Karst requiere una mezcla de los conceptos del agua superficial y de los conceptos del agua subterránea. Los acuíferos kársticos deben considerarse como obras en proceso (White, 2002).

El agua que se recarga en el acuífero se mueve gradiente abajo usando una combinación de vías altamente anisotrópicas. Los acuíferos kársticos son discutidos usualmente en términos de un modelo de triple porosidad o un modelo de permeabilidad triple.

- (a) Permeabilidad de la matriz: La permeabilidad intergranular de la roca madre no fracturada.
- (b) Permeabilidad de las fracturas: Diaclasas producto de un esfuerzo mecánico, “diaclasas de enjambre” (joint swarms), separaciones según el plano de estratificación, todos ellos probablemente son agrandados por la disolución.
- (c) Permeabilidad de los conductos: Aberturas tipo tuberías que van de 1 cm a pocos décimos de metros de diámetro.

2.4 Hidrogeología regional

El sistema acuífero kárstico de la Península de Yucatán es uno de los más grandes a nivel mundial (Gondwe, 2010) y uno de los sistemas acuíferos más espectaculares y extensos del planeta (Bauer et al., 2011). Este sistema acuífero transfronterizo se extiende sobre un área de aproximadamente 165,000 km² en México, Guatemala y Belice. El acuífero kárstico de la Península de Yucatán contiene grandes fuentes de agua subterránea las cuales mantienen gran diversidad de ecosistemas dependientes del agua

subterránea. Grandes partes del acuífero son afectadas por la intrusión del agua de mar. La contaminación antropogénica del acuífero ha ido aumentando durante las últimas décadas, debido al implacable desarrollo económico y al crecimiento poblacional en la Península (Bauer et al., 2011).

Worthington et al., 2000 señaló que la importancia del sistema hidrogeológico de la Península de Yucatán se debe a su similitud con aquellos sistemas kársticos donde la porosidad y distribución de la permeabilidad corresponden con un sistema continental kárstico diagenéticamente maduro y compacto. Vesper et al., 2001 indicó que en acuíferos kársticos con características similares al sistema de la Península de Yucatán los poros y fracturas promueven el movimiento de contaminantes los cuales pueden extenderse a grandes distancias con un proceso de dilución reducido. Diversos estudios han señalado que todas las partes del sistema hidrogeológico de la Península de Yucatán se encuentran en buena comunicación hidrodinámica por lo que el material del sistema acuífero es altamente permeable (Beddows, 2004; Velázquez, 1995; Marín, 1990 y Perry et al., 1989).

Las rocas carbonatadas, al ser disueltas, no dejan residuo alguno. Por lo tanto, la Península de Yucatán tiene espesores de suelo muy reducidos. Como consecuencia de esta ausencia de suelos, se ha generado un sistema kárstico maduro. La única fuente de agua potable para la península es un lente delgado de agua dulce que flota sobre agua salada (Marín, 1990). Este frágil y vulnerable acuífero también es el receptor final de todas las descargas tanto urbanas como industriales de la Península.

Las expresiones kársticas principales corresponden a los cenotes y dolinas que son manifestaciones kársticas, típicas de ésta parte del país. Varían en diámetro desde unos cuantos metros hasta más de 100m, fueron formados principalmente por la acción vertical de la disolución y el paso del agua hacia zonas profundas del nivel estático durante los periodos glaciales y revelan que las calizas han estado sujetas a una disolución vertical significativa (Freeze y Cherry, 1979; Acosta-Rodríguez y Méndez-Ramos, 2001). La posición actual del nivel del mar se considera una posición interglacial donde el drenaje vertical hasta el nivel freático es de solo unos cuantos metros. Muchas

de estas estructuras se encuentran a lo largo de los sistemas de fracturas y fallas (Marín et al., 2004).

Beddows (2003) describe el acuífero costero de Quintana Roo como un acuífero de porosidad triple donde indica que el flujo del agua subterránea se debe considerar a través de la matriz, las fracturas y el sistema de cavernas interconectadas.

El grado de karstificación en la Península de Yucatán resulta en una alta permeabilidad con un flujo subterráneo mínimo (Perry et al., 2009; Bauer-Gottwein et al., 2011). Hidrogeológicamente, la Península de Yucatán está caracterizada por ser una plataforma de bajo relieve formada por una secuencia de carbonatos que datan desde el Terciario, donde se forma un acuífero de tipo kárstico (Perry et al., 1989). En este tipo de geología el agua subterránea puede fluir en la matriz, las fracturas y los grandes conductos de disolución (cuevas subterráneas) por lo que este tipo de acuífero se caracteriza por tener una porosidad triple (Beddows, 2004; Worthington, 2003).

El valor mínimo de la conductividad hidráulica medido corresponde a núcleos de caliza recristalizada y el valor máximo a núcleos de caliza fosilífera. Esto significa que el agua va a fluir con diferente velocidad dependiendo dónde se encuentre dentro del sistema acuífero. A continuación se describen de forma cualitativa, tres situaciones que ilustran el fenómeno de triple porosidad:

- Cuando el agua fluye por la matriz de la roca, la cual se describe como material litificado con muy poco espacio intergranular, donde el flujo del agua es limitado a una velocidad muy baja. Un valor reportado para el sistema Nohoch Nah Chich, en Quintana Roo, es de 7×10^{-5} m/s (Worthington et al., 2000);
- Cuando el agua circula a través de fracturas, las cuales pueden ser descritas como grietas que se forman en la roca debido a movimientos de la tierra. Normalmente, estas fracturas son pequeñas, pero tienen una porosidad mayor (espacio intergranular más grande) a la de la matriz de la roca, por lo que se considera que pueden tener un flujo de

velocidad intermedia (Perry et al., 1989; Marín, 1990; Velázquez Olimán, 1995; Beddows, 2004). Sin embargo, debido a que muchas veces las fracturas no están conectadas entre sí, esta situación limita el flujo de agua, por lo que proponen un valor estándar para un sistema fracturado. Worthington et al. (2000) reporta un valor de 1×10^{-3} m/s para la velocidad de flujo en las fracturas.

- Cuando el agua circula por canales, muchos de ellos abiertos a la superficie (como caletas), o conductos de alta permeabilidad (sistema Ox-Bel Ha), o como el anillo de cenotes (Velázquez Olimán, 1995, Perry et al., 2002, Perry et al., 2003), donde el agua fluye con velocidades en el orden de metros por día (Beddows, 2004).

El lente de agua dulce que constituye el acuífero de la Península de Yucatán es relativamente delgado, su máximo espesor es de aproximadamente 100m (Bauer-Gottwein et al. 2011). El delgado lente de agua dulce (generalmente con un espesor menor a los 70m en la parte Norte de la Península de Yucatán) está caracterizado por tener gradientes hidráulicos muy pequeños 1 y 10cmkm^{-1} para planicies costeras (Bauer-Gottwein et al., 2011; Back and Hanshaw, 1970; Moore et al. 1992) y es más delgado que lo supuesto por el modelo estático de Ghyben-Herzberg o el modelo no estático de agua dulce de Hubbert (1940). (Mootr et al., 1992; Beddows 1999). La haloclina es normalmente delgada y más estrecha hacia la costa (Moore et al., 1992) y ha sido reproducida modelando su formación como un límite de la difusión entre el lente del agua de mar y el lente de agua dulce (Stoessell, 1995). Los efectos de las mareas son insignificantes en la porosidad de la matriz o poros (no fracturas) unos pocos kilómetros lejos de la costa (Moore et al. 1993) pero llega a ser significativa en las fracturas conectadas directamente a la costa (Beddows, 1999).

La corrosión que produce la mezcla del agua salada y el agua dulce en la interfase es el mayor proceso que gobierna la disolución de los carbonatos. El resultado del sistema kárstico consiste en cámaras o cavernas aisladas desarrolladas a lo largo de la costa (Vuilleumier et al., 2013). Siguiendo las observaciones de Smart et al. (2006), la

corrosión por la mezcla de aguas tiene una mayor influencia en el desarrollo de cuevas en Quintana Roo. Sus estudios de la profundidad de los conductos mostraron una correlación con la posición de la haloclina. Muchas de las secciones transversales de los conductos se amplían a través de la interfase agua dulce/agua salada, lo cual en algunos casos son muy delgados (Beddows et al., 2007). Cavernas localizadas por encima o debajo de la interfase algunas veces muestran espeleotemas o características de recristalización que sugieren que la disolución no se encuentra activa actualmente. Los autores sugieren que probablemente esos grandes conductos/cuevas que se encuentran a distintas profundidades de la interfase actual se deben a la localización del nivel del mar miles de años atrás (Vuilleumier C. Et al., 2013).

2.5 Acuíferos kársticos costeros

De acuerdo a Fratesi (2013) en la zona freática de los acuíferos costeros que contienen tanto agua dulce como agua salada, el agua dulce ocupa generalmente una lente o un cuerpo en forma de cuña por encima de la porción de agua salada del acuífero. La recarga de agua por medio de la precipitación en terrenos kársticos generalmente ingresa de manera directa al acuífero gracias a la existencia de los grandes conductos y/o cenotes que abundan y a la escasez de suelo ya que no genera una retención/filtro previa a la infiltración del agua.

Los acuíferos kársticos costeros tienen un rol importante como una fuente de agua, algunas veces es la única fuente disponible para las personas que viven en la costa. Muchas veces, estos acuíferos tienen una conexión hidráulica con el mar resultando en condiciones de flujo dominante en los conductos, manantiales submarinos de agua dulce y/o intrusión salina de manera natural dentro del acuífero a través de los conductos kársticos (Fleury et al., 2007). El nivel freático en acuíferos kársticos está fuertemente influenciado por la posición de los conductos (Vuilleumier et al., 2013).

En un acuífero costero en condiciones naturales, se produce un movimiento tridimensional del agua dulce hacia el mar y considerando que el agua dulce y salada son

miscibles, existe una zona de transición donde por procesos de difusión, esta agua se mezclan progresivamente (López, 1988).

La zona de mezcla se puede desplazar por efecto de : la disminución del flujo de agua dulce hacia el mar, del aumento de la permeabilidad y heterogeneidad, de la diferencia de densidades y de las oscilaciones de las mareas (Graniel C. et al., 2004).

Los primeros estudios de la relación del agua dulce y del agua salada en regiones costeras se realizaron en Holanda y Alemania por Badon Ghyben en 1889 y Herzberg en 1901 (Graniel C. et al., 2004).

2.6 Mapeo Quintana Roo

A lo largo de la costa del Caribe en la Península de Yucatán, diversos espeleólogos han explorado una extensa zona de cavernas la cual se extiende de 10 a 12Km tierra adentro del Mar Caribe y a lo largo de 80Km de longitud desde la costa cerca de Puerto Morelos en el norte hacia la Reserva de la Biósfera de Sian Ka'an 10Km al sur de Tulum (Beddows et al., 2004).

De acuerdo a Smart et al. (2006) existe un sistema de cuevas muy extenso, 133Km de longitud máxima, lo cual ha sido explorado por buzos de cuevas en Quintana Roo. Los pasajes predominantes en Quintana Roo son del tipo tubos elípticos horizontales, lo cual son muchas veces asociados con la posición actual de la haloclina y por los pasajes en forma de cañón. Todos los pasajes son extensivamente modificados por colpasos, pero muchos conservan una morfología de la pared por la disolución. Smart et al. (2006) concluyen que muchas de las cuevas en Quintana Roo son asociadas con la presente zona de mezcla, y están activamente alargándose como resultado de la mezcla del agua dulce y el agua salada.

El sistema de cuevas de la Riviera Maya consiste de extensas de cavernas desde algunos kilómetros de largo y decenas de metros de ancho, siendo éste el sistema más extenso que se ha estudiado (Carpenter et al., 2012).

Casi 50 sistemas de cuevas han sido exploradas dentro de los límites del Municipio de Solidaridad, el cual abarca una región de Playa del Carmen en la costa Noreste hacia tierra adentro en Cobá al Suroeste (Beddows et al., 2001). La longitud total conocida de cuevas cubiertas de agua excede los 350 Kilómetros (Quintana Roo Speleological Survey, 2002).

2.7 Noreste de Quintana Roo

El acuífero de Quintana Roo está formado por calizas de características variadas y depósitos de litoral. La porosidad y la permeabilidad primarias del acuífero dependen de su litología; sus valores son altos en los estratos constituidos por conchas y esqueletos de organismos, y bajos en los estratos de caliza masiva (Marín et al., 2005).

La unidad Terciario Superior, Ts (cz) es en donde quedan comprendidas las rocas calcáreas de la formación Carrillo Puerto la cual aflora al noreste de Quintana Roo, asignada al Mioceno Superior- Plioceno, formada por calizas microcristalinas, y de diferentes texturas: biomicrita, biospatita, ooespatita, oolítica o biocalcarenita, de facies de plataforma someras y color café claro, amarillo, rojo y blanco. Su estratificación no es claramente observable, aunque aparentemente es de estratos medianos y gruesos, de echado casi horizontal; está constituida por una calcirrudita fosilífera de aproximadamente un metro de espesor que contiene abundantes fragmentos de corales, equinodermos, pelecípodos y gasterópodos, además de foraminíferos. Ésta unidad se localiza desde la Bahía de Chemal hasta casi llegar al litoral norte del estado, cubriendo la mayor parte de éste (INEGI, 2005).

Los rasgos estructurales más notables en Quintana Roo se exhiben en dos direcciones: una que corresponde principalmente a fracturas pero que presenta la falla de mayor extensión, que se alinea de noroeste a sureste, y otra, con una orientación de noreste a suroeste, muestra claramente fracturas de dimensiones diversas y fallas normales como la evidenciada por la alineación del río Hondo y la laguna de Bacalar,

además que por regla general los cenotes se encuentran en estos accidentes o en su intersección (INEGI, 2005).

La primera alineación que está en rocas Eocénicas pudiera relacionarse a la orogénesis del Eoceno Superior durante una fase tectónica compresiva que afectó notablemente a las islas antillanas y en Yucatán sólo produjo un pequeño abombamiento y mínimas deformaciones; la segunda orientación ligada a la orogénesis Mio-Pliocénica fase distensiva, alteró a esta región de México produciendo la segunda alineación de rasgos estructurales que se mencionan en el párrafo anterior (INEGI, 2005).

Perry et al. (1987) señala que en el Noreste de Quintana Roo existe una superficie calcárea cerca de la costa que presenta un alto fracturamiento debido a la erosión lo que permite una rápida infiltración del agua de precipitación. La rápida infiltración de la lluvia en el acuífero resulta en una zona no-saturada de agua que promueve el proceso de disolución. La disolución en fisuras y fracturas produce largas cavidades, en ocasiones cavernas. Los colapsos que se dan del techo de estas cavidades son las que forman lo que se conoce como cenotes y dolinas. Los cenotes son la característica principal de la zona que ha sido propuesta como de alta permeabilidad y con características hidrogeológicas especiales (Velázquez, 1995).

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 metros (en zonas cercanas a la costa).

La orientación de las cavernas en el Noreste de Quintana Roo es NNW-SSE, casi perpendicular a la costa. La formación de éstas cavernas fue multifacética cuando el nivel del mar se encontraba más abajo del actual. Las cavernas tienen generalmente más de cinco metros de ancho, llegando a alcanzar hasta más de 50 metros de ancho. Este tipo de disolución se conoce como "bedding plane passages". Estos sistemas pueden tener de dos a cinco metros de alto (aunque hay casos raros cuyas alturas son superiores a los diez metros), a menos de que estén asociadas con estructuras de colapso. Los conductos explorados se encuentran de la costa hasta 12km de la costa. La profundidad máxima promedio de los sistemas es de 16 metros debajo del espejo del agua. Los mecanismos

de formación de estos conductos son corrosión del agua dulce con el agua salada y reacciones medidas por bacterias (Marín et al., 2004).

En el último kilómetro paralelo a la costa, los conductos tienden a ser paralelos a ésta, influenciados por el sistema de fracturas de la zona. El flujo está dirigido hacia la parte alta de las caletas que tienen una característica en forma de “Y”, donde a través de fracturas con orientación N-S descargan a canales principales que conducen el agua dulce al mar, como se puede ver en las caletas de Yal-ku y Xel-Ha (Marín et al., 2004).

La exploración de las cavernas comenzó a principios de los ochenta. El Quintana Roo Speleological Survey (Servicio de Espeleomapeo de Quintana Roo) mantiene estadísticas sobre los 86 sistemas de cavernas reportados. Actualmente se tienen más de 412km de cavernas subacuáticas mapeadas (www.caves.org/project/qrss/qrss.thm). El sistema Ox Bel Ha se caracteriza por más de 121 km de conductos y se considera uno de los más explorados del mundo (www.mexicocavediving.com) (Marín et al., 2004).

Beddows (*op cit.*) reporta que el espesor del lente de agua dulce en el Caribe a 50 km de la costa es de 50 metros y a 11.7 km de la costa; en el cenote Angelita, el espesor del lente es de 30 metros y a 4.5Km de la costa se reduce a entre 10 y 15metros.

La costa contiene caletas y playas creadas por la disolución de la roca carbonatada donde el agua salobre descarga dentro del mar Caribe (Back et al., 1979). Vuilleumier (2013) encontró que la vulnerabilidad del acuífero en la zona Noreste de Quintana Roo, específicamente en el área de Tulum es extremadamente alta, ello de acuerdo a sus resultados de las simulaciones preliminares de flujo, por lo que infiere que los tiempos en que viajará el agua residual desde su punto de inyección hasta la salida son cortos, información que necesita ser confirmada con las mediciones de velocidad in-situ.

El acuífero del sistema Pool Tunich está constituido geológicamente 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 de permeabilidad y porosidad son altos en los estratos constituidos por conchas y

esqueletos de organismos, así como en lugares donde ha habido bastante disolución de la roca y presenta valores de porosidad y permeabilidad baja en la caliza compactada. A escala estatal se trata de un acuífero, libre, heterogéneo y anisotrópico (Marín et al., 2005, CNA, 1990).

2.7.1 Hidrogeología del Noreste de Quintana Roo

El acuífero está caracterizado por tres escalas características de la porosidad (Beddows et al., 2004). La porosidad de la matriz del acuífero es dominada por la porosidad primaria y los poros intergranulares. De acuerdo a Harris (1984) el promedio de la porosidad de los depósitos del pleistoceno a lo largo de la costa del Caribe es del 14-23%.

La conectividad y la importancia hidrogeológica de los pequeños y grandes conductos a través de la Península de Yucatán han sido bien documentados por exploración directa en la zona de cavernas del Caribe, así como también se ha realizado su caracterización hidrogeológica. El gradiente hidráulico es excepcionalmente bajo, siendo de aproximadamente $5-10 \times 10^{-5}$ en el centro de la Península y a lo largo de la costa del Caribe (Marín, 1990; Beddows et al., 2004).

De acuerdo a Worthington (2000) el 99.7% del flujo en éste acuífero ocurre en los conductos, por lo que para cualquier modelación de éste acuífero se deberá considerar un flujo turbulento por la velocidad y el tiempo de residencia que tiene el sistema para que sea más realista.

2.8 Intrusión salina

La hidrología y la hidroquímica de las áreas costeras está caracterizada por la interacción del sistema hidrogeológico del agua dulce y del agua salada (Fratesi, 2013). En los acuíferos costeros el agua fluye hacia el mar, en donde el acuífero de agua dulce flota sobre un cuerpo denso de agua salada subterránea. El agua dulce y el agua salada están separadas por una zona de mezcla la cual tiene un aumento de reactividad química y un potencial alto para la disolución de las rocas carbonatadas (Back et al. 1979; Smart et al., 1988).

La zona de mezcla del agua salada-agua dulce usualmente es pensada como una región del acuífero en la cual la salinidad del agua subterránea incrementa gradualmente con la profundidad en el acuífero o cuando se encuentra más cercano a la costa. Ghyben (1888) y Herzberg (1901) utilizaron el concepto de un balance hidrostático entre el agua salada y el agua dulce en sus estudios de manera independiente desarrollando una fórmula que predice la profundidad de la interfase del agua salada – agua dulce. Subsecuentemente Hubbert (1940), Cooper (1959) y Glover (1959) han demostrado que tanto el agua dulce como el agua salada fluyen debido a los procesos de advección y dispersión.

El proceso de dispersión resulta en una zona de composición mixtas (mezcla) y no como una interfase delgada como se formula en la relación Ghyben-Herzberg (Wickz y German, 1995). En todas estas formulaciones, el acuífero se asume con una distribución homogénea de porosidad y permeabilidad. En realidad, la distribución de la porosidad y de la permeabilidad de los acuíferos carbonatados es heterogénea debido al ambiente de depósito y su subsecuente diagénesis. Los carbonatos son depositados en una variedad de ambientes que van desde el agua dulce hasta aguas oceánicas profundas. Los patrones deposicionales comúnmente son los que controlan las vías del movimiento del agua y la diagénesis en sedimentos carbonatados (Scholle et al., 1983).

Cuando el agua subterránea es bombeada de los acuíferos que tienen alguna conexión hidráulica con el mar, los gradientes que se generan pueden inducir un flujo de agua salada del mar a través de los pozos. Esta migración del agua salada dentro de los acuíferos de agua dulce bajo la influencia de la explotación el agua subterránea es conocida como intrusión salina (Freeze y Cherry, 1979).

La descripción matemática de la relación entre el agua dulce y el agua salada en las zonas costeras es de gran importancia para el estudio de la hidráulica del agua subterránea así como para la evolución del ambiente del agua subterránea en acuíferos costeros. La localización de la interfase entre el agua dulce y el agua salada ha tenido un gran enfoque en relación a que en ciertas zonas la descarga del agua subterránea es la fuente que tiene la mayor aportación de nutrientes a la costa oceánica y que tiene

implicaciones directas en los ecosistemas oceánicos (Burnett et al. 2006). De acuerdo a Stoessel (1995) la zona de agua salobre que separa el agua dulce del agua salada es llamada haloclina.

Como un primer paso para el entendimiento de la naturaleza del proceso involucrado, es necesario examinar la naturaleza de la interfase agua salada-agua dulce en acuíferos costeros bajo condiciones naturales. Los primeros análisis se llevaron a cabo de manera independiente por dos científicos europeos. Sus análisis se asumen bajo condiciones hidrostáticas en un acuífero costero no confinado y homogéneo (Ghyben, 1888; Herzberg, 1901). Ellos demostraron que la interfase de separación de la densidad del agua salada ρ_s y de la densidad del agua dulce ρ_f debe proyectarse en el acuífero en un ángulo $\alpha < 90^\circ$. Bajo condiciones hidrostáticas, el peso de una columna de agua dulce extendiéndose desde el nivel freático hasta la interfase es balanceado por una columna de agua salada extendiéndose desde el nivel del mar a la misma profundidad que el punto de la interfase (Freeze y Cherry, 1979). Por lo que se tiene:

$$\rho_s g z_s = \rho_f g (z_s + z_w) \quad \text{Ecuación 2}$$

$$z_s = (\rho_f / \rho_s - \rho_f) z_w \quad \text{Ecuación 3}$$

Para $\rho_f = 1.0$ y $\rho_s = 1.025$

$$z_s = 40 z_w \quad \text{Ecuación 4}$$

La ecuación 3 es con frecuencia llamada relación Ghyben-Herzberg. Si se especifica un cambio en la elevación del nivel freático de Δz_w , entonces de la Ec. 3 se tiene que $\Delta z_s = 40 \Delta z_w$. Si el nivel freático en un acuífero costero no confinado es menor a 1m, la interfase del agua salada alcanzara los 40m (Figura 3).

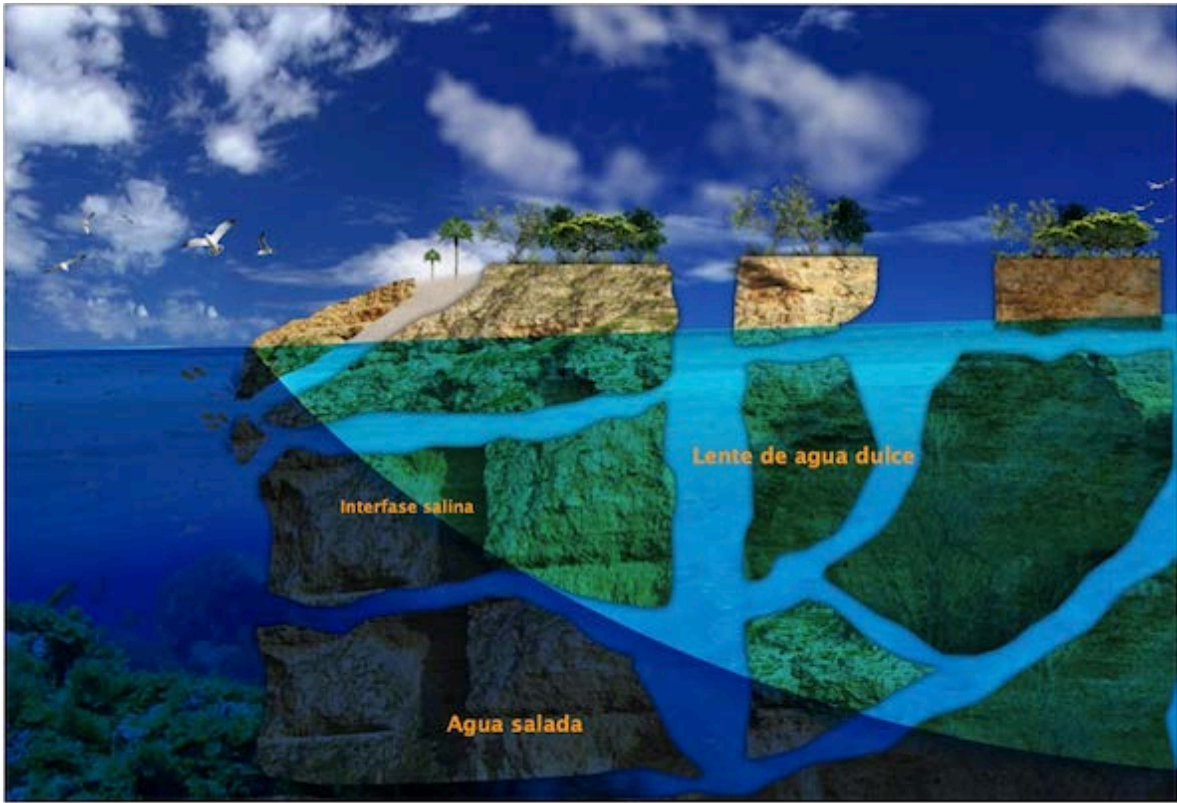


Figura 3.- Esquema de interfase salina, agua dulce y agua salada.

Ghyben and Herzberg presentaron una relación matemática que describe la profundidad de la interfase salina y el agua dulce debajo del nivel del mar basado en el nivel freático en un acuífero costero (Zhou Xun y Wang Yin, 2009). La ley de Ghyben-Herzberg describe correctamente la posición de la interfase salina si el ancho de la zona de mezcla es pequeño comparado con la profundidad de la base del acuífero y el movimiento del agua es prácticamente horizontal (Custodio et al., 1983).

Hubbert (1940) expuso un modelo matemático para describir la ubicación de una pequeña interfase separando dos fluidos de diferentes densidades. Reilly y Goodman (1985) documentaron los mayores avances a través de descripciones matemáticas de la relación agua dulce-agua salada en sistemas costeros de agua subterránea hasta cerca de los 80's.

En situaciones más reales la relación de Ghyben-Herzberg sobreestima la profundidad de la interfase del agua salada. Donde existe un flujo de agua dulce hacia el mar, los supuestos hidrostáticos del análisis de Ghyben-Herzberg no se satisfacen. Una imagen más real fue proporcionada por Hubbert (1940) para una descarga de agua dulce al mar en estado estacionario. La posición exacta de la interfase puede ser determinada para cualquier configuración del nivel freático dada por medio de la construcción gráfica del flujo, para la intersección de las líneas equipotenciales en el nivel freático y en la interfase (Freeze and Cherry,1979). Donde esta zona es estrecha, los métodos de solución para una interfase aguda pueden proporcionar una predicción satisfactoria del patrón de flujo del agua dulce, pero una extensa zona de difusión puede alterar el patrón de flujo y la posición de la interfase, y esto debe tomarse en cuenta.

Para ambos análisis; hidrostático (Ghyben-Herzberg) y estado estacionario (Hubbert) asumen que la separación de la interfase del agua dulce y del agua salada en un acuífero costero es un límite claro. En realidad, esto tiende a ser una mezcla de agua salada y agua dulce en una zona de difusión alrededor de la interfase. El tamaño de la zona es controlada por las características de dispersión de los estratos geológicos.

La localización de la interfase del agua dulce-agua salada o la zona de transición se puede determinar también a través de métodos geofísicos y modelación numérica (Andersen et al. 1988; Zhou et al. 2000; Swarzenski et al. 2006). Algunos estudios enfocados en la ubicación de la interfase salina indicaron la influencia que tiene la marea sobre el nivel de la profundidad de la interfase (Robinson et al. 2007; Tang et al. 2007). La cual coincide con estudios que señalan que la descarga del agua subterránea dentro del mar en la zona costera es afectada por la marea (Urish y McKenna 2004; Robinson et al. 2007).

Gran parte de la Península de Yucatán es afectada por la intrusión del agua de mar hacia el acuífero de agua dulce. Todo ello debido a la alta conductividad hidráulica efectiva de las llanuras costeras pertenecientes al Plioceno, ya que la elevación de la tabla de agua del acuífero costero es baja. De acuerdo al principio de Ghyben-Herzberg (Ghyben 1888; Herzberg 1901; Hubbert 1940), la localización de la interfase salina (s) puede ser obtenida como $s=40 \cdot h$, en donde h es la carga hidráulica. Ambos h y s son en

metros sobre el nivel del mar. Esta fórmula es válida bajo el supuesto de un medio geológico homogéneo, una interfase definida y condiciones de estado estacionario en el agua dulce y salada. Beddows (2004) sugiere que las aguas saladas profundas se encuentran en continua circulación en un lente o capa que va de la Costa del Caribe hacia la costa del Golfo de México por debajo del acuífero de agua dulce de la Península de Yucatán. La relación de Ghyben-Herzberg (citado en Freeze y Cherry, 1979) es un modelo conceptual sencillo que permite explicar cómo se da la estratificación del agua dulce y salada.

La profundidad de la interfase salina de la Península de Yucatán ha sido medida in situ en cenotes, perforaciones y cuevas, así como de manera indirecta utilizando métodos geofísicos. Beddows et al. (2007) encontró una extenso y persistente entrada de agua salada hacia el acuífero a través de los sistemas de cuevas en la Península de Yucatán ocasionado por un enfriamiento gradual del agua templada que fluye tierra adentro desde la costa. El movimiento del agua salada a través de las porciones más profundas del acuífero impacta los sistemas del flujo más superficial.

Mientras que algunos autores confirman la validez del principio de Ghyben-Herzberg en el acuífero kárstico de la Península de Yucatán, algunos otros encuentran algunas variaciones. Perry et al. (1989) reportó las observaciones de la interfase salina en el Noroeste de la Península de Yucatán y encontró buena relación con el principio de Ghyben-Herzberg. De acuerdo a Moore et al. (1992) el lente de agua dulce es 40% más delgado que lo predicho por la teoría de Ghyben-Herzberg, por lo que esto lo atribuye al flujo convencional del agua de mar. Las variaciones al principio de Ghyben-Herzberg probablemente se deban a la presencia de un sistema de conductos de disolución (Bauer et al., 2011).

Lo extenso de la intrusión salina en un acuífero dependerá de muchos factores, incluyendo la tasa total de agua subterránea que es extraída del acuífero comparado con el total del agua dulce que se recarga al mismo; la distancia entre la ubicación de las descargas de agua subterránea, -tal como el bombeo de pozos- y la fuente (o fuentes) de agua salada, la estructura geológica de un acuífero o el sistema acuífero (incluyendo características estructurales como fallas, plegamientos, cavernas, conductos, etc.); la

distribución de las propiedades hidráulicas de un acuífero (incluyendo la interconectividad de las unidades geológicas) y la presencia de unidades confinadas que puedan prevenir que el agua salada se mueva verticalmente hacia arriba o dentro del acuífero, y la generación del cono de abatimiento invertido por la gran extracción del agua subterránea comparada con la recarga (Barlow y Reichard, 2010).

2.9 Métodos geofísicos

De acuerdo a Ahmed Khalil (2012) los métodos de resistividad son considerados los métodos geofísicos más aplicados en campo para la exploración del agua subterránea así como para el conocimiento de la sucesión de estratos. Es bien conocido que los estudios por métodos geoeléctricos son una herramienta poderosa y económica para el estudio del agua subterránea y para delinear la relación entre el agua dulce y el agua de mar. Los análisis de los datos obtenidos por medio de sondeos eléctricos verticales, cuando son acompañados por información geológica, pueden permitir ciertas características del agua subterránea (Hallenbach 1953) y características de estructuras subterráneas y formaciones acuíferas (Töpfer, 1976).

Numerosos artículos, reportes de agencias de gobierno, reportes de compañías y libros han examinado la efectividad de los métodos geofísicos aplicados a la detección de cavernas (Carpenter, 2012).

Los estudios geofísicos han sido usados en la minería y la industria del petróleo por muchas décadas. Los geólogos dedicados al estudio del agua subterránea pronto descubrieron la efectividad de los métodos para la exploración a poca profundidad bajo la superficie (unos cientos de metros), donde por lo general se encuentran suministros de agua subterránea. Un número de diferentes técnicas son utilizadas, las más comunes son: resistividad de corriente continua, sísmica de refracción, sísmica de reflexión, métodos gravimétricos y magnéticos. La sísmica de reflexión es la menos usada, pero es el método preferido para la exploración del petróleo (Fetter, 1988).

Los métodos geofísicos pueden ser usados para determinar indirectamente lo extenso y la naturaleza del material geológico debajo de la superficie. Puede ser determinado el grosor la materia superficial no consolidada, la profundidad del nivel freático, la ubicación de las fallas y la profundidad de la base de las rocas. En muchos casos, la ubicación, profundidad y lo extenso de los cuerpos geológicos subsuperficiales así como los depósitos de grava y las capas de arcilla puede ser determinada. La correlación de la información geofísica con el logueo de los pozos es generalmente más confiable que cualquier otro tipo de información usada por sí sola. Para cualquier investigación hidrogeológica, un planteamiento adecuado del problema y la determinación del mejor tipo de información deberá realizarse antes de comenzar cualquier trabajo de geofísica. Los estudios geofísicos deben ser planeados para obtener en campo la mejor cantidad de información requerida para disminuir costos (Fetter, 1988).

Resistividad eléctrica de corriente continua

De los métodos geofísicos existentes, la resistividad eléctrica de corriente directa ha tenido la mejor aplicación a la hidrogeología. Una corriente directa conmutada o una corriente de muy baja frecuencia (menor a 1 ciclo por segundo) es generada en el campo o por medio de unas baterías de almacenamiento. Se introduce en el suelo por medio de dos electrodos, si el suelo está muy seco, será necesario agregar agua alrededor de los electrodos para establecer una buena conexión. El voltaje en el suelo es medido entre otros dos electrodos que también están enterrados en el suelo. Conociendo el flujo de la corriente en el suelo y las diferencias de potencial o el voltaje entre los dos electrodos, es posible computar la resistividad de los materiales geológicos entre los electrodos. La resistividad de los materiales geológicos tiene amplias variaciones que van desde los 10^{-6} Ohm-metros para el grafito hasta los 10^{12} ohm-metros para el cuarzo. Conforme el grado de humedad en un material geológico se incrementa la capacidad para conducir la electricidad. La grava tiene una resistividad más alta que los limos o las arcillas bajo las mismas condiciones de humedad, las superficies cargadas eléctricamente de las partículas más finas son mejores conductoras (Fetter, 1988).

La resistividad eléctrica R, es igual a la expresión:

$$R = \frac{L}{A} \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Ecuación 5}$$

Donde:

A es la sección del área que cruza el flujo de la corriente (m^2)

L es la longitud de la vía del flujo (m)

ΔV es la caída del voltaje (mV)

I es la corriente eléctrica (A)

La resistividad eléctrica es medida en unidades de ohm-metros u ohm-pies. Los cuatro electrodos usados pueden ser designados como sigue:

A es el electrodo de la corriente positiva

B es el electrodo de la corriente negativa

M y N son los electrodos de potencial.

Si XY indica la distancia entre el Electrodo X y el Electrodo Y, la ecuación puede ser expresada como:

$$R = \left(\frac{2\pi}{\frac{1}{AM} + \frac{1}{BM} + \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \right) \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Ecuación 6}$$

Como los materiales de la Tierra casi nunca son homogéneos y eléctricamente isotrópicos, la resistividad encontrada en la ecuación anterior es una resistividad aparente, R.

Hay muchas configuraciones de electrodos que se utilizan comúnmente. El arreglo tipo Wenner consiste de cuatro electrodos separados con la misma distancia uno del otro en una línea recta: $AM=MN=NB= a$. Un electrodo de corriente está en cada extremo. Utilizando el arreglo tipo Wenner, la resistividad aparente, R, puede ser encontrada por la expresión:

$$R = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

Ecuación 7

La cual proviene de la ecuación 6.

Una segunda configuración es el arreglo Schlumberger. Es un arreglo lineal, en el cual los electrodos de potencial son colocados uno cerca del otro, particularmente utilizado para determinar heterogeneidades verticales. Normalmente, AB, es igual a o 5 veces mayor que el valor de MN. La resistividad aparente está dada por:

$$R = \pi \frac{\left(\frac{AB}{2}\right)^2 - \left(\frac{MN}{2}\right)^2}{MN} \frac{\Delta V}{I}$$

Ecuación 8

El arreglo tipo Dipolo-Dipolo es particularmente útil para determinar heterogeneidades laterales, no muy bueno para determinar cambios a profundidad. La configuración dipolo-dipolo tiene un par de electrodos de corriente separados por un par de electrodos de potencial. El mismo espaciamiento, a, es usado entre los electrodos de corriente y los electrodos de potencial, y la distancia entre los pares de electrodos, na, la cual es múltiple, n, de a, es mucho mayor que el espaciamiento de los electrodos. La resistividad aparente para el arreglo dipolo-dipolo está dado por:

$$R = n(n+1)(n+2) a \frac{\Delta V}{I}$$

Ecuación 9

Los instrumentos geofísicos están disponibles para medir los valores de ΔV para una I conocida. La fórmula apropiada para el arreglo del electrodo es usada para computar la resistividad aparente.

Los estudios de resistividad son realizados de dos maneras. Un sondeo eléctrico revela las variaciones de la resistividad aparente con la profundidad. Los perfiles horizontales son usados para determinar las variaciones laterales de la resistividad. Cuando el espaciamiento entre los electrodos se expande en realizar un sondeo eléctrico, la distancia entre los electrodos de potencial y los electrodos de corriente se incrementa. Esto significa que la corriente viajará progresivamente a través de la profundidad del suelo y medirá la resistividad aparente a mayores profundidades (Fetter, 1988).

2.9.1 La geofísica en sistemas kársticos como una herramienta en la exploración hidrogeológica

Los terrenos kársticos suelen ser objeto de muchas investigaciones, geológicas, geofísicas, hidrológicas, ambientales, geotécnicas e hidrogeológicas, especialmente en ambientes costeros. Estas áreas están caracterizadas por tener estructuras muy complejas por lo que se requieren técnicas de exploración geológica muy cuidadosas. Debido a los grandes cambios verticales y horizontales que se presentan en este tipo de terrenos es necesario realizar diversos estudios que complementen a detalle el conocimiento más aproximado del terreno. Los métodos geofísicos llegan a jugar un papel importante en el conocimiento hidrogeológico en terrenos kársticos (Sumanovac y Weisser, 2001). Los estudios geofísicos ofrecen una manera efectiva de evaluar grandes áreas de manera relativamente rápida y no invasiva (Carpenter, 2001).

Los terrenos kársticos se vuelven ambientes muy difíciles para la interpretación de la exploración geofísica debido a la alta heterogeneidad que presentan. Conductos o cavernas que son rellenadas por la misma diagénesis del material geológico llegan a presentar bajas resistividades al contrario de la roca carbonatada compacta que presenta altas resistividades (Sumanovac y Weisser, 2001). Esta situación genera mucho ruido en geofísica, por lo que es indispensable confirmar los datos obtenidos con la exploración geológica disponible del área o bien con otros métodos geofísicos.

La caracterización adecuada de las heterogeneidades en ambientes kársticos es un reto para los métodos geofísicos usados en el terreno. Desde 1960 los métodos geofísicos han sido aplicados a la investigación y evaluación de problemas geotécnicos relacionados principalmente a las cavidades, detección de cenotes o estructuras de epikarst. Desde los años 90's las investigaciones geofísicas en regiones kársticas han aumentado rápidamente debido a los desarrollos tecnológicos, a los bajos costos, a los simples procedimientos de campo y la rápida inversión e interpretación de los datos (Chalikakis et al., 2011).

2.10 Ley de Archie

2.10.1 Conductividad eléctrica en las rocas

La corriente eléctrica puede ser propagada en rocas y minerales en tres maneras: electrónica (óhmica), electrolítica y de conducción dieléctrica. La primera es el tipo normal de corriente que fluye en los materiales conteniendo electrones libres así como en los metales. En un electrolito, la corriente es cargada por los iones a un rango comparadamente lento. La conducción dieléctrica se lleva a cabo en conductores pobres o aislantes, los cuales tienen muy pocas cargas libres o ninguna.

Bajo la influencia de un variado campo eléctrico externo, los electrones son desplazados ligeramente con respecto a su núcleo, esta relativa ligera separación de las cargas negativas y positivas es conocida como polarización dieléctrica del material y esto produce una corriente conocida como la *corriente de desplazamiento* (Telford et al., 1990).

-Conducción Eléctrica: La resistividad eléctrica de un sólido cilíndrico de longitud L (m) y de una sección transversal A (m^2), teniendo una resistencia R (Ohm) entre las caras extremas, está dada por:

$$\rho = RA/L \quad \text{Ecuación 10}$$

Si A está en metros cuadrados, L en metros, y R en Ohms, la unidad de la resistividad es el ohm-metro (Ωm). La resistencia R está dada en términos del voltaje V aplicado a través de los extremos del cilindro y de la corriente resultante I fluyendo a través de ésta, por la ley de Ohm:

$$R = V/I \quad \text{Ecuación 11}$$

donde R está en Ohms y las unidades de V e I son volts y amperes.

El recíproco de la resistividad es la conductividad σ , donde las unidades son siemens por metro (S/m). Entonces:

$$\sigma = 1/\rho = L/RA = (I/A)/(V/L) = J/E \quad \text{Ecuación 12}$$

donde J es la densidad de corriente (A/m²) y E es el campo eléctrico (V/m).

-Conducción electrolítica: Debido a que la mayoría de las rocas son pobres conductoras, sus resistividades serían extremadamente grandes, lo cual no aplicaría con el hecho de que las rocas son comúnmente porosas y los poros están llenos con fluidos, principalmente agua (Chalikakis et al., 2011). Como resultado, las rocas son conductores electrolíticos, en las cuales su resistividad efectiva puede ser definida como en la ecuación 10, donde la propagación de corriente es por conducción iónica-por moléculas teniendo un exceso o deficiencia de electrones. Por lo tanto la resistividad varía con la movilidad, concentración y grado de los iones de disociación; este último depende de la constante dieléctrica del solvente. El flujo de corriente no es solamente lento comparado con la conducción óhmica, pero representa un transporte actual del material, usualmente resultando en una transformación química (Telford et al., 1990).

La conductividad de una roca porosa varía con el volumen y el arreglo de los poros y aún más con la conductividad y cantidad del agua contenida. De acuerdo a la fórmula empírica de Archie (1942):

$$\rho_e = a\phi^{-m}S^{-n}\rho_w \quad \text{Ecuación 13}$$

donde ϕ es el volumen del poro fraccionado (porosidad), S es la fracción de los poros que contienen agua, ρ_w es la resistividad del agua, $n \approx 2$, y a, m son constantes, $0.5 \leq a \leq 2.5$, $1.3 \leq m \leq 2.5$.

La conductividad del agua varía considerablemente, dependiendo de la cantidad y conductividad de los cloruros disueltos, sulfatos, y otros minerales presentes. El arreglo geométrico de los intersticios de la roca tiene un efecto menos pronunciado, pero puede

hacer la resistividad anisotrópica, lo que es, teniendo diferentes magnitudes del flujo de corriente en diferentes direcciones (Steinich and Marín, 1996).

La anisotropía es la característica de la roca estratificada que es generalmente más conductiva en los planos de estratificación. La anisotropía depende del grado de la anisotropía máxima o mínima, la cual puede ser tan grande como 2 en algunas pizarras de grafito, y varía de 1 a 1.2 en rocas como calizas, esquistos y riolitas (Telford et al., 1990).

Los minerales comunes en rocas sedimentarias (silicatos, óxidos, y carbonatos) son prácticamente no conductores. Como sea, la mayoría de las rocas sedimentarias contienen agua en la cual varias sales están disueltas; en solución éstas se disocian en cationes (Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , y así sucesivamente) y aniones (Cl^- , SO_4^- , y así sucesivamente). El movimiento de los iones en los fluidos intersticiales provoca la formación de la conductividad.

Algunas modificaciones a la fórmula empírica de Archie fueron realizadas para las resistividades de las rocas y los fluidos intersticiales, la porosidad, y la fracción del agua llenando los espacios de los poros.

La primera expresa el volumen de la resistividad del agua de una muestra de la roca, ρ_0 , y la resistividad del agua contenida en sus poros ρ_w , en términos de un *factor de formación de la resistividad* F:

$$F = \rho_0 / \rho_w \quad \text{Ecuación 14}$$

Archie demostró que el factor de formación es una función de la porosidad y, de un menor grado, de la permeabilidad de la muestra. Su segunda relación es:

$$F = 1/\phi^m \quad \text{Ecuación 15}$$

Donde ϕ es la porosidad del material y m es un factor de cementación en el cual los valores se encuentran entre 1.3 y 2.5 (Telford et al., 1990).

2.11 Volumen elemental representativo

Las bases para el volumen elemental representativo comenzaron con el experimento de Darcy, el cual estaba interesado en conocer las propiedades de un medio en una escala macroscópica (1856) siendo la escala que se podía medir en esos tiempos; siendo lo contrario si nos referimos a una escala de poros que sería un nivel microscópico.

Bear (1972) definió el volumen elemental representativo como el tamaño suficiente al cual no hay grandes variaciones estadísticas que sean significativas en el valor de una propiedad en particular con respecto al tamaño del elemento en conjunto.

A grandes escalas (campo) en las rocas un gran número de heterogeneidades pueden encontrarse, mayormente como resultado de la estratigrafía regional que incluye algunos cambios en las facies y cambios en las propiedades del material. Un valor promedio puede ser obtenido a cualquier escala sin importar el grado de heterogeneidad, pero la variación acerca del significado puede incrementarse con la escala del problema. Esta gran escala puede referirse como megascópica. En ambas escalas tanto microscópica (laboratorio) como megascópica (campo) no existe ningún valor singular que pueda asignarse para representar fielmente cualquiera de las propiedades del material. La aproximación del medio continuo se restringe exclusivamente al régimen macroscópico donde las propiedades son solo una función de la posición; definido por un sistema coordinado apropiado, y tiempo, y no varía con el tamaño del campo.

A mayor detalle la heterogeneidad es más grande y con ello los problemas para caracterizarlo aumentan. La escala se aumenta para incluir las heterogeneidades que se presenten como un todo, ya que a menor escala mayor es el detalle y la variación (Figura 4). En consecuencia, el volumen representativo puede existir en diversas escalas.

En rocas fracturadas, las discontinuidades interconectadas son consideradas para ser los principales pasajes en los cuales un fluido tiende a desplazarse, considerando los bloques de roca compactada como impermeables. Así, a una escala del problema en campo, una de las dos aproximaciones debe seguirse cuando se trata del flujo de fluidos en una roca fracturada: continuo o discontinuo. En una aproximación del medio continuo

se asume que la roca fracturada es hidráulicamente equivalente a un medio poroso, lo que nos asegura que la Ley de Darcy pueda ser aplicada y así no se involucran nuevas teorías. Si las condiciones de un medio continuo no existen, el flujo debe ser descrito en relación a cada fractura de manera individual o bien como un conjunto de fracturas.

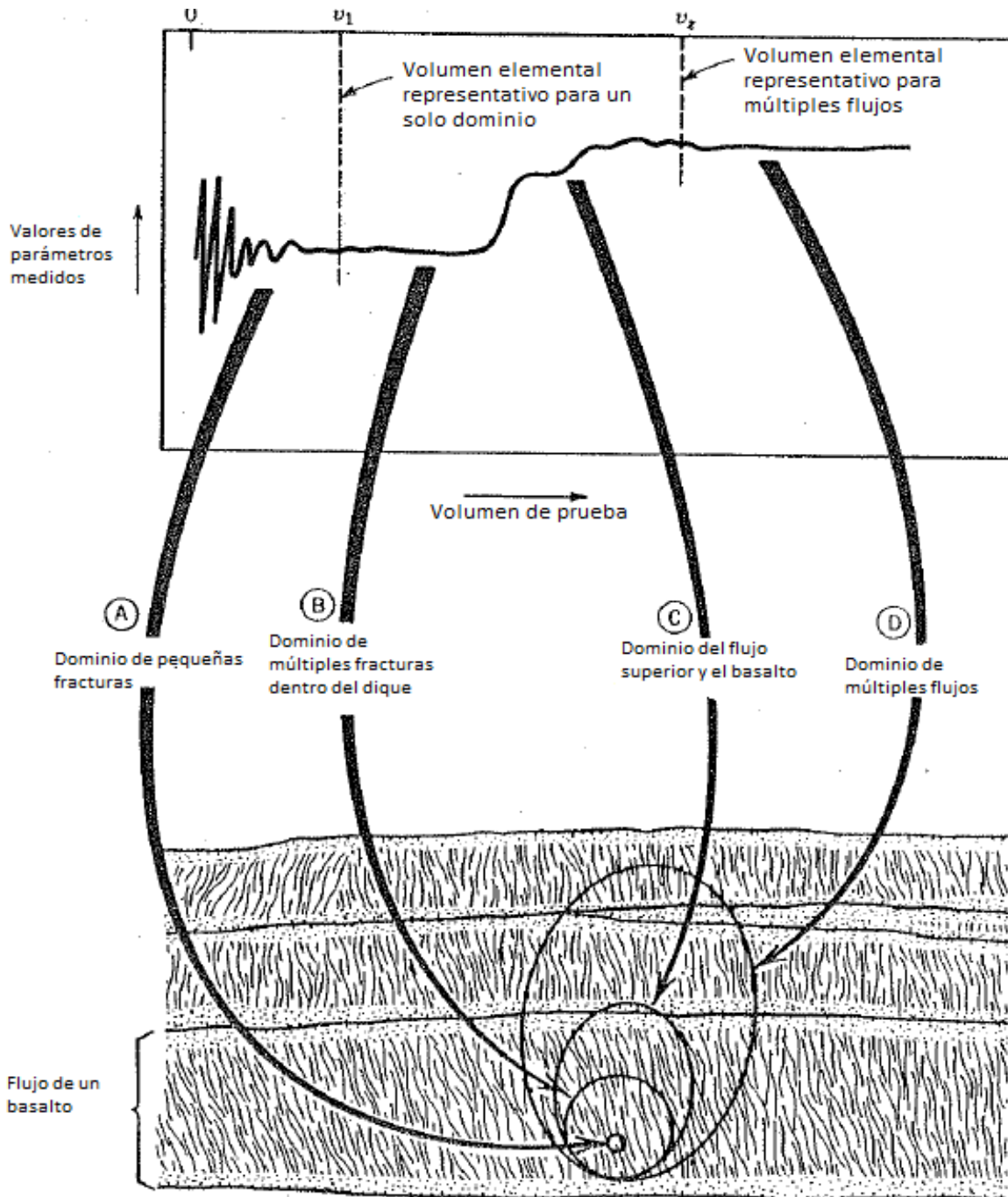


Figura 4.- Definición esquemática de un volumen elemental representativo aplicado a un basalto (Modificado de Doménico et al., 1990).

2.12 Modelo conceptual

Un modelo conceptual en hidrogeología es una representación de las unidades hidrogeológicas y del sistema de flujo del agua subterránea. Mientras más estudios directos se tengan del acuífero (perforación de pozos con recuperación de núcleo, estudios de trazadores, medición de nivel freático, etc.) se generará una aproximación más real. En general un modelo conceptual hidrogeológico considera tres aspectos, procesos, escala y objetivos. Un modelo conceptual es una representación en una imagen del sistema de flujo del agua subterránea y sus condiciones hidrogeológicas, comúnmente en la forma de un diagrama de bloque y una sección de un perfil. Los modelos conceptuales también incluyen las características de los parámetros hidráulicos de cada unidad, la posición del nivel freático, las superficies piezométricas y las condiciones de flujo del agua subterránea. El propósito de crear un modelo conceptual es simplificar el problema siendo examinada y organizada toda la información para que el sistema pueda ser analizado efectivamente. La simplificación es necesaria debido a que una reconstrucción completa del sistema se torna complejo (Betancur T.V. et al., 2012).

La identificación de las unidades hidrogeológicas se basa en el análisis de la información geológica y estratigráfica tomada de inventarios de puntos de muestreo de agua y de información geoelectrónica y su más reciente correlación considerando que corresponde en tiempo y posición. Para ello, las características de textura, tamaño del grano, espesor, continuidad y su posición relativa en profundidad son tomadas en cuenta para conocer las unidades estratigráficas de cada columna (Betancur T.V. et al., 2012).

3. REFERENCIAS

Academia Mexicana de Ciencias. (2005). El Agua en México. Editores Blanca Jiménez y Luis Marín. México.

Acosta Rodríguez J.L. y Méndez Ramos R. (2001). Programa de saneamiento del municipio y la Ciudad de Mérida, subgerencia regional técnica, gerencia regional Península de Yucatán, Comisión Nacional del Agua, Mérida, Yucatán.

Andersen P.F., J.W. Mercer, and H.O. White. (1988). Numerical modeling of saltwater intrusion at Hallandale, Florida. *Ground Water* 26, no. 5:619-630.

Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers* 146: 54-62.

Backalowicz M. (2005). Karst Groundwater: A challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*. 13:148-160.

Back W. and Lesser J. (1977). Chemical Constraints on Ground-Water Management in the Yucatan Peninsula, Mexico. Reprint from *Memoires*, Volume XII, part I Papers. Birmingham Congress United Kingdom International Association of Hydrogeologists.

Back W., Hanshaw B.B., Pyle T.E., Plummer L.N. and Weidie A.E. (1979). Geochemical significance of groundwater discharge and carbonate solution to the formation of Caleta Xel Ha, Quintana Roo, Mexico. *Water Resources Research*. V. 15 pp. 1521-1535.

Back William. (1992). Coastal Karst Formed by Ground-Water Discharge, Yucatan Mexico. *Hydrology of Selected Karst Regions*. International Association of Karst Hydrogeologists. Vol. 13 pp. 461-466.

Bauer-Gottwein P., Gondwe B.R.N., Charvet G., Marin L., Rebolledo Vieyra M., Merediz A.G. (2011). Review: The Yucatan Peninsula Karst Aquifer. Mexico. Springer-Verlag. Hydrogeology Journal.

Barlow P.M. and Reichard E.G. (2010). Saltwater intrusion in coastal regions of North America. Hydrogeology Journal. 18: 247-260.

Bear J. (1972). Dynamics of Fluids in Porous Media: New York, American Elsevier, 764 p.

Beddows, P.A. (1999). Conduit hydrogeology of a tropical coastal carbonate aquifer: Caribbean coast of the Yucatan Peninsula. M.S. thesis. Department of Geography and Geology. McMaster University, Hamilton, Ontario. Canada.

Beddows P.A., Smart P., Whitaker F. and Smith S. (2001). Where does the sewage go? The karst groundwater system of the Municipalidad de Solidaridad, Quintana Roo, México. In A la salvaguarda de los ecosistemas frágiles en Solidaridad. Edited by J.A. Huerta Illescas, G. Pérez de la Fuente, C. Llorens Cruset and A. Dzay Graniel. Honorable Ayuntamiento de Solidaridad, Dirección General de Administración Urbana, Dirección de Medio Ambiente, Playa del Carmen, Quintana Roo, pp. 168-178.

Beddows P.A. (2004). Groundwater Hydrology of a Coastal Conduit Carbonate Aquifer: Caribbean Coast of the Yucatan Peninsula, Mexico. Ph D. dissertation. Department of Geographical Sciences, University of Bristol.

Beddows PA., Smart PL., Whitaker FF., Smith SL. (2007). Decoupled fresh-saline groundwater circulation of a coastal carbonate aquifer: spatial patterns of temperature and specific electrical conductivity. J Hydrol 346(1-2):18-32.

Betancur V.T., Palacio T. C.A. and Escobar M. J.F. (2012). Conceptual Models in Hydrogeology, Methodology and Results. Hydrogeology-A global perspective.

Burnett, W.C., P.K. Aggarwal, A. Aureli, H. Bokuniewicz, J.E., Cable, M.A. Charette, E. Kontar, S. Krupa, K.M. Kulkarni, A. Loveless, W.S. Moore, J.A. Oberdorfer, J. Oliveira, N.

Ozyurt, P., Povinec, A.M.G., Privitera, R., Rajar, R.T., Ramessur, J., Scholten, T., Stieglitz, M., Taniguchi, and J.V. Turner. (2006). Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. *Science of the Total Environment* 367: 498–543.

Carpenter P. J. (2001). *Geophysical Surveys over Karst Recharge Features*, Illinois, USA. *Acta Geológica SINICA*. Vol. 75 no. 3.

Carpenter P.J., Adams R.F., Lenczewski M. and Leal-Bautista R.M. (2012). Ground-penetrating radar, resistivity and spontaneous potential investigations of a contaminated aquifer near Cancun, Mexico. 13TH SONKHOLE CONFERENCE. NICKRI SUMPOSIUM. 8p.

Chalikakis K., Plagnes V., Guerin R., Valois R. and Bosch F.P. (2011). Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: An overview. *Hydrogeology Journal*. 19: 1169-1180.

CNA. (1990). *Sinópsis Geohidrológica del Estado de Quintana Roo*. D.F., México.

Cooper H. H. Jr. (1959). A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer. *Journal of Geophysical Research*. V. 64, pp. 461-467.

Custodio E. y Llamas M. (1983). *Hidrología Subterránea*. Vol. 2. Editorial Omega. Barcelona, España.

Donna and Simon Richards. (2007). "Overview of the geology and hydrology of coastal Quintana Roo". Mexico.

Domenico P.A. y Schwartz F.W. (1990). *Physical and chemical hydrogeology*. Edit. Jhon Wiley & Sons.

Drew, D. and H. Holtz. 1999. *Karst hydrogeology and human activities: impacts*. Brookfield, VT. A.A. Balkema Publishing. 332 pp.

Escolero O.A., Marin L.E., Steinich B., Pacheco J., Cabrera S.A. and Alcocer J. (2002). Development of a Protection Strategy of Karst Limestone Aquifers: The Merida Yucatan, Mexico Case Study. *Water Resources Management*. Volume 16, Number 5, 351-367.

Fetter C.W. (1988). *Applied Hydrogeology*. Second Edition. McMillan. United States of America.

Fleury P., Bakalowicz M. and de Marsily G. (2007). Submarine springs and coastal aquifers: A review. *Journal of Hydrology*. 339, 79-92.

Ford D. and Williams P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Jhon Wiley and Sons Ltd.

Fratesi B. (2013). Hydrology and Geochemistry of the Freshwater Lens in Coastal Karst. *Coastal Karst Landforms*. Springer. Vol. 5 pp.59-75.

Freeze R. And Cherry J.A. (1979). *Groundwater*. Ed. Prentice Hall.

Glover, R.E. (1959). The pattern of fresh-water flow in a coastal aquifer. *Journal of Geophysical Research*. V. 64, pp. 457-460.

Gondwe B., Lerer S., Stisen S., Marin L., Rebolledo-Vieyra M., Merediz-Alonso G., Bauer-Gottwein P. (2010). Hydrogeology of the south-eastern Yucatan-Peninsula: New insights from water level measurements, geochemistry, geophysics and remote sensing. *Journal of Hydrology*. 389, 1-17.

Graniel C. E., Vera M. I. y González H. L. (2004). Dinámica de la interfase salina y calidad del agua en la costa nororiental de Yucatán. *Ingeniería*, vol. 8, núm. 3. Universidad Autónoma de Yucatán.

Gulden B. and Coke J. 2011. World longest underwater caves. In: NSSGEO2 Committee on long and deep caves. <http://www.caverbob.com/uwcaves.htm> [online] Acceso 12 Febrero 2014.

Hallenbach F. (1953). Geoelectrical problems of the hydrology of West Germany areas. *Geophys Prosp* 1(4):241–249.

Harris, N.J., (1984). Diagenesis of upper pleistocene strand-plain limestones, northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. MSc Thesis, University of New Orleans, 130pp.

Hiscock Kevin. (2005). *Hydrogeology principles and practice*, blackwell science, United Kingdom.

Hubbert, M.K. (1940). The theory of ground-water motion. *Journal of Geology* 48: 785-944.

Iñaki Antigüedad. (2000). El acuífero kárstico: Metodología de investigación y protección de sus recursos. *Boletín Sedeck*. número 1. País Vasco.

INEGI. (2005). *Estudio Hidrológico del Estado de Quintana Roo*. 1ª Edición. México.

Jiménez Blanca y Marín Luis. (2004). *El Agua en México vista desde la Academia*. Academia Mexicana de Ciencias. Primera edición. México.

Khalil M. A. , Abbas A. M., Santos F.M., Masoud U., Salah H. (2012). Application of VES and TDEM techniques to investigate sea water intrusion in Sidi Abdel Rahman area, northwestern coast of Egypt. *Arab J Geosci*. 6:3093-3101.

Kemper, K.E. (2004). Groundwater, from development to management. *Hydrogeology Journal* 12,3-5.

Loftus, W.F., Bruno, M.C., Cunningham, K.J., Perry, S., Trexler, J.C., (2001). The ecological role of the karst wetlands of Southern Florida in relation to system restoration. In: Kuniatsky, E. (Ed.), *Water-Resources Investigations Report 01- 4011*. US Geological Survey, pp. 8–15.

López G., Mena I. 1988. Aspectos metodológicos en el estudio de la intrusión salina. http://www.igme.es/internet/web_aguas/igme/publica/libro41/lib41.htm [online] Acceso 7 de Mayo del 2014.

Lugo-Hubp J., Aceves-Quesada J.F. Y Espinasa-Pereña. (1992). Rasgos Geomorfológicos Mayores de la Península de Yucatán. UNAM. INstituto de Geología. Revista, volume 10, Número 2, pp 143-150.

Marin L.E. (1990). Field Investigations and Numerical Simulation of Groundwater Flow in the Karstic Aquifer of Northwest Yucatan, Mexico. Ph D. Thesis. Department of Geology. Northern Illinois University, Dekalb, IL, United States of America.

Marin L.E. and Perry E.C., (1994). The hydrogeology and contamination potential of northwestern Yucatán, Mexico. *Geofís. Int.*, 33, 4, 619-623.

Marin L.E., Steinich B., Pacheco J. y Escolero O. (2000). Hydrogeology of a contaminated soil-source karst aquifer, Merida. Yucatan, Mexico. *Geofis Int* 39(004):359-365.

Marin L.E., Pacheco A. J. y Méndez R. R. (2004). Hidrogeología de la Península de Yucatán. *El Agua en México vista desde la academia*. Academia Mexicana de Ciencias. México. Pp. 159-176.

Marín S.L., Escolero F. O, Rebolledo V.M, Balcazar M., Santillán P. y Martínez V. (2005). Programa de Monitoreo de Aguas Subterráneas del Parque Xcaret y sus alrededores, Estado de Quintana Roo. UNAM. XCARET. México.

Mazzotti, F.J., Fling, H.E., Merediz, G., Lazcano, M., Lasch, C. and Barnes, T. (2005). Conceptual ecological model of the Sian Ka'an Biosphere Reserve, Quintana Roo, Mexico. *Wetlands* 25 (4), 980–997.

Moore Y.H., Stoessell R.K. And Easley D.H. (1992). Fresh-Water/Sea-Water Relationship within a Ground-Water Flow System Northeastern Coast of the Yucatan Peninsula. *Groundwater*. Vol. 30. No. 3

Moore, Y.H., R.K. Stoessell, and D.H. Easley. (1992). Groundwater flow along the northeastern coast of the Yucatan Peninsula. *Ground Water* 30. No. 3: 343-350.

Moore, Y.H., R.K. Stoessell, and D.H. Easley. (1993). Reply to Discussion of "Groundwater flow along the northeastern coast of the Yucatan Peninsula." *Ground Water* 31. No 2: 321-322.

Münch, Z., Conrad, J., (2007). Remote sensing and GIS based determination of groundwater dependent ecosystems in the Western Cape, South Africa. *Hydrogeol. J.* 15, 19–28. doi:[10.1007/s10040-006-0125-1](https://doi.org/10.1007/s10040-006-0125-1).

Paloc Henri and Back William. (1992). *Hydrogeology of Selected Karst Regions*. International Association of Hydrogeologists. Volume 13. pp.1-9.

Perry E., Paytan A., Pedersen B. and Velazquez-Oliman G. (2009) Groundwater geochemistry of the Yucatan Peninsula, Mexico: constraints on stratigraphy and hydrogeology. *J. Hydrol.* 367 (1-2), 27-40.

Perry E., Swift J., Gamboa J., Reeve A., Sanborn R., Marin L., Villasuso M. (1989). *Geological and Environmental Aspects of Surface Cementation, North Coast, Yucatan, Mexico*. *Geology*.

Quintana Roo Speleological Survey. 2014. www.caves.org/project/qrss/qrss.htm .[online] Acceso 12 de Mayo 2014.

Reilly, T.E. and Goodman A.S. (1985). Quantitative analysis of saltwater-freshwater relationships in groundwater systems a historical perspective. *Journal of Hydrology* 80: 125-160.

Robinson, C., B. Gibbes, H. Carey, and L. Li. (2007). Salt-freshwater dynamics in a subterranean estuary over a spring-neap tidal cycle. *Journal of Geophysical Research – Oceans*, 112: C09007. DOI: [10.1029/2006JC003888](https://doi.org/10.1029/2006JC003888).

Scholle P.A., Bebout D.G. and Moore C.H. (1983). Carbonate Depositional Environments. D.G. Bebout and C.H. Moore, eds. American Assoc. Of Petroleum Geologists, Tulsa, OK. AAPG Memoir 33. 708 pp.

Smart P.L., Dawans J.M. and Whitaker F. (1988). Carbonate dissolution in a modern mixing zone. *Nature* 335: 811–813.

Smart P.L., Beddows P.A., Coke J., Doerr S., Smith S. and Whitaker F.F. (2006). Cave development on the Caribbean coast of the Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico. In: Harmon RS, Wicks CM (eds) *Perspectives on karst geomorphology hydrology, and geochemistry: a tribute volumen to Derek C. Ford and William B. White*: Geological Society of America Special Paper 404, p- 105-128; doi:10.113:2006. 2404(10).

Steinich, B. and Marín L.E. (1996). Hydrogeological investigations in Northwestern Yucatan, Mexico, using resistivity surveys, *Ground Water*. Vol. 34, No. 4. p. 640-646.

Stoessel, R.K. (1995). Dampening of transverse dispersion in the halocline in the karst limestone in the northeastern Yucatan Peninsula. *Ground Water* 32. No. 3: 366-371.

Sumanovac F. and Weisser Mario. (2001). Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. *Journal of Applied Geophysics*. Vol. 47. pp. 13-28

Swarzenski, P.W., W.C. Bernett, W.J. Greenwood, B. Herut, R. Perterson, N. Dimova, Y. Shalem, Y. Yechieli, and Y. Weinstein. (2006). Combined time-series resistivity and geochemical tracer techniques to examine submarine groundwater discharge at Dor Beach, Israel. *Geophysical*.

Tang, X.Q., H. Wang, F. Zuo, and K. Ohtoshi. (2007). Numerical simulation of fresh-saline water interface regularities in coastal areas duo to the tidal fl uctuation. *Journal of Safety and Environment* 7, no. 4: 84–92 (in Chinese).

Tarback y Lutgens. (2005). Ciencias de la Tierra: Una Introducción a la Geología Física. 8ª Edición. Pearson-Prentice Hall. Madrid, España.

Telford W.M., Geldart L.P. and Sheriff R.E. (1990). Applied geophysics. Second edition. Cambridge University Press.

Töpfer K.D. (1976). Representation and interpretation of resistivity mapping data in groundwater prospecting in Zambia. *J Geophys* 42:147–158.

Urish, D.W. and T.E. McKenna. (2004). Tidal effects on ground water discharge through a sandy marine beach. *Ground Water* 42: 971–982.

Velazquez-Oliman. (1995). Estudio Geoquímico del Anillo de Cenotes, Yucatán. Tesis de Maestría, UNAM. Mexico.

Vuilleumier C. Borghi A. Renard P. Ottowitz D. Schiller A. Supper R. and Cornaton F. (2013). A method for the stochastic modeling of karstic systems accounting for geophysical data: an example for application in the region of Tulum, Yucatan Peninsula (Mexico). *Hydrogeology Journal*. 21:529-544.

Weidie, A.E. (1985). Geology of Yucatan Platform. In: Ward, W.C., Weidie, A.E., Back, W. (Eds.). *Geology and Hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula*. New Orleans Geol. Soc. Public, New Orleans, LA, USA, pp. 1-12.

White William B. (2002). Karst Hydrology: Recent developments and open questions. *Engineering Geology*. 65:85-105.

Wicks C and Herman J. (1995). The effect of zones of high porosity and permeability on the configuration of the saline-freshwater mixing zone. *Ground Water*. Vol. 33, No. 5.

Worthington S.R.H., Ford D.C. and Beddows P.A. (2000). Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of solution. In: Klimchouk A,

Ford DC, Palmer AN, Dreybrodt W (eds) Speleogenesis: evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL. pp. 463–472.

Zhou, X., M., Chen, X. Ju, X. Ning, and J. Wang. (2000). Numerical simulation of seawater intrusion near Beihai, China. *Environmental Geology* 40, no.:223-233.

CAPÍTULO II.- EXPLORACIÓN GEOFÍSICA PARA LA PROSPECCIÓN HIDROGEOLÓGICA DEL SISTEMA POOL TUNICH, SOLIDARIDAD, QUINTANA ROO, MÉXICO

1. INTRODUCCIÓN

Se realizaron veinticuatro sondeos eléctricos verticales (SEV) y un perfil de conductividad eléctrica en un cenote en el Noreste de Quintana Roo para investigaciones hidrogeológicas del acuífero kárstico. Se realizó un perfil de conductividad eléctrica en un cenote de la zona de estudio que se localiza a 4.4Km de la costa y el cual alcanza la profundidad de la interfase salina (a 29m desde la superficie). El rango de resistividades obtenidas aplicando la Ley de Archie fueron, para la zona saturada de agua dulce de $10\Omega\text{m}$ a $345\Omega\text{m}$, para la interfase salina de $1.5\Omega\text{m}$ a $10\Omega\text{m}$, para la zona saturada del agua salada de $0.01\Omega\text{m}$ a $1.5\Omega\text{m}$, para la zona vadosa (roca caliza compactada de $2500\Omega\text{m}$ a $6500\Omega\text{m}$ y roca caliza intemperizada o fragmentada de $400\Omega\text{m}$ a $2500\Omega\text{m}$) y para los conductos de disolución (probables cavernas) fueron de $5000\Omega\text{m}$ a $35000\Omega\text{m}$, todas ellas se compararon con las resistividades reales reportadas por diversos autores en sistemas kársticos quedando las de este estudio dentro de los rangos. El concepto de volumen elemental representativo se aplicó para considerar las heterogeneidades como un todo y discriminar aquellos puntos en los que no se apreciara el nivel freático y la interfase salina y una vez seleccionados aquellos en los que si se identificara el nivel freático y la interfase salina se obtuvo una sección geoeléctrica en donde se aprecia la zona vadosa, el espesor del lente de agua dulce y la profundidad de la interfase salina de manera consistente.

Los sondeos eléctricos verticales fueron usados para detectar la profundidad del nivel freático y la profundidad de la interfase salina. Los resultados muestran que la interfase salina a 400m de la costa se localiza a una profundidad aproximada de 16.2 m y a 9.5 Km de la costa se localiza a una profundidad de 80m. Se concluye que el espesor del lente de agua dulce a 400 m de la costa es de 5.8 m y a 9.5 Km de la costa es de 61.810m. La profundidad del nivel freático desde la superficie; de acuerdo a los resultados obtenidos en los SEV, varía de los 10 m a los 20m y la profundidad de la interfase salina de los 16m

a los 80m dependiendo de la lejanía del sondeo eléctrico vertical a la costa. Para este estudio se propone que la parte más pequeña que se puede considerar del acuífero para que sea un volumen elemental representativo del sistema kárstico en ésta área en particular sea a escala y a ese tiempo es de 0.24 km³ o 240 m³ (l=2km, a=2km, h=0.06km).

El modelo conceptual generado del sistema Pool Tunich sugiere una alta concentración de conductos de disolución, una clara cuña de la interfase salina (agua salada/agua dulce) cerca de la costa y un espesor muy delgado del lente de agua dulce (5.8m-61.8m) lo que confiere una gran vulnerabilidad del sistema Pool Tunich a la intrusión salina, a la contaminación (que se pudiera derivar de fuentes puntuales o difusas) y al rápido desplazamiento de los contaminantes en esta zona debido a la gran concentración de conductos de disolución y al flujo dual (en la matriz y en los conductos) que se presenta en estos sistemas kársticos-costeros sugiriendo una dirección de flujo del continente hacia el mar y que no solamente generaría una afectación al acuífero (principal fuente de abastecimiento de agua potable en la región) sino a los ecosistemas dependientes del agua subterránea (humedales, manglares, selva, etc.) y al arrecife de coral en el mar.

2. METODOLOGÍA

La zona de estudio (Figura 5) se localiza en el municipio de Solidaridad, Quintana Roo al Sur de la ciudad de Playa del Carmen. El área de estudio abarca 54Km² aproximadamente. Dentro de ésta área se encuentra el Sistema Pool Tunich formado por calizas y depósitos de litoral (Marín et al., 2005) aflorando en ésta zona rocas de la formación geológica Carrillo Puerto.



Figura 5.- Zona de estudio, Solidaridad, Quintana Roo, México.

Este proyecto está compuesto de cinco componentes. Estos son: a) reconocimiento físico del área de estudio; b) exploración geofísica c) análisis de muestra de agua y medición de parámetros in-situ d) Interpretación de datos geofísicos e) estimación del espesor del lente de agua dulce dentro del Sistema Pool Tunich f) propuesta de un modelo conceptual del área de estudio.

2.1 Exploración física del área de estudio

Los días 4 y 5 del mes de junio del 2013 se realizaron dos reconocimientos físicos para identificar los lugares donde se correrían los sondeos eléctricos verticales (SEV). Durante este recorrido se ubicaron que los sitios más adecuados para el desarrollo de los SEV's sería en los caminos principales, tanto en los perpendiculares a la costa como en los paralelos, ello debido a que es un camino despejado, sin vegetación y con facilidad para colocar los electrodos.

El día 5 de Diciembre del 2013 se realizó una exploración física del área de estudio dentro de la selva y sobre los caminos para ubicar cavernas y cenotes profundos en los que se pudieran tomar muestras para estudios hidrogeoquímicos, así como para obtener un perfil de conductividad eléctrica con el fin de conocer el espesor del lente de agua dulce, la profundidad y el espesor de la interfase salina a cierta distancia de la costa, para este caso se seleccionó un cenote con una profundidad tal que llegara a la interfase salina y que fuese de fácil acceso, el cenote encontrado fue de 32 m de profundidad desde la superficie, identificándolo como cenote GC.

En Marzo del 2014 se realizó la prospección eléctrica mediante el método de resistividad por corriente continua con el arreglo tipo Schlumberger, desarrollando 24 sondeos eléctricos verticales. El resistímetro utilizado fue un Syscal Jr.

Estos sondeos consisten en introducir una corriente eléctrica al subsuelo por medio de dos electrodos de corriente, los cuales son controlados por medio del resistímetro el cual determina la diferencia de potencial originada en un campo eléctrico entre los electrodos de potencial M y N. La diferencia de potencial dependerá de parámetros conocidos como son la intensidad de corriente (I), la separación entre los electrodos de potencial y los de corriente, y principalmente en las propiedades físicas de las formaciones geológicas por las que atraviesa la corriente eléctrica, que es la resistividad eléctrica aparente. La resistividad eléctrica dependerá de las rocas, sedimentos, de su porosidad, de la diagénesis (estado e alteración), del grado de humedad o bien la saturación de la roca y de la salinidad que contenga la zona saturada de agua.

La configuración utilizada fue la líneal simétrica de Schlumberger con la siguiente separación en metros de AB/2 1, 1.5, 2, 3, 4.5, 7, 10, 15, 22, 32, 46, 68, 100, 145 y 215. La línea de potencial se trabajó con la siguiente abertura en metros entre los electrodos MN de 0.5, 4.5 y 15.

Para efectos de interpretación en este estudio se nombrará como “resistividad aparente” a aquella resistividad obtenida en campo por medio del equipo y como “resistividad real” aquella resistividad obtenida después de realizar la inversión de los datos en el software.

Los resultados obtenidos en campo ayudaron para conocer la resistividad aparente en el terreno y tener una idea aproximada de los rangos de resistividades reales que se esperarían en los siguientes sondeos así como para tomar en cuenta las dificultades que se pudiesen presentar en el terreno al momento de realizar los sondeos de la línea perpendicular a la costa así como al momento de realizar la interpretación de los datos debido a la existencia de conductos y cavidades. La interpretación cualitativa de los datos de campo permitió conocer el tipo de curvas de campo de los SEV para tener una idea de la interpretación geofísica en este tipo de sistemas kársticos.

2.2 Medición de parámetros in-situ y toma de muestras

Con el fin de conocer las condiciones hidrogeoquímicas del acuífero en puntos estipulados, se determinaron parámetros fisicoquímicos (temperatura, conductividad, pH, etc.) en dos cenotes (GC y C1 Costa) dentro del área de estudio. El cenote GC está ubicado a 4.2Km tierra adentro de la costa y el cenote C1 Costa a 120m de la costa.

Los parámetros se tomaron con una sonda modelo “Multiparamétrico YSI600QS” que se conecta a un almacenador electrónico “YSI650” previamente calibrada en laboratorio. Previo a tomar las lecturas se lava el sensor con agua reactivo tipo I así como al finalizar la toma de lecturas. Los parámetros leídos fueron Temperatura (T), Conductividad Eléctrica (CE), Sólidos Disueltos Totales (SDT), Salinidad, Oxígeno

Disuelto (OD) , pH y Potencial de Oxido Reducción (POR), estos parámetros se tomaron para ambos cenotes.

En el cenote GC no se pudo obtener muestras de agua debido a la presencia de un cocodrilo que podía dañar la botella muestreadora tipo VAN-DORN. En el cenote C1 Costa se tomaron tres muestras de agua, una de 1 L y otras 2 en viales de 200mL cada uno. Los recipientes fueron lavados previamente en laboratorio con alcohol, acetona y agua reactivo tipo I para evitar cualquier problema de contaminación.

Las muestras fueron tomadas con una botella muestreadora tipo VAN-DORN la cual fue bajada al cenote C1 Costa y una vez que la botella estuviera cubierta de agua se tomó la muestra en la parte superficial de la columna de agua. Se subió la botella para vaciar las muestras, al subirla primero se enjuagaron los recipientes tres veces con la misma agua muestreada. Una vez obtenidas las muestras se cuidó de no dejar burbujas de aire al cerrar las botellas para evitar cualquier modificación de la muestra.

2.3 Exploración geofísica

Durante el periodo del 6 de Marzo del 2014 al 28 de Marzo del 2014 se realizaron 24 Sondeos Eléctricos Verticales con el arreglo tipo Schlumberger debido a que es el más conveniente de los tres arreglos para el objetivo del estudio por medio de sondeos eléctricos verticales, debido a su resolución vertical la cual va implícita para identificar interfase salina y nivel freático así como por su profundidad de penetración principalmente, realizando tres tendidos, dos perpendiculares a la costa y uno paralelo a la costa. La georeferenciación de cada uno de los sondeos, se realizó con un GPS Autónomo marca Garmin.

El equipo utilizado durante el levantamiento fue un resistivímetro Syscal R1 Plus marca IRIS con las siguientes especificaciones:

- Transmisor
 - o Resolución: 10 μ A

- Precisión: 0.3 %
 - Máxima salida de corriente: 2.5 A
 - Máxima salida de voltaje: 600 V
 - Máxima salida de potencia : 200 W
 - Duración del pulso: 0.5 s, 1 s y 2 s
- Receptor
- Especificaciones de la medición de voltaje:
 - Resolución: 1 μ V
 - Convertidor A/D: 20 Bit
 - Precisión: 0.3 %
 - Impedancia de salida: 10 Mohms
 - Rango de salida de voltaje: \pm 10V

El primer levantamiento geofísico que se realizó fue a lo largo de una línea paralela a la costa ubicada a 7.5 Km de la costa (Figura 6) con una longitud de 2.24Km aproximadamente. Se realizaron 7 Sondos Eléctricos Verticales (SEV1-SEV7) con el arreglo tipo Schlumberger con una separación en metros en AB/2 de 1, 1.5, 2, 3, 4.5, 7, 10, 15, 22, 32, 46, 68, 100, 145 y 215 (Con excepción el Sondeo 7 el cual su máxima abertura fue de 145m debido a que no se pudo abrir más por la basta vegetación en ese punto). La línea de potencial se trabajó con la siguiente abertura en metros entre los electrodos MN de 0.5, 4.5 y 15. Cada sondeo tuvo una separación entre uno y otro de 300m.



Figura 6.- Levantamiento geofísico, línea paralela a la costa, SO-NE.

Se realizó un levantamiento geofísico (Figura 7) a lo largo de una línea perpendicular a la costa con una longitud de 9.5 Km (desde la costa SEV23 hasta el sondeo más alejado SEV 11). El método utilizado fue por medio de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV 11, SEV 10, SEV8, SEV9, SEV 12, SEV 13, SEV 14, SEV 15, SEV 16, SEV 17, SEV 18, SEV SEV 25, SEV 24, SEV 23) con el arreglo tipo Schlumberger, el cual se consideró que sería el más adecuado para rocas carbonatadas con topografía kárstica en comparación con el método Wegner. Se comenzó por realizar los sondeos en la parte más alejada de la costa (9.5 km aproximadamente) acercándose cada sondeo a la costa con una separación entre cada sondeo de 800m en promedio (máximo de 1.18km entre SEV 24 Y SEV 18 y mínimo de 300m entre SEV 8 y SEV 9). La configuración utilizada fue la lineal simétrica de Schlumberger con la siguiente separación en metros de AB/2 1, 1.5, 2, 3, 4.5, 7, 10, 15, 22, 32, 46, 68, 100, 145 y 215. La línea de potencial se trabajó con la siguiente abertura en metros entre los electrodos MN de 0.5, 4.5 y 15.



Figura 7.- Levantamiento principal de geofísica, línea perpendicular a la costa, SE-NO.

Por último se realizó un tendido más pequeño de Sondeos Eléctricos Verticales perpendicular a la costa (4 sondeos SEV 19-SEV22) con una longitud de 2.8Km (Figura 8) siendo el SEV 19 el más alejado a 6.3Km de la costa y el SEV20 el más cercano a 3.9Km de la costa. Se realizaron con el arreglo tipo Schlumberger con la siguiente separación en metros de $AB/2$ 1, 1.5, 2, 3, 4.5, 7, 10, 15, 22, 32, 46, 68, 100, 145 y 215. La línea de potencial se trabajó con la siguiente abertura en metros entre los electrodos MN de 0.5, 4.5 y 15. Con una separación entre cada sondeo de 800m. Ésta sección se realizó con el fin de corroborar la sección principal, perpendicular a la costa.

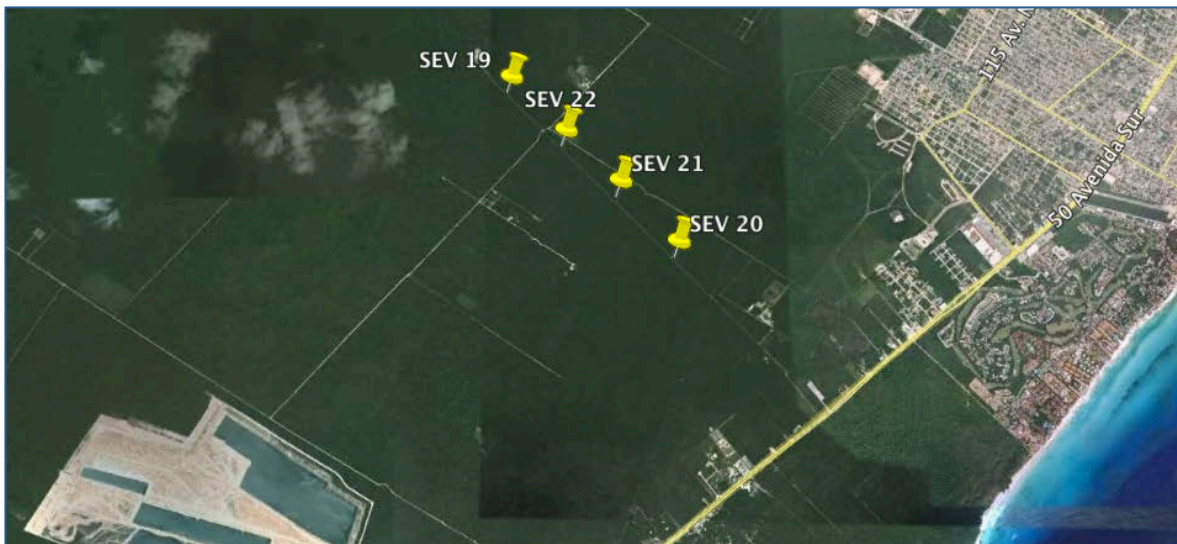


Figura 8.- Levantamiento geofísico, perpendicular a la costa 2, SE-NO.



Figura 9.- Conjunto de levantamientos geofísicos en el área de estudio.

Los datos obtenidos se procesarán con el programa IPI2win-IP, en donde se hará la inversión y modelación de los mismos para obtener las secciones de cada conjunto de levantamientos geofísicos.

El día 11 de Enero del 2015 se realizó un estudio de resistividad azimuthal (Figura 10) con el fin de determinar la dirección de la anisotropía en la capa superficial de la roca del área elegida para comparar los resultados con los obtenidos por los sondeos eléctricos verticales. Se utilizó el arreglo tipo Wenner usando un espaciamiento de $a= 5\text{m}$ utilizando el centro en la misma posición conforme se iba haciendo el arreglo formando una circunferencia. Cada línea comienza en los 0 grados y 180 grados respectivamente, y las siguientes mediciones se irán realizando en un aumento sucesivo de 30 grados que es orientado en una dirección diferente o azimut hasta cubrir la circunferencia con un total de doce mediciones. El arreglo de resistividad azimuthal se realizó al noroeste del SEV 8.

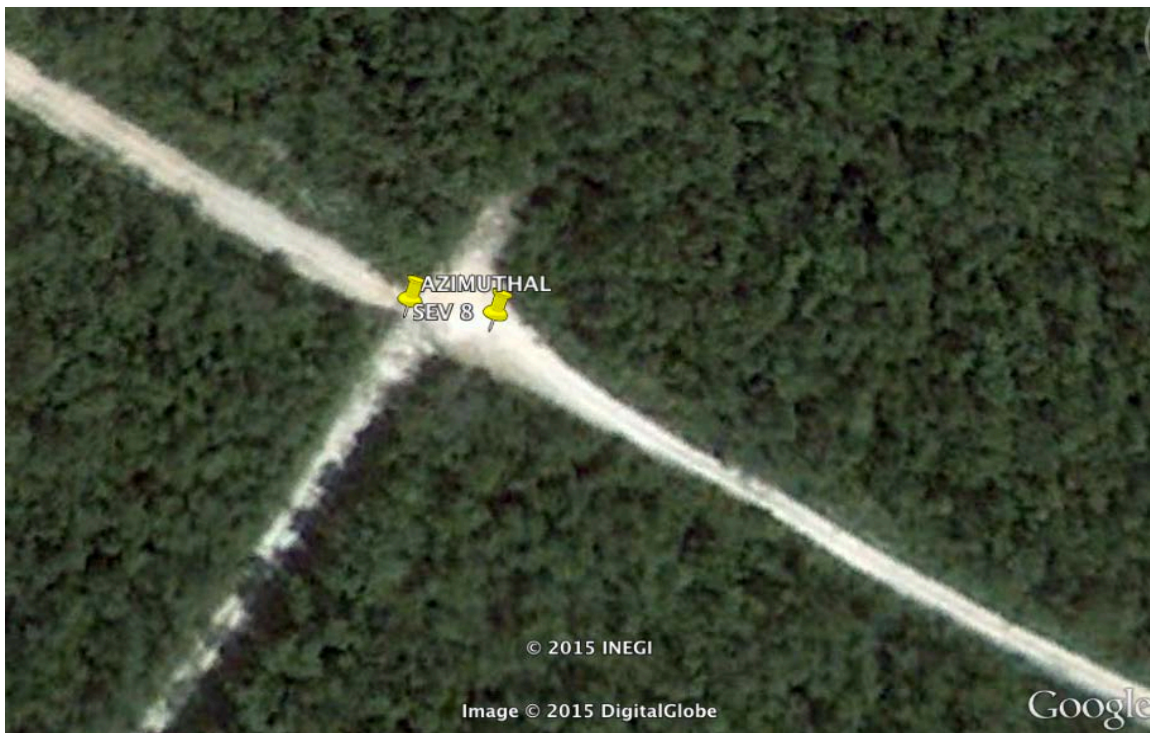


Figura 10.-Localización del estudio de resistividad azimuthal (2279537 N, 480708 E ,16Q)

2.4 Geoquímica

Para conocer la conductividad eléctrica de la columna de agua y determinar el espesor del lente de agua dulce y la profundidad de la interfase salina se utilizó un perfilador CTD modelo SBE 19 Plus V2.

3. RESULTADOS

3.1 Geofísica

A continuación se presentan las coordenadas y los datos de campo obtenidos de los 24 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) realizados en la zona de estudio con el arreglo tipo Schlumberger y con una apertura máxima de AB/2 de 215m.

3.1.1 Coordenadas UTM de los sondeos eléctricos verticales

Cuadro 1.- Coordenadas UTM de los SEV's realizados.

SONDEO	NORTE	ESTE	ZONA
SEV 1	2277810	479774	16 Q
SEV 2	2278065	479925	16 Q
SEV 3	2278347	480087	16 Q
SEV 4	2278607	480237	16 Q
SEV 5	2278864	480390	16 Q
SEV 6	2279134	480544	16 Q
SEV 7	2279397	480695	16 Q
SEV 8	2279539	480797	16 Q
SEV 9	2279384	481046	16 Q
SEV 10	2279954	480113	16 Q
SEV 11	2280397	479463	16 Q
SEV 12	2278981	481717	16 Q
SEV 13	2278532	482427	16 Q
SEV 14	2278114	483110	16 Q
SEV 15	2277723	483800	16 Q
SEV 16	2277324	484492	16 Q
SEV 17	2276944	485189	16 Q
SEV 18	2276721	485535	16 Q

SEV 19	2281506	485117	16 Q
SEV 20	2279810	486810	16 Q
SEV 21	2280425	486231	16 Q
SEV 22	2280949	485678	16 Q
SEV 23	2275456	486799	16 Q
SEV 24	2275887	486365	16 Q

3.1.2 Datos obtenidos en campo

En seguida se presentan los datos de campo obtenidos en cada sondeo eléctrico vertical (SEV) por el resistímetro marca Syscal Jr. por medio de los cuales se generaron las curvas de campo correspondientes para tener una idea clara del comportamiento de la resistividad aparente respecto a la apertura $AB/2$. Cada Sondeo Eléctrico Vertical se identificará con la abreviación SEV y su numeración respectiva a su localización en la zona de estudio, ejemplo SEV 1, SEV 2, etc.

SEV 1**Cuadro 2.-** Datos de campo obtenidos del SEV 1.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	370.94	2.10	415.70	42.00
12V	0.50	1.50	151.45	1.56	608.70	40.00
12V	0.50	2.00	157.71	2.33	796.00	40.00
12V	0.50	3.00	99.87	2.26	1214.60	39.00
12V	0.50	4.50	46.41	1.78	1634.80	37.00
12V	0.50	7.00	20.66	1.47	2157.20	37.00
12V	0.50	10.00	8.04	0.97	2606.30	35.00
12V	0.50	15.00	1.51	0.57	1881.50	34.00
12V	4.50	15.00	23.87	0.73	2325.60	-5.00
12V	4.50	22.00	11.00	0.88	2024.00	-4.00
12V	4.50	32.00	3.77	1.01	1305.70	-3.00
12V	4.50	46.00	0.86	0.96	662.90	-3.00
12V	4.50	68.00	0.13	1.3	163.80	-2.00
12V	15.0	68.00	0.77	1.3	273.70	-3.00
12V	15.00	100.00	0.11	1.01	118.90	-6.00
12V	15.00	145.00	0.01	1.26	22.20	-12.00
12V	15.00	145.00	0.02	1.15	49.50	-15.00
50V	15.00	215.00	0.18	2.86	311.90	-17.00
50V	15.00	215.00	0.16	3.44	235.50	-17.00

SEV 2**Cuadro 3.-** Datos de campo obtenidos del SEV 2.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	934.04	1.67	1314.70	0.00
12V	0.50	1.50	422.51	1.10	2413.20	-1.00
12V	0.50	2.00	266.59	10.8	2906.10	-2.00
12V	0.50	3.00	150.67	1.14	3642.80	-2.00
12V	0.50	4.50	82.28	1.30	3970.10	-3.00
12V	0.50	7.00	33.09	1.26	4016.50	-4.00
12V	0.50	10.00	8.35	0.67	3907.50	-5.00
12V	0.50	15.00	2.70	0.54	3524.50	-6.00
12V	4.50	15.00	29.83	0.55	3891.60	19.00
12V	4.50	22.00	13.86	0.79	2826.60	25.00
12V	4.50	32.00	4.80	0.96	1750.10	26.00
12V	4.50	46.00	1.13	1.09	757.80	27.00
12V	4.50	68.00	0.07	0.68	168.00	29.00
12V	15.00	68.00	0.27	0.68	182.50	-26.00
50V	15.00	100.00	0.01	0.66	19.80	-25.00
100V	15.00	100.00	0.09	3.01	30.80	-25.00
100V	15.00	100.00	0.21	6.32	34.10	-25.00
100V	15.00	145.00	0.24	4.48	121.20	-23.00
100V	15.00	145.00	0.07	6.69	25.30	-23.00
200V	15.00	215.00	0.08	20.05	21.40	-22.00

SEV 3**Cuadro 4.-** Datos de campo obtenidos del SEV 3.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	164.80	0.48	814.00	4.00
12V	0.50	1.50	114.78	0.56	1294.90	7.00
12V	0.50	2.00	73.66	0.75	1156.70	7.00
12V	0.50	2.00	61.61	0.51	1436.00	11.00
12V	0.50	3.00	48.19	0.71	1872.20	11.00
12V	0.50	4.50	22.22	0.72	1949.10	12.00
12V	0.50	7.00	8.91	0.79	1737.50	12.00
12V	0.50	7.00	10.61	0.95	1718.20	13.00
12V	0.50	10.00	4.23	0.81	1645.10	13.00
12V	0.50	15.00	2.16	1.01	1508.70	16.00
12V	4.50	15.00	23.88	0.89	1912.90	-17.00
12V	4.50	22.00	16.80	1.57	1734.80	-13.00
12V	4.50	32.00	5.78	1.63	1242.40	-8.00
12V	4.50	46.00	1.10	1.01	802.20	-7.00
12V	4.50	68.00	0.41	1.53	439.60	-7.00
12V	15.00	68.00	2.00	1.55	596.60	9.00
12V	15.00	100.00	1.12	1.03	1111.70	11.00
12V	15.00	100.00	1.21	0.83	1494.40	11.00
12V	15.00	145.00	0.21	0.83	567.60	12.00
12V	15.00	145.00	1.15	3.73	671.60	12.00
50V	15.00	215.00	1.08	5.87	893.30	13.00

SEV 4**Cuadro 5.-** Datos de campo obtenidos del SEV 4.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	362.07	0.76	1123.00	1.00
12V	0.50	1.50	205.16	0.73	1776.80	1.00
12V	0.50	2.00	91.27	0.52	2064.00	1.00
12V	0.50	3.00	62.55	0.65	2655.70	2.00
12V	0.50	4.50	29.95	0.60	3127.20	2.00
12V	0.50	7.00	18.37	0.84	3351.80	2.00
12V	0.50	10.00	12.37	1.06	3650.10	3.00
12V	0.50	15.00	4.82	1.40	2428.20	3.00
12V	4.50	15.00	4.25	1.24	2417.80	4.00
12V	4.50	15.00	61.78	1.25	3534.40	-20.00
12V	4.50	22.00	16.98	0.88	3134.90	-12.00
12V	4.50	32.00	2.73	0.60	1607.80	-10.00
12V	4.50	32.00	4.61	1.03	1571.20	-9.00
12V	4.50	46.00	1.82	1.47	905.50	-8.00
12V	4.50	68.00	3.16	1.12	4554.40	-7.00
12V	15.00	68.00	3.18	1.38	3705.40	-7.00
12V	15.00	68.00	2.64	1.50	2825.50	-6.00
12V	15.00	68.00	0.99	1.50	304.70	-9.00
50V	15.00	68.00	4.37	6.87	292.90	-9.00
50V	15.00	100.00	1.10	6.44	176.00	-9.00
50V	15.00	145.00	1.90	6.10	680.80	-9.00
50V	15.00	215.00	1.87	6.98	1290.50	-10.00

SEV 5**Cuadro 6.-** Datos de campo obtenidos del SEV 5.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	281.84	0.82	805.00	27.00
12V	0.50	1.50	178.53	0.91	1230.10	26.00
12V	0.50	2.00	156.56	1.29	1433.10	25.00
12V	0.50	3.00	88.90	1.32	1845.30	25.00
12V	0.50	4.50	52.20	1.49	2194.20	24.00
12V	0.50	7.00	15.90	0.95	2554.10	24.00
12V	0.50	10.00	10.23	1.26	2534.50	24.00
12V	0.50	10.00	16.27	2.04	2505.70	23.00
12V	0.50	15.00	3.40	1.05	2285.60	23.00
12V	4.50	15.00	39.88	1.06	2680.90	8.00
12V	4.50	22.00	13.30	0.96	2248.60	8.00
12V	4.50	32.00	6.10	1.69	1264.80	9.00
12V	4.50	32.00	7.10	1.95	1276.50	9.00
12V	4.50	46.00	0.95	1.32	530.60	9.00
12V	4.50	68.00	0.14	1.69	134.40	10.00
12V	15.00	68.00	0.70	1.71	190.60	10.00
12V	15.00	100.00	0.26	1.14	240.60	1.00
50V	15.00	100.00	1.23	5.17	243.70	0.00
50V	15.00	145.00	0.86	9.82	191.00	-5.00
100V	15.00	145.00	2.16	20.37	231.10	-6.00
100V	15.00	215.00	0.01	22.84	2.40	-6.00
200V	15.00	215.00	0.00	24.79	0.00	-6.00
200V	15.00	215.00	0.04	42.81	5.30	-6.00
200V	15.00	215.00	0.01	47.70	1.70	-6.00
200V	15.00	215.00	0.00	55.59	0.10	-6.00

SEV 6**Cuadro 7.-** Datos de campo obtenidos del SEV 6.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	796.47	2.35	797.00	8.00
12V	0.50	1.50	327.98	2.28	904.20	8.00
12V	0.50	2.00	208.14	2.32	1055.80	8.00
12V	0.50	3.00	122.47	2.23	1506.60	8.00
12V	0.50	4.50	46.84	1.64	1797.50	8.00
12V	0.50	7.00	24.52	1.97	1911.10	9.00
12V	0.50	10.00	9.92	1.66	1870.80	9.00
12V	0.50	15.00	3.03	1.43	1494.60	8.00
12V	4.50	15.00	38.30	1.44	1899.10	21.00
12V	4.50	22.00	19.95	1.83	1761.90	25.00
12V	4.50	32.00	11.43	2.00	2005.60	27.00
12V	4.50	46.00	2.10	2.24	686.30	29.00
12V	4.50	46.00	2.30	2.53	668.10	30.00
12V	4.50	68.00	0.20	1.59	209.20	30.00
50V	15.00	68.00	3.85	7.13	248.90	27.00
50V	15.00	100.00	0.41	7.70	55.40	22.00
100V	15.00	100.00	1.01	18.99	54.50	21.00
100V	15.00	145.00	0.04	9.38	10.40	19.00
200V	15.00	145.00	0.04	26.42	3.30	18.00
200V	15.00	215.00	0.08	26.93	15.90	16.00

SEV 7**Cuadro 8.-** Datos de campo obtenidos del SEV 7.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	1255.30	1.62	1821.70	56.00
12V	0.50	1.50	508.48	1.28	2496.40	52.00
12V	0.50	2.00	242.15	1.00	2859.20	49.00
12V	0.50	3.00	132.3	1.11	3286.20	47.00
12V	0.50	4.50	60.54	1.19	3184.30	45.00
12V	0.50	7.00	23.37	1.41	2547.40	44.00
12V	0.50	10.00	14.28	1.78	2513.00	43.00
12V	0.50	15.00	2.06	0.74	1983.60	42.00
12V	4.50	15.00	23.23	0.73	2276.40	18.00
12V	4.50	22.00	16.40	1.46	1817.30	14.00
12V	4.50	32.00	1.19	0.33	1255.30	10.00
12V	4.50	46.00	0.39	0.40	724.50	10.00
12V	4.50	68.00	0.12	0.75	263.60	9.00
100V	15.00	68.00	5.15	6.89	344.40	8.00
100V	15.00	100.00	0.55	7.59	75.40	30.00
200V	15.00	100.00	1.14	15.36	76.00	34.00
200V	15.00	145.00	0.11	18.09	14.00	41.00

SEV 8**Cuadro 9.-** Datos de campo obtenidos del SEV 8.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	543.78	0.56	2297.60	-65.00
12V	0.50	1.50	268.85	0.58	2923.00	-59.00
12V	0.50	2.00	114.73	0.49	2765.40	-52.00
12V	0.50	2.00	103.29	0.50	2444.40	-47.00
12V	0.50	3.00	91.88	0.88	2861.00	-44.00
12V	0.50	4.50	21.22	0.55	2416.60	-42.00
12V	0.50	7.00	5.16	0.44	1803.40	-40.00
12V	0.50	10.00	2.62	0.47	1742.80	-38.00
12V	0.50	15.00	1.39	0.66	1480.00	-38.00
12V	0.50	15.00	25.63	0.67	2745.80	-37.00
12V	4.50	15.00	13.60	0.35	2790.80	-34.00
12V	4.50	15.00	0.75	0.35	1499.90	-35.00
12V	4.50	22.00	7.62	0.64	1922.90	-32.00
12V	4.50	32.00	4.04	1.05	1356.80	-31.00
12V	4.50	46.00	2.47	2.53	716.10	-31.00
12V	4.50	68.00	0.12	0.72	276.20	-30.00
50V	4.50	68.00	0.55	3.15	282.20	-30.00
50V	15.00	68.00	2.31	3.04	351.30	-2.00
100V	15.00	100.00	0.24	2.38	107.10	-1.00
100V	15.00	145.00	0.16	7.40	49.10	0.00
200V	15.00	145.00	0.30	15.50	42.40	0.00
200V	15.00	215.00	0.22	13.19	83.60	0.00
200V	15.00	215.00	0.22	13.22	81.30	0.00

SEV 9**Cuadro 10.-** Datos de campo obtenidos del SEV 9.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.0	383.20	0.66	1372.10	19.00
12V	0.50	1.5	140.57	0.70	1268.20	21.00
12V	0.50	2.0	69.00	0.59	1380.40	23.00
12V	0.50	3.0	26.93	0.38	1935.70	24.00
12V	0.50	4.5	10.55	0.41	1617.80	26.00
12V	0.50	7.0	4.11	0.48	1310.20	27.00
12V	0.50	10.0	1.86	0.51	1156.50	28.00
12V	0.50	15.0	1.06	0.80	936.10	29.00
12V	4.50	15.0	21.16	0.81	1865.60	-16.00
12V	4.50	22.0	10.76	1.17	1492.30	-13.00
12V	4.50	32.0	4.28	1.21	12430	-13.00
12V	4.50	46.0	0.56	0.71	579.30	-11.00
50V	4.50	68.0	0.48	4.81	161.20	-10.00
50V	15.00	68.0	2.27	4.86	215.70	-15.00
100V	15.00	100.0	0.23	6.85	35.50	-22.00
200V	15.00	145.0	0.12	9.30	28.30	-20.00
200V	15.00	145.0	0.03	12.75	5.70	-18.00
200V	15.00	215.0	0.10	24.75	20.30	-14.00
200V	15.00	215.0	0.04	26.51	7.30	-13.00

SEV 10**Cuadro 11.-** Datos de campo obtenidos del SEV 10.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	688.64	0.81	2008.10	20.00
12V	0.50	1.50	463.53	0.93	3115.50	19.00
12V	0.50	2.00	225.79	0.88	3011.40	18.00
12V	0.50	3.00	213.69	1.71	3431.60	18.00
12V	0.50	4.50	38.28	0.99	2421.70	17.00
12V	0.50	7.00	6.88	0.79	1330.70	17.00
12V	0.50	10.00	6.27	1.28	1531.80	17.00
12V	0.50	15.00	0.98	0.45	1555.50	17.00
50V	4.50	15.00	47.90	1.83	1866.70	-10.00
50V	4.50	22.00	57.23	4.51	2054.00	-10.00
50V	4.50	32.00	40.62	9.72	1464.40	-12.00
50V	4.50	46.00	3.08	2.11	1066.40	-12.00
50V	4.50	68.00	0.61	2.02	492.70	-14.00
50V	15.00	68.00	2.85	2.01	652.10	27.00
100V	15.00	100.00	1.28	8.58	153.40	22.00
200V	15.00	145.00	0.02	15.28	2.90	18.00
200V	15.00	145.00	0.07	22.90	7.40	16.00
200V	15.00	145.00	0.07	23.13	7.10	15.00
200V	15.00	215.00	0.04	18.49	11.30	12.00
200V	15.00	215.00	0.08	14.13	30.10	11.00

SEV 11**Cuadro 12.-** Datos de campo obtenidos del SEV 11.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.0	266.43	0.40	1568.20	16.00
12V	0.50	1.5	405.25	1.31	1941.40	16.00
12V	0.50	2.0	206.53	0.91	2672.30	16.00
12V	0.50	3.0	89.95	0.91	2729.40	16.00
12V	0.50	4.5	38.29	1.06	2275.10	16.00
12V	0.50	7.0	19.66	1.89	1589.90	17.00
12V	0.50	10.0	14.38	2.30	1962.30	18.00
12V	0.50	15.0	6.91	2.14	2277.70	18.00
12V	4.50	15.0	118.41	2.12	3989.30	-18.00
12V	4.50	15.0	72.58	1.51	3441.00	-19.00
12V	4.50	22.0	41.72	2.26	2990.80	-20.00
12V	4.50	32.0	30.28	5.66	1873.40	-21.00
12V	4.50	46.0	1.96	1.21	1186.80	-22.00
50V	4.50	68.0	0.56	1.93	469.70	-23.00
50V	15.00	68.0	8.27	8.51	448.00	-37.00
50V	15.00	100.0	2.98	17.9	170.60	-33.00
100V	15.00	145.0	0.30	24.88	27.10	-30.00
200V	15.00	145.0	0.68	53.83	27.80	-29.00
200V	15.00	215.0	0.00	18.30	1.80	-26.00
200V	15.00	215.0	0.01	26.92	21.70	-25.00
200V	15.00	215.0	0.09	17.42	26.90	-25.00

SEV 12**Cuadro 13.-** Datos de campo obtenidos del SEV 12.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	819.88	1.14	1697.10	-4.00
12V	0.50	1.50	459.63	1.11	2610.60	-6.00
12V	0.50	2.00	201.99	0.88	2713.70	-8.00
12V	0.50	3.00	141.02	1.12	3464.00	-9.00
12V	0.50	4.50	36.12	0.81	2799.80	-9.00
12V	0.50	7.00	10.94	0.93	1797.20	-9.00
12V	0.50	10.00	4.50	0.79	1790.20	-10.00
12V	0.50	15.00	1.68	0.81	1474.70	-10.00
12V	4.50	15.00	30.73	0.82	2686.60	5.00
12V	4.50	15.00	30.41	0.78	2774.10	7.00
12V	4.50	22.00	16.72	1.11	2434.90	8.00
12V	4.50	32.00	3.43	0.90	1342.40	9.00
12V	4.50	46.00	1.09	1.21	661.70	10.00
12V	4.50	68.00	0.08	0.87	147.00	11.00
50V	4.50	68.00	0.34	3.77	147.00	12.00
100V	15.00	68.00	3.27	7.73	195.30	4.00
100V	15.00	100.00	0.17	3.62	48.40	6.00
200V	15.00	100.00	0.34	7.47	47.00	6.00
200V	15.00	145.00	0.02	28.40	1.80	7.00
200V	15.00	145.00	0.17	25.85	15.00	8.00
200V	15.00	215.00	0.03	19.43	7.30	9.00
200V	15.00	215.00	0.06	20.68	15.00	9.00

SEV 13**Cuadro 14.-** Datos de campo obtenidos del SEV 13.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	554.38	1.30	1007.80	-2.00
12V	0.50	1.50	338.96	1.60	1327.10	-2.00
12V	0.50	2.00	150.35	1.28	1386.40	-2.00
12V	0.50	3.00	109.42	1.59	1888.00	-3.00
12V	0.50	4.50	41.58	1.35	1938.00	-2.00
12V	0.50	7.00	8.43	0.60	2166.20	-2.00
12V	0.50	10.00	4.83	0.64	2364.20	-2.00
12V	0.50	15.00	2.27	0.64	2521.80	-2.00
50V	4.50	15.00	121.78	2.81	3093.20	36.00
50V	4.50	22.00	52.15	3.73	2265.30	34.00
50V	4.50	32.00	19.35	5.32	1274.90	30.00
50V	4.50	46.00	1.68	2.50	493.00	28.00
50V	4.50	68.00	0.50	6.95	117.10	27.00
100V	15.00	68.00	5.18	14.52	164.30	56.00
100V	15.00	68.00	5.19	14.53	164.60	52.00
100V	15.00	100.00	0.29	5.47	54.80	43.00
100V	15.00	145.00	0.01	6.50	4.20	31.00
100V	15.00	145.00	0.00	6.29	1.10	28.00
200V	15.00	145.00	0.08	13.44	13.50	26.00
200V	15.00	215.00	0.02	19.11	5.80	22.00
200V	15.00	215.00	0.19	23.22	39.90	20.00

SEV 14**Cuadro 15.-** Datos de campo obtenidos del SEV 14.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	473.11	0.89	1255.20	-35.00
12V	0.50	1.50	146.51	0.46	2001.60	-33.00
12V	0.50	2.00	178.23	0.98	2151.80	-32.00
12V	0.50	3.00	78.02	0.85	2534.40	-31.00
12V	0.50	4.50	37.84	1.08	2211.20	-30.00
12V	0.50	7.00	15.23	0.97	2394.50	-30.00
12V	0.50	10.00	6.35	0.79	2526.70	-29.00
12V	0.50	15.00	2.94	1.02	2041.50	-29.00
12V	4.50	15.00	52.55	1.01	3703.00	-40.00
12V	4.50	15.00	45.07	0.86	3761.10	-33.00
12V	4.50	22.00	15.90	1.00	2585.80	-28.00
12V	4.50	32.00	3.82	1.24	1077.30	-24.00
12V	4.50	46.00	0.48	0.88	404.00	-22.00
50V	4.50	46.00	1.24	2.34	390.50	-20.00
50V	4.50	68.00	0.27	6.12	71.10	-18.00
100V	4.50	68.00	0.58	12.36	75.50	-18.00
100V	15.00	68.00	3.12	12.47	115.30	-57.00
100V	15.00	100.00	0.49	13.92	36.10	-57.00
200V	15.00	100.00	0.95	28.52	34.30	-57.00
200V	15.00	145.00	0.21	26.29	17.80	-56.00
200V	15.00	145.00	0.24	32.49	16.60	-56.00
200V	15.00	215.00	0.10	25.50	19.80	-55.00

SEV 15**Cuadro 16.-** Datos de campo obtenidos del SEV 15.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	496.12	1.21	965.00	-25.00
12V	0.50	1.50	226.02	1.17	1214.60	-21.00
12V	0.50	2.00	84.13	0.64	1547.00	-18.00
12V	0.50	3.00	58.80	0.83	1946.60	-17.00
12V	0.50	4.50	27.97	1.05	1667.50	-15.00
12V	0.50	7.00	7.22	0.98	1130.60	-13.00
12V	0.50	10.00	3.54	1.21	916.40	-12.00
12V	0.50	15.00	1.52	1.61	665.60	-11.00
12V	4.50	15.00	30.90	1.62	1359.60	-39.00
12V	4.50	22.00	6.73	1.51	719.70	-32.00
12V	4.50	32.00	1.34	1.95	241.40	-30.00
50V	4.50	46.00	1.06	7.81	99.90	-28.00
100V	4.50	68.00	0.12	6.80	30.10	-22.00
200V	15.00	68.00	1.02	13.94	33.80	66.00
200V	15.00	100.00	0.38	12.35	32.10	63.00
200V	15.00	145.00	0.10	41.65	5.20	61.00
200V	15.00	215.00	0.13	28.92	22.20	58.00
200V	15.00	215.00	0.12	27.51	21.10	57.00

SEV 16**Cuadro 17.-** Datos de campo obtenidos del SEV 16.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	486.24	4.27	268.10	-2.00
12V	0.50	1.50	254.31	3.92	407.30	-2.00
12V	0.50	2.00	139.17	3.49	470.50	-2.00
12V	0.50	3.00	101.56	3.97	704.10	-2.00
12V	0.50	4.50	21.93	1.74	793.50	-2.00
12V	0.50	7.00	15.80	3.16	764.90	-2.00
12V	0.50	10.00	4.44	1.65	844.70	-2.00
12V	0.50	15.00	2.37	2.36	709.40	-2.00
12V	4.50	15.00	190.03	10.07	1348.90	31.00
12V	4.50	15.00	43.19	2.28	1351.60	30.00
12V	4.50	22.00	8.14	2.11	624.60	28.00
12V	4.50	32.00	0.83	1.54	188.60	27.00
50V	4.50	46.00	0.36	6.03	44.00	25.00
100V	4.50	46.00	0.76	12.43	44.70	25.00
200V	4.50	68.00	0.21	37.05	9.50	24.00
200V	15.00	68.00	0.68	37.09	8.50	69.00
200V	15.00	100.00	0.20	27.07	7.80	61.00
200V	15.00	145.00	0.11	32.83	7.30	56.00
200V	15.00	215.00	0.02	28.94	4.00	50.00
200V	15.00	215.00	0.02	28.91	4.40	49.00

SEV 17**Cuadro 18.-** Datos de campo obtenidos del SEV 17.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	582.93	1.97	695.50	-9.00
12V	0.50	1.50	396.28	2.19	1139.30	-8.00
12V	0.50	2.00	224.54	1.91	1385.30	-7.00
12V	0.50	3.00	108.35	1.64	1814.10	-6.00
12V	0.50	4.50	49.67	1.78	1755.70	-6.00
12V	0.50	7.00	12.43	1.75	1085.50	-6.00
12V	0.50	10.00	4.96	2.34	663.50	-6.00
12V	0.50	15.00	1.03	1.79	406.00	-5.00
12V	4.50	15.00	17.55	1.80	696.20	68.00
12V	4.50	22.00	1.36	1.02	215.50	58.00
12V	4.50	32.00	0.22	1.32	59.70	52.00
100V	4.50	32.00	2.05	11.78	61.10	49.00
100V	4.50	46.00	0.20	10.65	14.30	41.00
200V	4.50	46.00	0.43	21.80	14.60	39.00
200V	4.50	68.00	0.33	19.27	27.70	35.00
200V	15.00	68.00	0.26	19.70	6.20	1.00
200V	15.00	100.00	0.07	26.71	2.70	3.00
200V	15.00	145.00	0.00	23.98	0.20	4.00
200V	15.00	145.00	0.05	26.98	4.70	5.00
200V	15.00	145.00	0.06	33.65	4.50	7.00
200V	15.00	215.00	0.28	26.25	51.80	6.00
200V	15.00	215.00	0.25	32.99	37.60	6.00

SEV 18**Cuadro 19.-** Datos de campo obtenidos del SEV 18.

Voltaje	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (Volts)	I (Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	264.07	1.69	369.20	7.00
12V	0.50	1.50	152.57	1.90	505.50	7.00
12V	0.50	2.00	82.58	1.79	543.50	7.00
12V	0.50	3.00	44.93	1.97	625.90	7.00
12V	0.50	4.50	14.31	1.67	537.90	7.00
12V	0.50	7.00	4.99	1.91	399.60	6.00
12V	0.50	10.00	1.52	1.33	361.10	6.00
12V	0.50	15.00	0.77	1.64	333.50	5.00
12V	4.50	15.00	9.76	1.68	414.90	45.00
12V	4.50	22.00	1.93	0.96	325.20	39.00
50V	4.50	32.00	6.31	12.53	176.60	36.00
50V	4.50	46.00	1.24	16.69	54.30	34.00
100V	4.50	68.00	0.08	21.77	6.30	33.00
200V	15.00	68.00	1.07	44.23	11.20	46.00
200V	15.00	100.00	0.18	39.8	4.80	38.00
200V	15.00	145.00	0.00	81.44	0.20	30.00
200V	15.00	145.00	0.03	87.25	0.80	27.00
200V	15.00	215.00	0.35	51.61	33.00	22.00
200V	15.00	315.00	0.01	18.96	6.00	16.00

SEV 19**Cuadro 20.-** Datos de campo obtenidos del SEV 19.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	713.85	1.08	1552.50	2.00
12V	0.50	1.50	416.14	1.01	2576.80	2.00
12V	0.50	2.00	266.96	1.06	2961.00	2.00
12V	0.50	3.00	137.46	1.00	3776.20	1.00
12V	0.50	4.50	87.08	1.32	4141.00	1.00
12V	0.50	7.00	19.61	0.99	3034.80	1.00
12V	0.50	10.00	6.72	0.93	2259.50	1.00
12V	0.50	15.00	3.31	1.14	2060.00	1.00
12V	4.50	15.00	42.38	1.15	2635.70	-14.00
12V	4.50	22.00	29.25	1.97	2400.90	-10.00
12V	4.50	32.00	5.04	1.03	1719.50	-8.00
12V	4.50	46.00	0.69	0.85	598.00	-7.00
50V	4.50	68.00	0.34	3.47	157.40	-6.00
50V	15.00	68.00	1.53	3.45	205.50	-57.00
100V	15.00	100.00	0.32	6.82	48.10	-42.00
200V	15.00	100.00	0.59	14.07	43.50	-36.00
200V	15.00	145.00	0.15	35.06	9.30	-32.00
200V	15.00	145.00	0.16	40.26	9.20	-30.00
200V	15.00	215.00	0.00	38.10	0.10	-27.00
200V	15.00	215.00	0.00	40.27	0.50	-25.00

SEV 20**Cuadro 21.-** Datos de campo obtenidos del SEV 20.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	405.75	1.13	848.80	-22.00
12V	0.50	1.50	283.03	1.36	1307.90	-22.00
12V	0.50	2.00	243.77	1.79	1608.50	-23.00
12V	0.50	3.00	79.55	0.92	2371.40	-23.00
12V	0.50	4.50	28.60	0.72	2486.40	-23.00
12V	0.50	7.00	7.87	0.50	2402.70	-24.00
12V	0.50	10.00	2.94	0.51	1801.20	-24.00
12V	0.50	15.00	0.64	0.37	1237.60	-25.00
50V	4.50	15.00	44.18	1.58	1997.80	-61.00
50V	4.50	22.00	19.53	3.24	977.10	-59.00
50V	4.50	32.00	4.09	2.88	497.60	-57.00
50V	4.50	46.00	0.43	3.63	88.30	-53.00
100V	4.50	68.00	0.11	14.30	12.50	-52.00
100V	15.00	68.00	0.33	11.34	13.50	-86.00
200V	15.00	100.00	0.60	14.51	42.50	-83.00
200V	15.00	145.00	0.09	26.03	7.70	-82.00
200V	15.00	145.00	0.29	19.68	32.90	-81.00
200V	15.00	215.00	0.20	31.70	31.40	-80.00

SEV 21**Cuadro 22.-** Datos de campo obtenidos del SEV 21.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	345.18	1.22	668.40	-2.00
12V	0.50	1.50	161.22	1.14	890.70	-1.00
12V	0.50	2.00	108.79	1.14	1128.90	0.00
12V	0.50	3.00	51.10	0.82	1721.00	1.00
12V	0.50	4.50	39.84	1.29	1941.70	2.00
12V	0.50	7.00	8.08	0.68	1824.40	3.00
12V	0.50	10.00	3.15	0.71	1398.20	4.00
12V	0.50	15.00	0.80	0.73	772.60	5.00
12V	4.50	15.00	19.32	0.72	1905.30	-52.00
12V	4.50	22.00	7.54	0.84	1457.30	-47.00
12V	4.50	32.00	1.13	0.72	551.60	-45.00
50V	4.50	46.00	5.01	14.95	245.10	-43.00
50V	4.50	68.00	0.21	3.59	94.50	-38.00
50V	15.00	68.00	0.93	3.66	118.30	-38.00
100V	15.00	100.00	0.43	12.04	36.90	-37.00
200V	15.00	100.00	0.90	24.69	37.40	-37.00
200V	15.00	145.00	0.23	36.97	14.00	-36.00
200V	15.00	215.00	0.00	21.85	0.50	-35.00

SEV 22**Cuadro 23.-** Datos de campo obtenidos del SEV 22.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	570.75	1.05	1284.90	-9.00
12V	0.50	1.50	321.74	1.19	1701.30	-10.00
12V	0.50	2.00	209.00	1.18	2078.40	-10.00
12V	0.50	3.00	61.97	0.69	2482.90	-11.00
12V	0.50	4.50	37.35	0.92	2539.20	-11.00
12V	0.50	7.00	13.89	0.77	2761.00	-11.00
12V	0.50	10.00	7.06	0.81	2717.30	-11.00
12V	0.50	15.00	2.84	0.86	2344.80	-11.00
12V	4.50	15.00	33.37	0.85	2810.70	-19.00
12V	4.50	22.00	10.27	1.16	1428.00	-17.00
12V	4.50	32.00	1.67	0.88	664.90	-15.00
12V	4.50	46.00	0.34	0.90	277.80	-12.00
100V	4.50	46.00	3.11	8.17	279.30	-11.00
100V	4.50	68.00	0.80	17.18	74.80	-9.00
100V	15.00	68.00	3.02	17.25	80.80	-14.00
200V	15.00	100.00	1.09	21.88	51.00	-10.00
200V	15.00	145.00	0.38	32.61	25.40	-5.00
200V	15.00	210.00	0.03	13.85	10.60	-1.00

SEV 23**Cuadro 24.-** Datos de campo obtenidos del SEV 23.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	159.93	0.80	471.40	-4.00
12V	0.50	1.50	45.61	0.73	394.30	-3.00
12V	0.50	2.00	23.26	0.72	379.10	-3.00
12V	0.50	3.00	8.32	0.51	448.50	-3.00
12V	0.50	4.50	4.87	0.79	386.40	-3.00
12V	0.50	7.00	2.17	0.99	334.80	-3.00
12V	0.50	10.00	1.28	1.12	358.10	-3.00
12V	0.50	15.00	0.42	1.03	289.00	-3.00
12V	4.50	15.00	5.70	1.02	400.00	42.00
12V	4.50	22.00	1.29	0.82	254.80	41.00
12V	4.50	32.00	0.36	1.17	108.20	39.00
100V	4.50	32.00	2.98	9.88	105.80	39.00
100V	4.50	46.00	0.80	21.72	27.10	38.00
200V	4.50	68.00	0.34	88.16	6.20	36.00
200V	15.00	68.00	1.58	89.85	8.10	28.00
200V	15.00	100.00	0.17	54.42	3.30	22.00
200V	15.00	145.00	0.25	21.66	25.50	18.00
200V	15.00	215.00	0.14	35.83	19.70	15.00

SEV 24**Cuadro 25.-** Datos de campo obtenidos del SEV 24.

Voltaje inducido	MN (metros)	AB/2 (metros)	V (miliVolts)	I (mili Amperes)	ρ aparente (Ohm-m)	Sp
12V	0.50	1.00	212.43	0.34	1452.90	-48.00
12V	0.50	1.50	143.05	0.50	1781.60	-47.00
12V	0.50	2.00	66.36	0.46	1682.50	-46.00
12V	0.50	3.00	16.89	0.28	1674.80	-46.00
12V	0.50	4.50	5.25	0.45	731.20	-44.00
12V	0.50	7.00	0.56	0.29	300.40	-44.00
50V	0.50	10.00	0.40	0.81	156.20	-44.00
100V	0.50	10.00	1.60	2.83	178.00	-43.00
100V	0.50	15.00	0.85	5.00	121.10	-43.00
100V	4.50	15.00	13.64	5.04	193.50	-12.00
100V	4.50	22.00	5.26	5.35	159.30	-9.00
100V	4.50	32.00	0.89	3.10	101.60	-7.00
100V	4.50	46.00	0.56	6.20	67.20	-4.00
200V	4.50	46.00	1.16	12.71	67.00	-4.00
200V	4.50	68.00	0.33	9.36	57.10	-2.00
200V	15.00	68.00	0.82	9.73	39.10	6.00
200V	15.00	68.00	0.86	9.83	40.60	3.00
200V	15.00	100.00	0.21	17.22	13.00	0.00
200V	15.00	145.00	0.18	12.84	32.00	-2.00
200V	15.00	215.00	0.08	12.95	30.50	-4.00

3.1.3 Modelos de capas

Los datos fueron procesados por medio del software IPI2WIN en 1D el cual fue desarrollado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Moscú, Rusia. En seguida se muestra un ejemplo de los modelos de capas obtenidos (Figura 11) para cada sondeo en donde se aprecia la curva sintética en color rojo resultado de la inversión de los datos de campo y la curva de campo en color negro. La línea azul indica el modelo de capas generado. Los modelos de capas de todos los sondeos se presentan en el capítulo de Discusión donde se hace la interpretación de cada curva.

Nota: Debido a la escala que maneja el software IPI2WIN, el modelo de capas generado puede quedar fuera del gráfico en caso de que la profundidad a la que se encuentra alguna capa (layer) sea menor a 1m ya que la escala en el gráfico comienza a partir de 1m, la máxima resistividad del gráfico es 10,000 Ohm-m. El eje de las X corresponde a la abertura AB/2 y la profundidad de las capas dada en metros y el eje de las Y a la resistividad obtenida por la inversión de los datos en Ohm-m.

Las capas se presentan como: 1= 1^{er} capa, 2= 2^a capa, 3 = 3^a capa y 4 = 4^a capa. RMS= Root mean square (%), Alt.= Profundidad (metros), h= espesor de la capa (metros), d= profundidad acumulada (metros), ρ = resistividad real (Ohm-m).

SEV 22

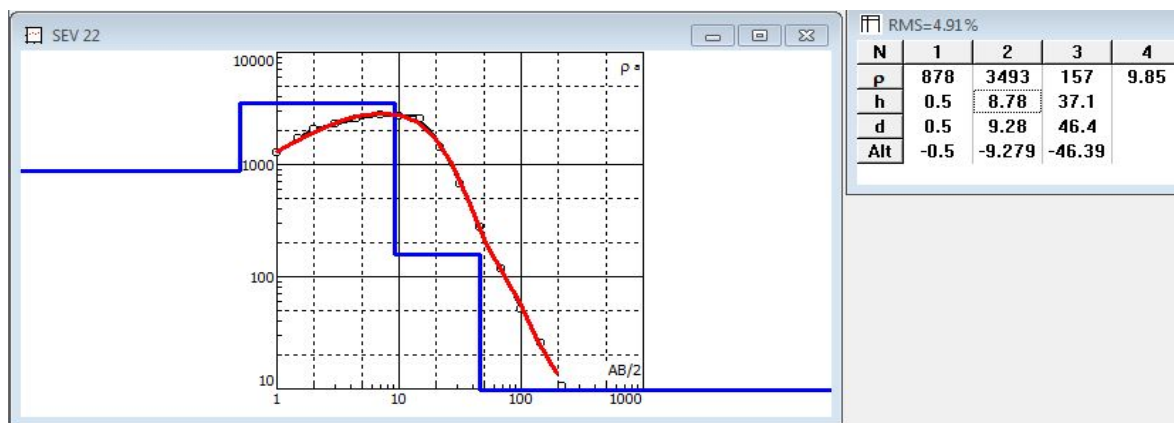


Figura 11.- Ejemplo del modelo de capa del sondeo eléctrico vertical 22. El eje de las X representa la distancia AB/2 y la profundidad de las capas en metros y eje de las Y es la resistividad real en Ohm-m.

3.2 Exploración física del área de estudio

Se localizaron 8 cenotes (Figura 12), de los cuales 3 Cenotes (Cenote C1 Costa, Cenote 3 y Cenote GC) fueron los que se consideraron de interés y en los que se tomaron las muestras de agua y los parámetros in-situ debido al fácil acceso. Los 5 restantes se recomiendan utilizarlos para trabajos posteriores en la zona como nivelación del nivel freático, obtención de la dirección de flujo y perfiles hidrogeoquímicos (Cenote 2, Cenote 5 y Cenote 6) así como las 2 cavernas encontradas (Cenote 4 y Cenote 1).



Figura 12.- Localización de cenotes y cavernas de fácil acceso en el área de estudio.

3.3 Geoquímica

Con el fin de tener un conocimiento previo de la conductividad del agua y la resistividad eléctrica esperada en el sistema acuífero, se tomaron mediciones parámetros in-situ (Cuadro 26 y Cuadro 27) en dos cenotes, uno localizado a 4.2 Km (Cenote GC) de la costa que reflejara la conductividad eléctrica del agua dulce y otro ubicado a 60 metros de la costa (Cenote C1-Costa) que reflejara una influencia del agua salada en la

conductividad eléctrica, para poder obtener una comparación de los contrastes de las resistividades esperadas por medio de la conductividad eléctrica (CE) para el sistema acuífero de la zona de estudio, en el cenote C1-Costa se tomaron muestras de agua para el análisis de iones (Cuadro 28), los resultados fueron los siguientes:

3.3.1 Medición de parámetros

Cuadro 26.- Parámetros fisicoquímicos obtenidos in-situ en el cenote GC.

ZONA:	Cenote GC 481821.08 E 2276303.33 N 16Q
Hora de Llegada:	9:13am/ 27 de Febrero de 2014
Clima	Soleado, poca nubosidad
Equipo	Multiparamétrico YSI600QS
Hora de Toma de Lectura	9:23am
Temperatura	26.20 °C
Conductividad	1.710mili Siemens/cm
Sólidos Disueltos Totales	1.110g/L
Salinidad	0.86 ppt
Oxígeno Disuelto	446 mg/L
pH	7.45
Potencial Óxido-Reducción	104.2
Observaciones:	No se pudo tomar muestra de agua debido a que había un cocodrilo y se corría el riesgo de dañar el equipo. De la superficie al nivel en que se tomó la lectura fueron 15m.

Cuadro 27.- Parámetros fisicoquímicos obtenidos in-situ en el cenote C1 Costa.

ZONA:	Cenote C1 Costa 486533.83 E 2274568.80 N 16Q
Hora de Llegada:	10:30am / 27 de Febrero de 2014
Clima	Soleado
Equipo	Multiparamétrico YSI600QS
Hora de Toma de Lectura	10:51am
Temperatura	25.88 °C
Conductividad	26.46 mili Siemens -> 26.5 mS/cm
Sólidos Disueltos Totales	17.2 g/L
Salinidad	16.15 ppt
Oxígeno Disuelto	4.12 mg/L
pH	7.38
Potencial Óxido-Reducción	114.7
Observaciones:	Se observaron peces de aproximadamente 30cm o más en el Cenote. Se recolectaron muestras de agua. El cenote se encuentra a 120m de la Costa.

Cuadro 28.- Iones obtenidos de la muestra de agua recolectada en el cenote C1 Costa.

IONES Cenote C1 Costa	RESULTADO
Cl⁻	0.04ppm
H₂S	0.1ppm
SO₄	143ppm
Ca⁺	66ppm

3.4 Ley de Archie

Ya que la mayoría de las rocas presentan conductividades eléctricas muy bajas, sus resistividades serían muy grandes y debido al hecho de que las rocas son comúnmente porosas y estos poros están llenos de fluidos; principalmente agua, es lo que les da una

conductividad eléctrica alta y una resistividad baja. Por medio de la conductividad de una muestra de agua y de los parámetros de la roca (porosidad, coeficiente de tortuosidad y exponente de cementación) podemos tener una idea de las resistividades esperadas en un medio acuífero (zona vadosa y zona no vadosa) por medio de la Ley de Archie. A continuación se presenta un ejemplo de la Ley de Archie aplicada a los resultados de las dos muestras de agua colectadas en la zona de estudio partiendo de la conductividad eléctrica de las muestras y de los parámetros promedio del índice de tortuosidad y exponente de cementación de la roca caliza presentada por diversos autores (Telford et al., 1990; Hassanzadeh-Azar et al., 2008; Glover, 2009).

$$\rho_0 = \rho_w a \phi^{-m} \quad \text{Ecuación 16}$$

donde:

ρ_0 = Resistividad del volumen completo de la roca (matriz y fluidos).

ρ_w = Resistividad de los poros con agua

a = Coeficiente de tortuosidad

ϕ = Porosidad (interconectada) de la roca

m = Exponente de cementación

σ_w = Conductividad del agua

En base a estos resultados (conductividad eléctrica, cuadro 26 y cuadro 27) se calculó la resistividad esperada por medio de la conductividad obtenida aplicando la ley de Archie:

Cenote GC

$$\sigma_w = 1.71 \frac{mS}{cm} \quad \text{Ecuación 17}$$

Paso 1: Convertir σ_w to ρ_w

$$\rho_w = \frac{1}{\sigma_w} = \frac{cm}{1.71mS} \left(\frac{1m}{100cm} \right) \left(\frac{1000mS}{1S} \right) = 5.8 \frac{m}{S}$$

$$\rho_w = 5.8 \Omega m$$

$$\frac{1}{\left(\frac{S}{m}\right)} = 1 \Omega m$$

$$\frac{1}{\left(\frac{S}{m}\right)} = \left(\frac{m}{S}\right) = \Omega m$$

$$\rho_o = \rho_w a \phi^{-m} = (5.8 \Omega m)(1.0)(0.23)^{-2}$$

$$\rho_o = 110 \Omega m$$

$\approx 100 \Omega m \rightarrow$ Valor aproximado obtenido para agua dulce

Cenote C1-Costa

$$\sigma_w = 26.5 \frac{mS}{cm}$$

Ecuación 18

$$\sigma_w = \frac{26.5 mS}{cm} \left(\frac{S}{1000 mS}\right) \left(\frac{100 cm}{1 m}\right) = 2.65 \frac{S}{m}$$

$$\rho_w = \frac{1}{\sigma_w} = \frac{1}{2.65 \frac{S}{m}} = 0.38 \Omega m$$

$$\rho_o = \rho_w a \phi^{-m} = (0.38 \Omega m)(1.0)(0.23)^{-2}$$

$$\rho_o = 7.2 \Omega m$$

$\approx 10 \Omega m \rightarrow$ Valor aproximado obtenido para interfase salina

Estos fueron los datos preliminares que se utilizaron para conocer las resistividades que se podrían encontrar en el sistema al realizar los SEV.

3.4.1 Perfil cenote GC

Para tener una idea más certera de un perfil completo de la conductividad eléctrica que reflejara el agua dulce y la interfase salina se procedió a obtener un perfil (Figura 13) en el

cenote GC (2276303.33 N, 481821.08 m E) (Cuadro 29) utilizando un Perfilador CTD modelo SBE 19Plus V2, obteniendo los siguientes resultados:

Cuadro 29.- Datos obtenidos con el perfilador CTD en el cenote GC.

PROFUNDIDAD (m)	CONDUCTIVIDAD mS/cm	SALINIDAD PSU	TEMPERATURA °C
0.00	2.17	1.03	28.50
1.00	2.20	1.04	28.56
2.00	2.19	1.04	28.57
3.00	2.18	1.03	28.54
4.00	2.18	1.03	28.51
5.00	2.18	1.03	28.50
6.00	2.18	1.04	28.43
7.00	2.20	1.05	28.37
8.00	2.20	1.06	28.12
9.00	2.19	1.06	27.51
10.00	2.17	1.06	27.04
11.00	2.13	1.05	26.69
12.00	2.13	1.05	26.64
13.00	2.13	1.05	26.62
14.33	2.37	1.17	26.62
14.41	2.70	1.35	26.64
14.50	2.89	1.45	26.66
14.58	3.33	1.68	26.68
14.65	3.81	1.93	26.71
14.71	4.24	2.17	26.74
14.75	4.57	2.35	26.74
14.82	4.86	2.51	26.73
14.90	5.49	2.85	26.72
14.99	6.29	3.30	26.70
15.06	7.31	3.88	26.68

15.13	8.43	4.52	26.65
15.21	9.72	5.27	26.62
15.31	11.31	6.21	26.58
15.38	12.98	7.21	26.55
15.45	14.56	8.17	26.51
15.52	15.88	8.98	26.47
15.59	17.20	9.80	26.44
15.65	18.35	10.52	26.40
15.69	19.38	11.17	26.37
15.72	19.94	11.53	26.35
15.76	20.38	11.81	26.33
15.81	21.29	12.40	26.32
15.87	22.27	13.02	26.30
15.95	23.13	13.58	26.28
16.05	24.34	14.36	26.26
16.14	25.68	15.24	26.24
16.23	27.03	16.13	26.21
16.30	28.07	16.82	26.19
16.37	29.06	17.48	26.16
16.44	29.95	18.08	26.14
16.52	30.82	18.67	26.11
16.59	31.57	19.18	26.09
16.66	32.20	19.61	26.07
16.72	32.84	20.05	26.06
16.79	33.40	20.43	26.04
16.88	34.05	20.88	26.02
16.97	34.76	21.37	26.00
17.03	35.39	21.80	25.98
17.08	35.83	22.11	25.97
17.15	36.16	22.34	25.95
17.20	36.54	22.61	25.94

17.25	36.94	22.90	25.92
17.28	37.09	23.00	25.91
17.33	37.36	23.19	25.90
17.38	37.59	23.36	25.89
17.42	37.85	23.54	25.88
17.43	37.95	23.61	25.87
17.46	38.03	23.67	25.86
17.48	38.13	23.75	25.86
17.50	38.28	23.85	25.85
17.53	38.37	23.92	25.85
17.57	38.49	24.00	25.84
17.62	38.61	24.09	25.84
17.68	38.79	24.21	25.83
17.73	38.93	24.32	25.83
17.76	39.02	24.38	25.82
17.79	39.09	24.44	25.81
17.82	39.17	24.49	25.80
17.86	39.22	24.54	25.79
17.90	39.28	24.58	25.78
17.94	39.34	24.62	25.78
17.98	39.40	24.67	25.78
18.00	39.55	24.81	25.71
19.00	39.05	24.51	25.61

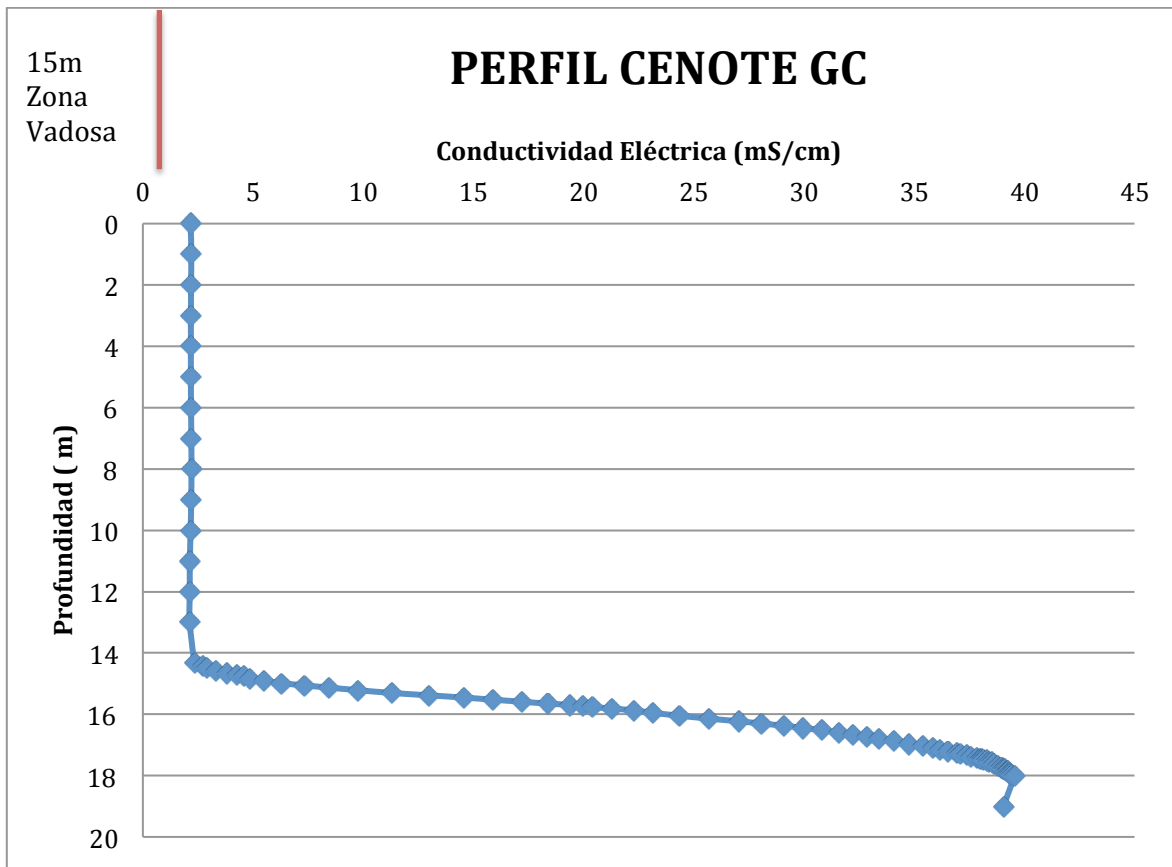


Figura 13.- Perfil de conductividad eléctrica del cenote GC (16 Q, 2276303 N, 481821 m E).

3.4.2 Ley de Archie aplicada al cenote GC

Una vez obtenido el perfil completo de la conductividad eléctrica en el cual se aprecia claramente la interfase salina, se procedió a aplicar la Ley de Archie (Cuadro 31, Cuadro 32 y Anexo 1) para obtener las resistividades del sistema acuífero y con ello hacer una interpretación más aproximada de los datos obtenidos por medio de la geofísica. De acuerdo a referencias bibliográficas se tomó en cuenta un exponente de cementación de 2 para rocas calizas y un coeficiente de tortuosidad de 1. Los valores de porosidad varían mucho en rocas calizas, y de acuerdo a las referencias de porosidad encontradas para la Península de Yucatán (Cuadro 30) también tiene un amplio rango de variación, por lo que se decidió aplicar la ley de Archie con distintos porcentajes de porosidad para ver la influencia que tenía altos y bajos porcentajes aplicados a la fórmula, a continuación se presentan los datos obtenidos para porcentajes de 5, 15, 23, 35, 45 y 60.

Cuadro 30.- Porcentaje (%) de porosidad encontrado para rocas carbonatadas por diversos autores.

POROSIDAD %	AUTOR	ROCA-ÁREA
3 - 57, ~27	Price y Herman, 1991	Caliza, Mallorca, España
17 - 43, ~29	Wicks et al., in press.	Caliza, Florida
20 - 60	Stoessel et al., 1989	Caliza, Península de Yucatán
29 - 50	Harris, 1984	Carbonatos
14 - 23	Harris, 1984	Carbonatos cementados
< 5 - >40	González Herrera, 1984	Calizas, Mérida
5 a 50	Freeze y Cherry, 1979	Caliza Karstica
0 - 20	Freeze y Cherry, 1979	Caliza, Dolomita
1 - 30	(Archie, 1952; Murray, 1960; Manger, 1963; Davis, 1969)	Calizas y Dolomitas general

Ley de Archie

$$\rho_0 = \rho_w a \phi^{-m}$$

Ecuación 19

donde:

ρ_0 = Resistividad del volumen completo de la roca (matriz y fluidos).

ρ_w = Resistividad de los poros con agua

a = Coeficiente de tortuosidad

ϕ = Porosidad (interconectada) de la roca

m = Exponente de cementación

σ_w = Conductividad del agua

3.4.3 Ley de Archie aplicada con una porosidad del 5%

Cuadro 31.- Ley de Archie aplicada al perfil de conductividad eléctrica obtenido en el cenote GC tomando una porosidad del 5%.

		a =	1	
		$\phi =$	0.05	
		m =	2	
		$\frac{mS}{cm} \rightarrow \frac{S}{m}$	Convertir σ_w a ρ_w	Ley de Archie
PROFUNDIDAD	Conductividad mS/cm σ_w	$\sigma_w \left(\frac{1S}{1000mS} \right)^*$ $\left(\frac{100cm}{1m} \right)$	$\rho_w = \frac{1}{\sigma_w}$	$\rho_0 = \rho_w a \phi^{-m}$
0.00	2.17	0.22	4.60	1841.60
1.00	2.20	0.22	4.55	1821.07
2.00	2.19	0.22	4.57	1829.98
3.00	2.18	0.22	4.59	1835.33
4.00	2.18	0.22	4.59	1837.34
5.00	2.18	0.22	4.59	1836.97
6.00	2.18	0.22	4.58	1830.88
7.00	2.20	0.22	4.55	1818.82
8.00	2.20	0.22	4.54	1814.14
9.00	2.19	0.22	4.56	1822.79
10.00	2.17	0.22	4.62	1846.21
11.00	2.13	0.21	4.69	1877.67
12.00	2.13	0.21	4.70	1880.28
13.00	2.13	0.21	4.70	1880.29
14.33	2.37	0.24	4.23	1690.58
14.41	2.70	0.27	3.70	1479.51
14.50	2.89	0.29	3.46	1382.39
14.58	3.33	0.33	3.00	1201.48
14.65	3.81	0.38	2.63	1051.05
14.71	4.24	0.42	2.36	943.02

14.75	4.57	0.46	2.19	875.60
14.82	4.86	0.49	2.06	822.61
14.90	5.49	0.55	1.82	728.31
14.99	6.29	0.63	1.59	635.57
15.06	7.31	0.73	1.37	546.93
15.13	8.43	0.84	1.19	474.41
15.21	9.72	0.97	1.03	411.39
15.31	11.31	1.13	0.88	353.79
15.38	12.98	1.30	0.77	308.22
15.45	14.56	1.46	0.69	274.80
15.52	15.88	1.59	0.63	251.88
15.59	17.20	1.72	0.58	232.59
15.65	18.35	1.83	0.54	217.99
15.69	19.38	1.94	0.52	206.45
15.72	19.94	1.99	0.50	200.59
15.76	20.38	2.04	0.49	196.31
15.81	21.29	2.13	0.47	187.89
15.87	22.27	2.23	0.45	179.63
15.95	23.13	2.31	0.43	172.96
16.05	24.34	2.43	0.41	164.34
16.14	25.68	2.57	0.39	155.75
16.23	27.03	2.70	0.37	148.00
16.30	28.07	2.81	0.36	142.52
16.37	29.06	2.91	0.34	137.65
16.44	29.95	3.00	0.33	133.54
16.52	30.82	3.08	0.32	129.79
16.59	31.57	3.16	0.32	126.69
16.66	32.20	3.22	0.31	124.21
16.72	32.84	3.28	0.30	121.80
16.79	33.40	3.34	0.30	119.75
16.88	34.05	3.41	0.29	117.47

16.97	34.76	3.48	0.29	115.07
17.03	35.39	3.54	0.28	113.04
17.08	35.83	3.58	0.28	111.64
17.15	36.16	3.62	0.28	110.63
17.20	36.54	3.65	0.27	109.47
17.25	36.94	3.69	0.27	108.28
17.28	37.09	3.71	0.27	107.85
17.33	37.36	3.74	0.27	107.08
17.38	37.59	3.76	0.27	106.42
17.42	37.85	3.78	0.26	105.69
17.43	37.95	3.79	0.26	105.41
17.46	38.03	3.80	0.26	105.18
17.48	38.13	3.81	0.26	104.90
17.50	38.28	3.83	0.26	104.50
17.53	38.37	3.84	0.26	104.25
17.57	38.49	3.85	0.26	103.93
17.62	38.61	3.86	0.26	103.60
17.68	38.79	3.88	0.26	103.13
17.73	38.93	3.89	0.26	102.74
17.76	39.02	3.90	0.26	102.50
17.79	39.09	3.91	0.26	102.32
17.82	39.17	3.92	0.26	102.13
17.86	39.22	3.92	0.25	101.99
17.90	39.28	3.93	0.25	101.84
17.94	39.34	3.93	0.25	101.68
17.98	39.40	3.94	0.25	101.53
18.00	39.55	3.96	0.25	101.14
19.00	39.05	3.91	0.26	102.43

3.4.4 Ley de Archie aplicada con una porosidad de 60%

Cuadro 32.- Ley de Archie aplicada al perfil de conductividad eléctrica obtenida en el cenote GC tomando una porosidad del 60%.

		a =	1	
		$\emptyset =$	0.6	
		m =	2	
		mS/cm -> S/m	Convertir σ_w a ρ_w	Ley de Archie
PROFUNDIDAD	Conductividad mS/cm σ_w	$\sigma_w \left(\frac{1S}{1000mS} \right)^*$ $\left(\frac{100cm}{1m} \right)$	$\rho_w = 1/\sigma_w$	$\rho_0 = \rho_w a \phi^{-m}$
0.00	2.17	0.22	4.60	12.79
1.00	2.20	0.22	4.55	12.65
2.00	2.19	0.22	4.57	12.71
3.00	2.18	0.22	4.59	12.75
4.00	2.18	0.22	4.59	12.76
5.00	2.18	0.22	4.59	12.76
6.00	2.18	0.22	4.58	12.71
7.00	2.20	0.22	4.55	12.63
8.00	2.20	0.22	4.54	12.60
9.00	2.19	0.22	4.56	12.66
10.00	2.17	0.22	4.62	12.82
11.00	2.13	0.21	4.69	13.04
12.00	2.13	0.21	4.70	13.06
13.00	2.13	0.21	4.70	13.06
14.33	2.37	0.24	4.23	11.74
14.41	2.70	0.27	3.70	10.27
14.50	2.89	0.29	3.46	9.60
14.58	3.33	0.33	3.00	8.34
14.65	3.81	0.38	2.63	7.30
14.71	4.24	0.42	2.36	6.55
14.75	4.57	0.46	2.19	6.08

14.82	4.86	0.49	2.06	5.71
14.90	5.49	0.55	1.82	5.06
14.99	6.29	0.63	1.59	4.41
15.06	7.31	0.73	1.37	3.80
15.13	8.43	0.84	1.19	3.29
15.21	9.72	0.97	1.03	2.86
15.31	11.31	1.13	0.88	2.46
15.38	12.98	1.30	0.77	2.14
15.45	14.56	1.46	0.69	1.91
15.52	15.88	1.59	0.63	1.75
15.59	17.20	1.72	0.58	1.62
15.65	18.35	1.83	0.54	1.51
15.69	19.38	1.94	0.52	1.43
15.72	19.94	1.99	0.50	1.39
15.76	20.38	2.04	0.49	1.36
15.81	21.29	2.13	0.47	1.30
15.87	22.27	2.23	0.45	1.25
15.95	23.13	2.31	0.43	1.20
16.05	24.34	2.43	0.41	1.14
16.14	25.68	2.57	0.39	1.08
16.23	27.03	2.70	0.37	1.03
16.30	28.07	2.81	0.36	0.99
16.37	29.06	2.91	0.34	0.96
16.44	29.95	3.00	0.33	0.93
16.52	30.82	3.08	0.32	0.90
16.59	31.57	3.16	0.32	0.88
16.66	32.20	3.22	0.31	0.86
16.72	32.84	3.28	0.30	0.85
16.79	33.40	3.34	0.30	0.83
16.88	34.05	3.41	0.29	0.82
16.97	34.76	3.48	0.29	0.80

17.03	35.39	3.54	0.28	0.78
17.08	35.83	3.58	0.28	0.78
17.15	36.16	3.62	0.28	0.77
17.20	36.54	3.65	0.27	0.76
17.25	36.94	3.69	0.27	0.75
17.28	37.09	3.71	0.27	0.75
17.33	37.36	3.74	0.27	0.74
17.38	37.59	3.76	0.27	0.74
17.42	37.85	3.78	0.26	0.73
17.43	37.95	3.79	0.26	0.73
17.46	38.03	3.80	0.26	0.73
17.48	38.13	3.81	0.26	0.73
17.50	38.28	3.83	0.26	0.73
17.53	38.37	3.84	0.26	0.72
17.57	38.49	3.85	0.26	0.72
17.62	38.61	3.86	0.26	0.72
17.68	38.79	3.88	0.26	0.72
17.73	38.93	3.89	0.26	0.71
17.76	39.02	3.90	0.26	0.71
17.79	39.09	3.91	0.26	0.71
17.82	39.17	3.92	0.26	0.71
17.86	39.22	3.92	0.25	0.71
17.90	39.28	3.93	0.25	0.71
17.94	39.34	3.93	0.25	0.71
17.98	39.40	3.94	0.25	0.71
18.00	39.55	3.96	0.25	0.70
19.00	39.05	3.91	0.26	0.71

3.5 Comparación de conductividad eléctrica y temperatura respecto a la profundidad en el cenote GC

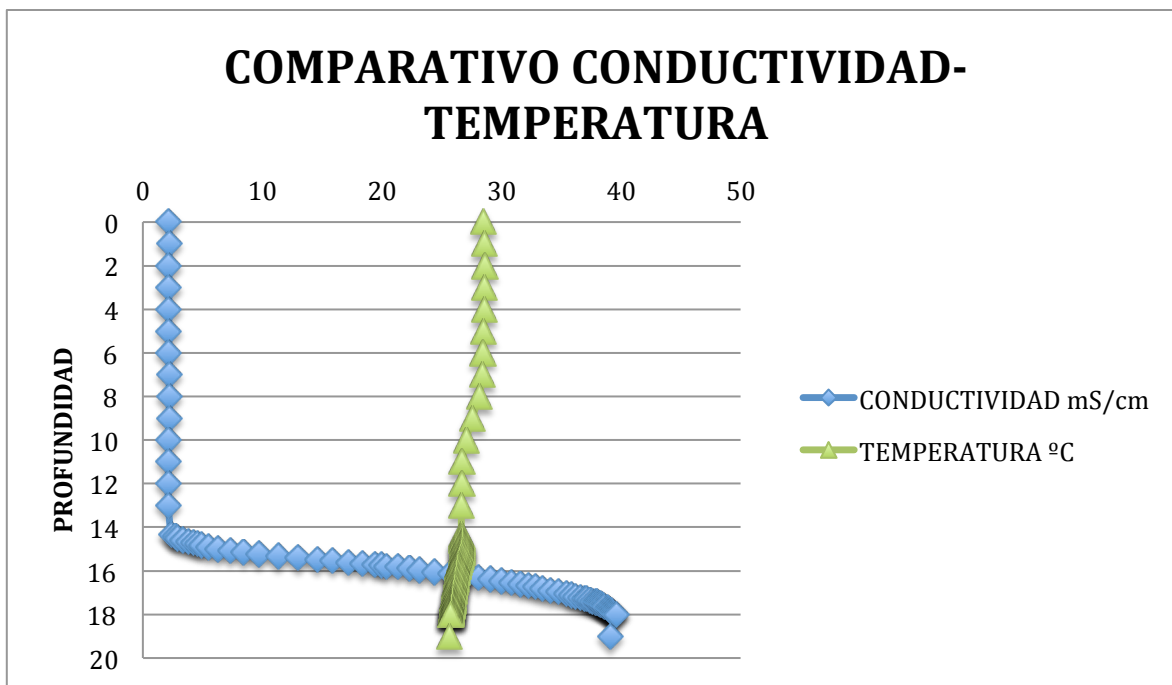


Figura 14.- Perfil comparativo de temperatura y conductividad eléctrica del cenote GC (16 Q, 2276303 N, 481821 E).

Por medio de este perfil (Figura 14) se puede apreciar claramente que conforme aumenta la profundidad la temperatura va disminuyendo gradualmente en el cenote, la temperatura se mantiene constante durante los primeros 8 metros donde posteriormente comienza a descender gradualmente conforme a la profundidad.

4. DISCUSIÓN

4.1 Modelos de capas

Los datos de campo de cada uno de los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) fueron procesados por medio del software IPI2WIN en 1D el cual fue desarrollado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Moscú, Rusia. A continuación se presenta el modelo de capas de cada sondeo eléctrico vertical con su respectiva interpretación de las resistividades reales obtenidas por medio de la inversión de las resistividades aparentes en el software IPI2WIN. En cada imagen se aprecia la curva sintética en color rojo resultado de la inversión de los datos de campo y la curva de campo en color negro. La línea azul indica el modelo de capas generado. Para éste trabajo se nombrará como resistividades reales a aquellas resistividades obtenidas de la inversión de las resistividades aparentes en campo por medio del software IPI2WIN.

4.1.1 Sección paralela a la costa (SO-NE)

SEV 1

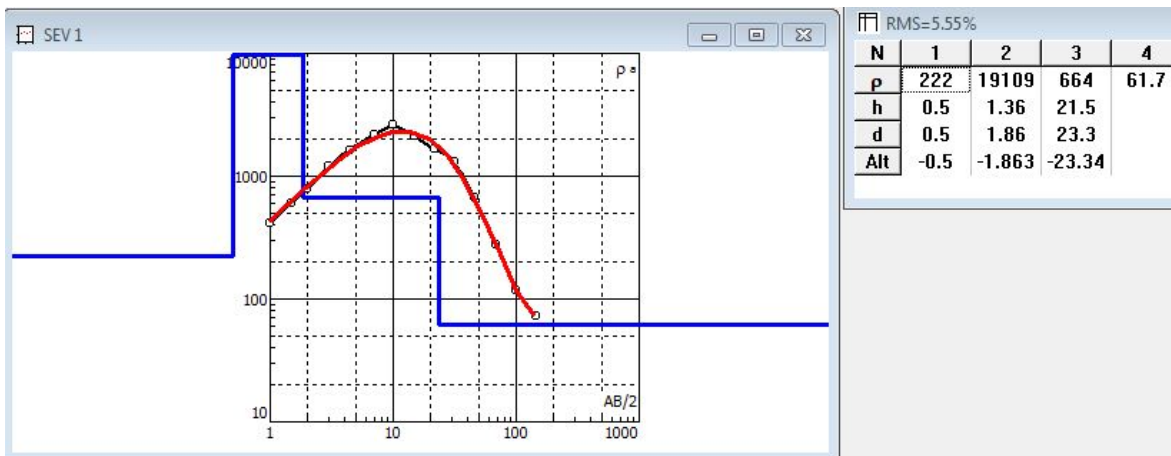


Figura 15.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 1.

En el SEV1 de acuerdo al mejor modelo (Figura 15) se encontraron 4 capas. La primera con una resistividad de 222 Ohm-m correspondiente a la capa de suelo menor a 0.5m de espesor. La siguiente es una capa altamente resistiva, 19109 Ohm-m probablemente roca caliza compactada con un espesor aproximado de 1.4 m . Debajo de

ella una capa con una resistividad de 664 Ohm-m de 21m de espesor. Por último una capa de 61.7 Ohm-m localizada a 23 m de profundidad donde probablemente comienza el nivel freático.

SEV 2

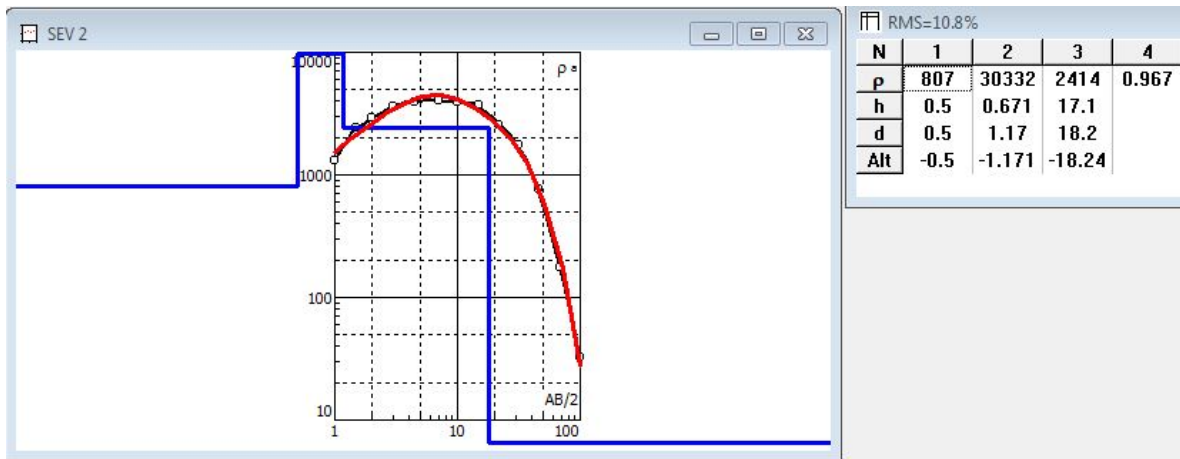


Figura 16.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 2.

De acuerdo con el mejor modelo (Figura 16), en el SEV2 se encontraron 4 capas. La primera con una resistividad de 807 Ohm-m y un espesor menor a 0.5m correspondiente probablemente al suelo y roca caliza intemperizada. La siguiente capa con una alta resistividad de 30332 Ohm-m y un espesor aproximado de 0.6m correspondiente a roca caliza compactada o a un posible conducto lleno de aire que produjo esta alta resistividad. Debajo de la misma se encuentra una capa con una resistividad de 2414 Ohm-m con un espesor de 16.8m correspondiente a roca caliza con presencia de conductos de disolución llenos de aire. La última capa localizada a 18m de profundidad con una resistividad de 0.9 Ohm-m, que por la resistividad probablemente correspondería a agua salina o bien una capa de material arcilloso localizado a esa profundidad, es necesario realizar una verificación directa para comprobarlo (pozo exploratorio) ya que es muy somero para ser agua salina por su lejanía de la costa.

SEV 3

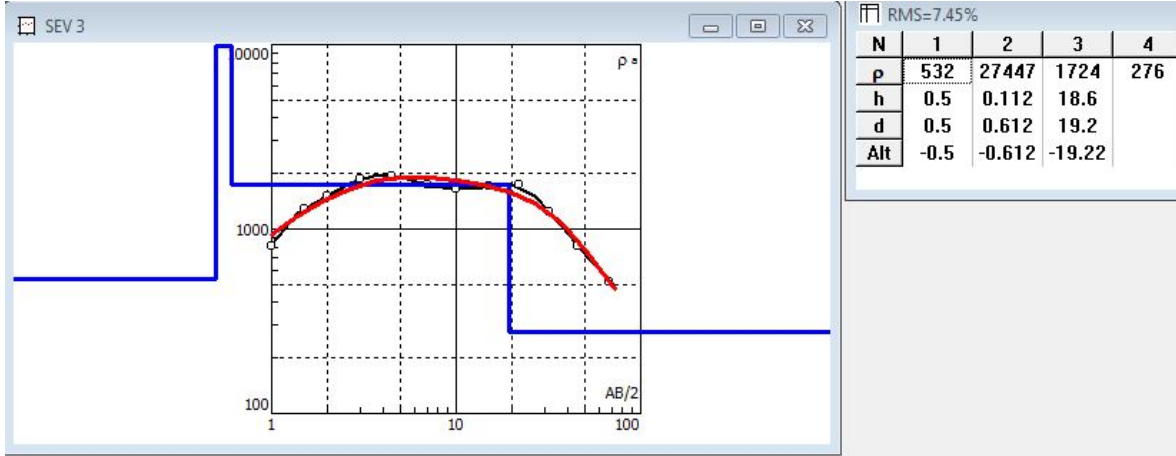


Figura 17.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 3.

En el SEV 3 el mejor modelo (Figura 17) resultó en cuatro capas. La primera con una resistividad de 532 Ohm-m correspondiente al suelo o caliza fragmentada con un espesor menor a 0.5m. La siguiente capa con una resistividad de 27447 Ohm-m y un espesor aproximado de 0.1m correspondiente probablemente a roca caliza compactada. Debajo de ella se presenta una capa con una resistividad de 1724 Ohm-m la cual probablemente roca caliza intemperizada. La última con una resistividad de 276 Ohm-m a una profundidad de 19m donde probablemente comience el nivel freático.

SEV 4

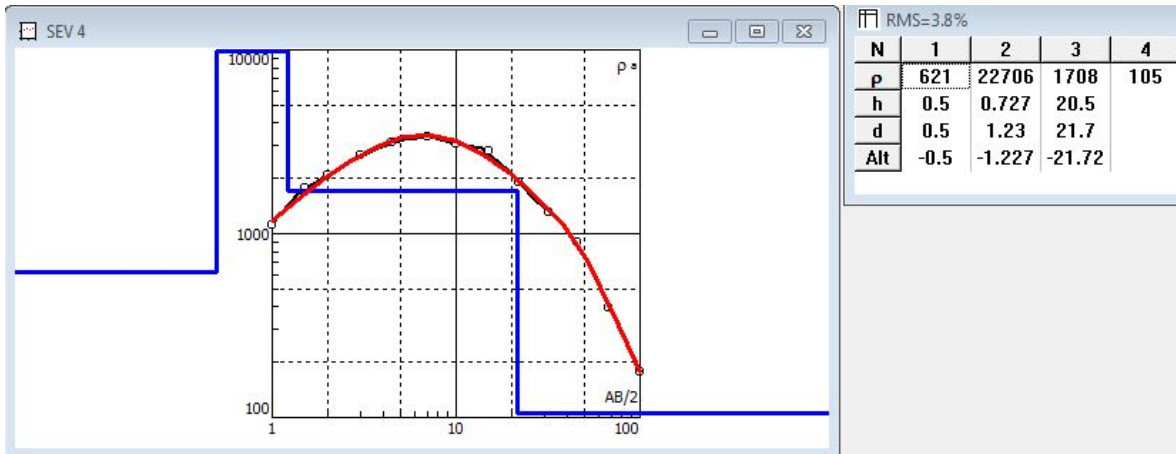


Figura 18.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 4.

El mejor modelo (Figura 18) para el SEV4 consta de cuatro capas. La primera con una resistividad de 621 Ohm-m correspondiente a roca caliza intemperizada o suelo con un espesor menor a 0.5m. La segunda con una alta resistividad de 22706 Ohm-m y un espesor aproximado de 0.7m correspondiente probablemente a roca caliza compactada. Debajo de ella una capa con una resistividad de 1708 Ohm-m correspondiente probablemente a material de relleno o roca caliza fragmentada. La última capa de 105 Ohm-m a una profundidad de 21m donde probablemente comience el nivel freático.

SEV 5

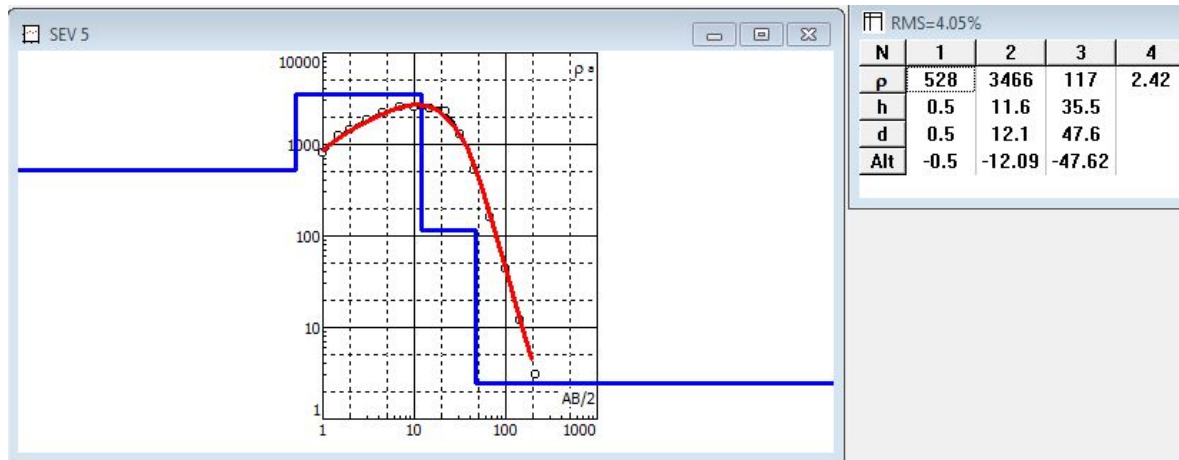


Figura 19.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 5.

El mejor modelo (Figura 19) para el SEV 5 fue aquél con 4 capas. La primera capa cuenta con una resistividad de 528 Ohm-m con un espesor menor a 0.5m correspondiente al suelo o roca caliza intemperizada. La siguiente capa con una resistividad alta de 3466 Ohm-m correspondiente a roca caliza compactada con posibles conductos de disolución y cuenta con un espesor aproximado de 11.6m. Debajo de ella una capa con una resistividad de 117 Ohm-m localizada a una profundidad de 12m y que podría corresponder al nivel freático en conductos. La última capa con una resistividad de 2.42 Ohm-m la cual probablemente sea la interfase salina localizada a una profundidad de 47.6m.

SEV 6

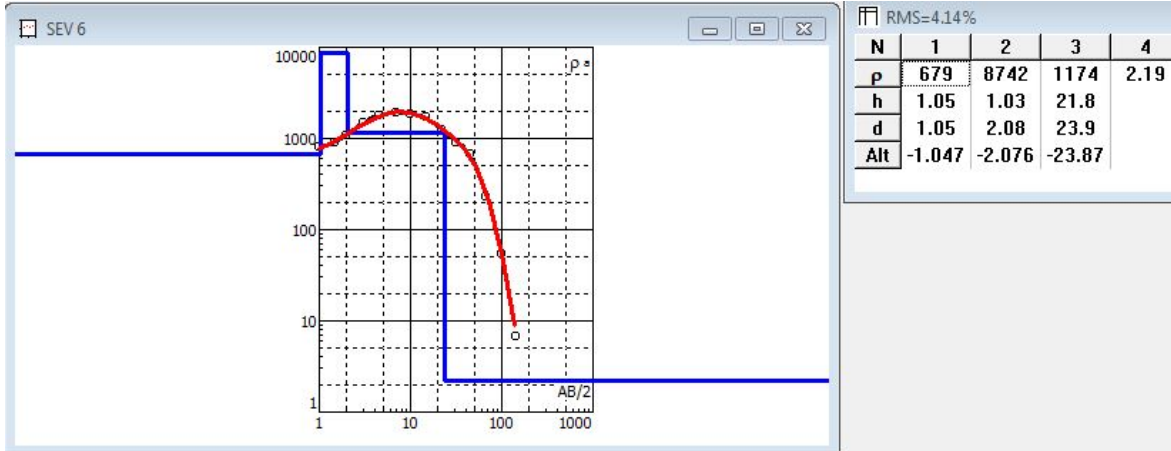


Figura 20.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 6.

El mejor modelo (Figura 20) para el SEV6 fue aquél que resultó con 4 capas. Siendo la primera con una resistividad de 679 Ohm-m correspondiente a roca caliza intemperizada con un espesor aproximado de 1m. Debajo de la misma una capa con una resistividad alta de 8742 Ohm-m correspondiente a roca caliza compactada con un espesor aproximado de 1m. La tercera capa con una baja resistividad de 1174 Ohm-m la cual podría corresponder a roca caliza intemperizada con presencia de conductos con un espesor aproximado de 21m. La última capa localizada a 23m de profundidad con una resistividad de 2.1 Ohm-m que podría corresponder a agua salada-interfase salina pero que por la profundidad y la lejanía de la costa es poco probable, así como también podría ser una capa de material arcilloso localizado a esa profundidad, es necesario comprobar esto con un método directo (pozo de exploración).

SEV 7

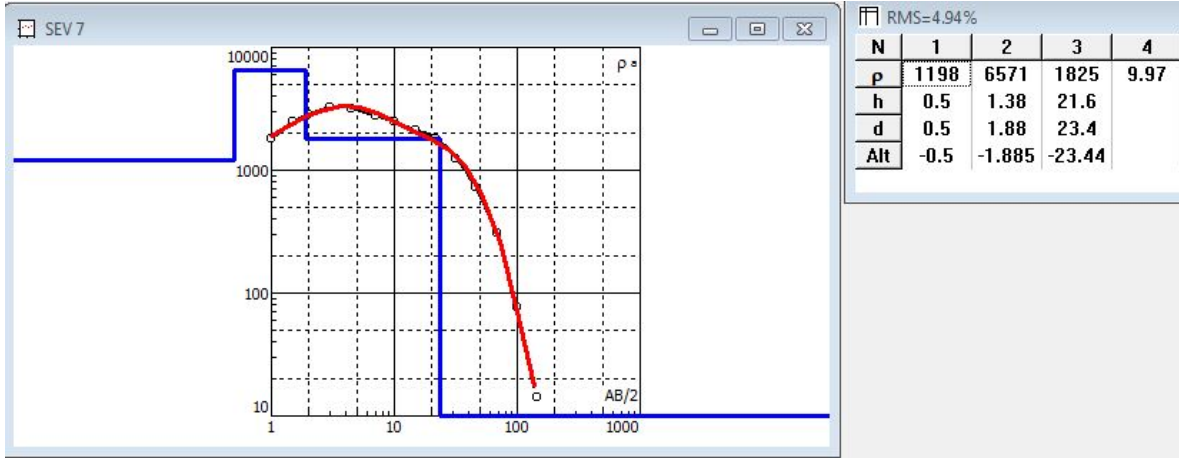


Figura 21.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 7.

El mejor modelo (Figura 21) de capas para el SEV7 fue aquél en el que se obtuvieron 4 capas. La primera con una resistividad de 1198 Ohm-m y un espesor menor a 0.5m correspondiente a roca caliza intemperizada. La segunda capa con una alta resistividad de 6571 Ohm-m y un espesor aproximado de 1.38m correspondiente probablemente a roca caliza compactada. La tercera capa con una resistividad de 1825 Ohm-m corresponde probablemente a roca caliza con presencia de conductos de disolución o roca caliza fragmentada. La última capa con una resistividad de 9.97 Ohm-m que por la lejanía de la costa y la profundidad podría corresponder al nivel freático.

4.1.2 Sección principal perpendicular a la costa (SE-NO)

SEV 23

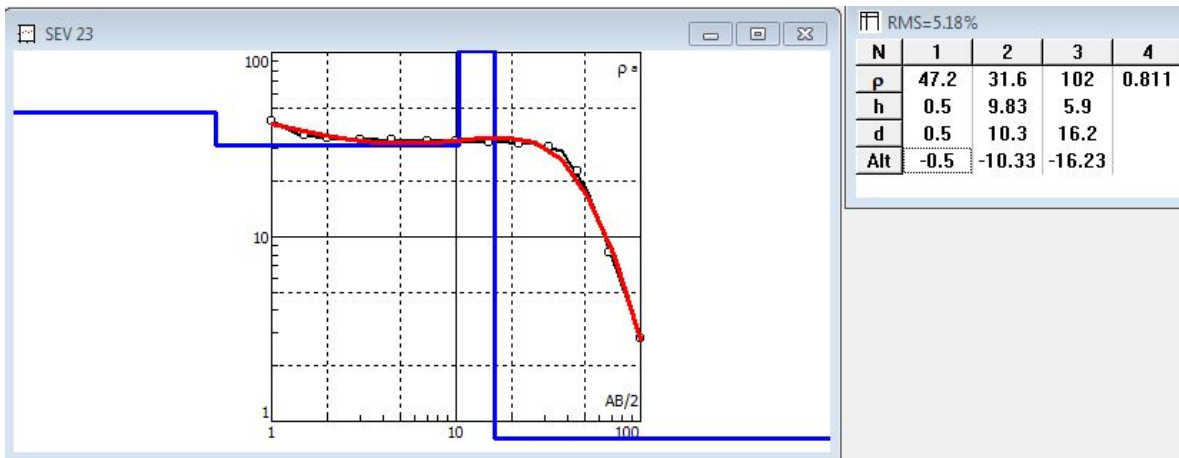


Figura 22.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 23.

El mejor modelo (Figura 22) para el SEV 23 fue aquél que consta de 4 capas. Siendo la primera con una resistividad de 47.2 Ohm-m y la segunda con una resistividad de 31.6 Ohm-m donde por la verificación directa en campo podría corresponder a una misma capa de material de relleno y depósitos de litoral húmedos debido a la lluvia presentada ese día. La siguiente capa con una resistividad de 131.6 Ohm-m con un espesor de 5.9 Ohm-m y localizada a una profundidad de 10.3m correspondiente al nivel freático. La última capa con una resistividad de 0.8 Ohm-m que corresponde al agua salada, lo cual es muy probable ya que éste sondeo se realizó a 400m de la costa aproximadamente.

SEV 24

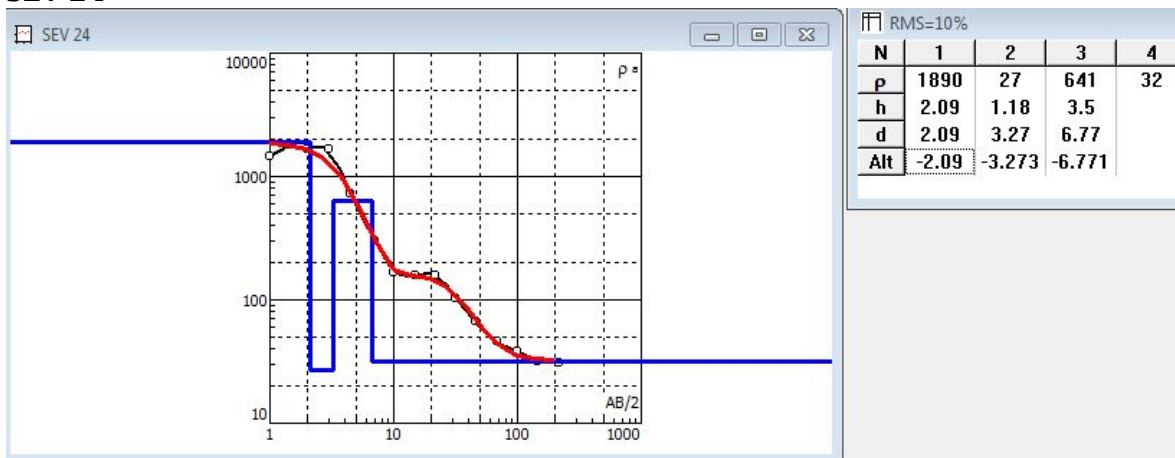


Figura 23.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 24.

El mejor modelo (Figura 23) para el SEV24 fue aquél en el que se obtuvieron 4 capa. Siendo la primera con una resistividad de 1890 Ohm-m y un espesor de aproximadamente 2 m correspondiente a roca caliza intemperizada y material de relleno por lo observado en campo. La segunda capa con una resistividad de 27 Ohm-m correspondiente a material de relleno húmedo con un espesor de 2m, la siguiente capa con una resistividad de 641 Ohm-m con 3.5m de espesor. La última capa con una resistividad de 32 Ohm-m localizada a una profundidad de 6.7m; cabe mencionar que en esta zona se observó un espesor de material de relleno en la superficie de aproximadamente 2-3m lo que pudo influir en las lecturas debido que la corriente no haya penetrado tan profundo como se requería, aunado a ello el equipo tuvo una falla después de realizar este sondeo.

SEV 18

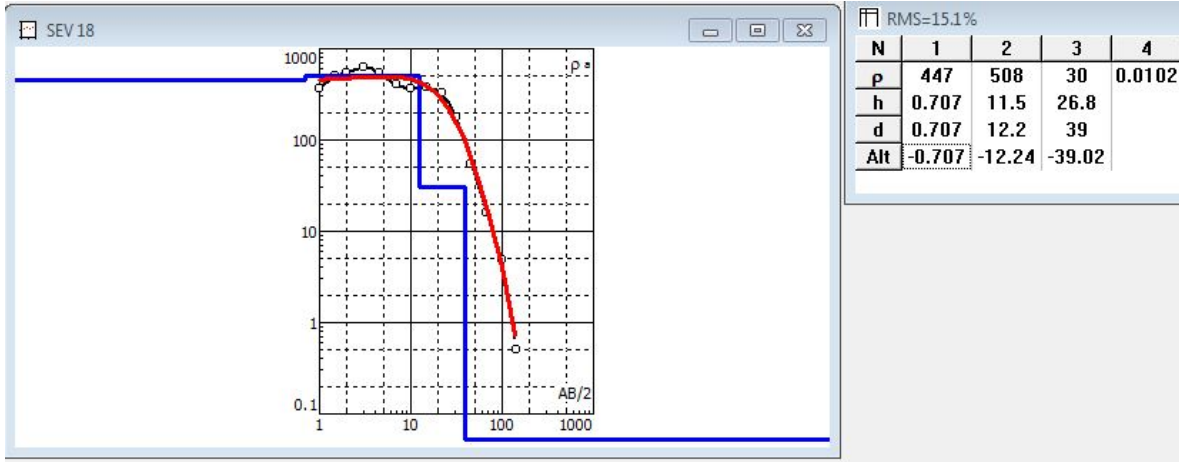


Figura 24.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 18.

El mejor modelo (Figura 24) de capas para el SEV18 es aquel que consta de 4 capas. La primera con una resistividad de 447 Ohm-m y la segunda capa con una resistividad de 508 Ohm-m podrían interpretarse de la misma manera correspondiendo a roca caliza fracturada con un espesor aproximado de 12m. La tercera capa con una resistividad de 30 Ohm-m localizada a 12m de profundidad y que podría corresponder al nivel freático con un espesor de la capa de 26.8m. La última capa localizada a 39m de profundidad con una resistividad de 0.01 Ohm-m correspondiente a agua salada.

SEV 17

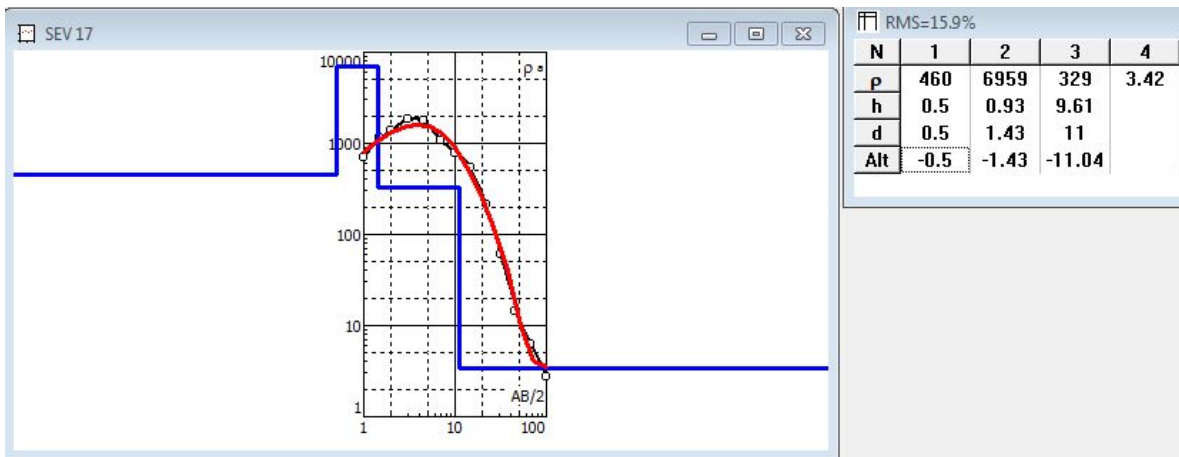


Figura 25.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 17.

El mejor modelo (Figura 25) de capas para el SEV17 fue aquél en el que se tienen 4 capas. Siendo la primera con una resistividad de 460 Ohm-m y un espesor menor a 0.5m correspondiente a roca caliza fragmentada o suelo. La segunda capa con una resistividad de 6959 Ohm-m correspondiente a roca caliza compactada con un espesor de 0.9m. La tercera capa con una resistividad de 329 Ohm-m localizada a 1.4m de profundidad que podría ser por material húmedo. La última capa localizada a 11 metros de profundidad con una resistividad de 3.4 Ohm-m y un espesor de 9.6m podría corresponder a material de roca fragmentada saturada de agua con gran concentración de sales.

SEV 16

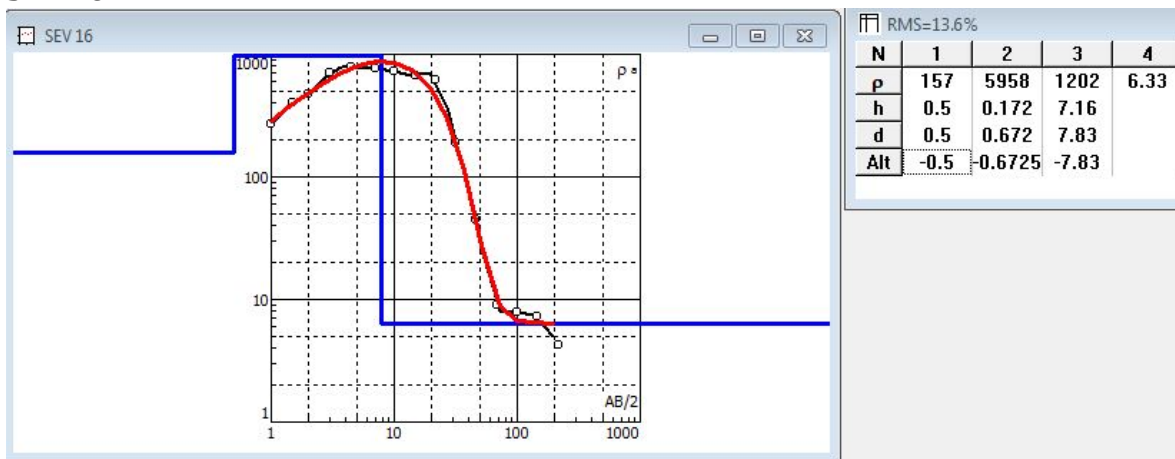


Figura 26.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 16.

El mejor modelo (Figura 26) de capas para el SEV16 fue aquél que resultó en cuatro capas. Siendo la primera con una resistividad de 157 Ohm-m con un espesor aproximado de 0.5m correspondiente probablemente al suelo con gran porcentaje de humedad y/o roca intemperizada húmeda. La segunda capa tiene una resistividad de 5958 Ohm-m que podría ser una pequeña capa de roca caliza compactada, la tercera capa con una resistividad de 1202 Ohm-m y que podría ser roca caliza intemperizada. La resistividad de la segunda capa probablemente influyó en la penetración de la corriente eléctrica, obteniéndose una cuarta capa con una resistividad muy baja de 6.43 Ohm-m a 7 m de profundidad lo cual es confuso interpretar debido a que está muy somero para tomarlo como la interfase salina y contiene una resistividad muy baja para ser agua dulce. Cabe destacar que en este sondeo no se logra ver una resistividad agua dulce.

SEV 15



Figura 27.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 15.

El mejor modelo (Figura 27) de capas para el SEV15 fue aquél que resultó en cuatro capas. Siendo la primera con una resistividad alta de 1014 Ohm-m y un espesor de 0.5m correspondiente a roca caliza intemperizada. Una segunda capa con una resistividad de 1488 Ohm-m en la cual la primera capa y la segunda podrían interpretarse de la misma manera como roca caliza intemperizada con presencia de conductos de disolución y un espesor total de 9.9m. La tercera capa con una resistividad de 37.8 Ohm-m localizada a 10.4m de profundidad correspondiente al nivel freático y la cuarta capa localizada a 53m de profundidad con una resistividad de 0.1 Ohm-m que correspondería al agua salada.

SEV 14

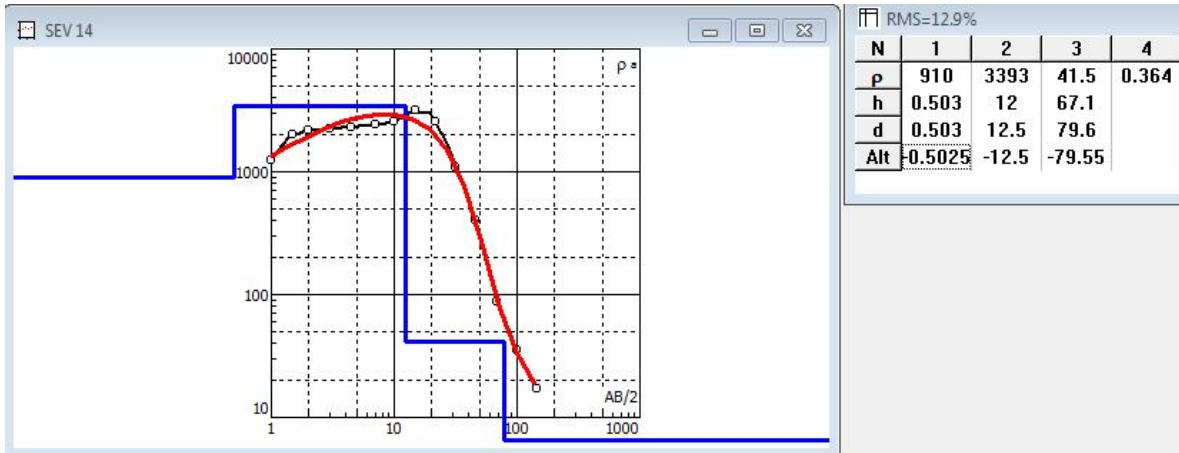


Figura 28.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 14.

El mejor modelo de capas para el SEV14 (Figura 28) fue aquel que consta de cuatro capas. Interpretando la primera con una resistividad de 910 Ohm-m correspondiente a suelo y/o roca caliza intemperizada. La segunda capa con una resistividad de 3393 Ohm-m con un espesor de 12m correspondiente a roca caliza compactada o con presencia de conductos de disolución llenos de aire. La tercera capa con una resistividad de 41.5m localizada a 12.5m de profundidad que probablemente corresponda al lente de agua dulce. La cuarta capa con una resistividad de 0.3 Ohm-m localizada a una profundidad de 79m que podría corresponder al agua salada.

SEV 13

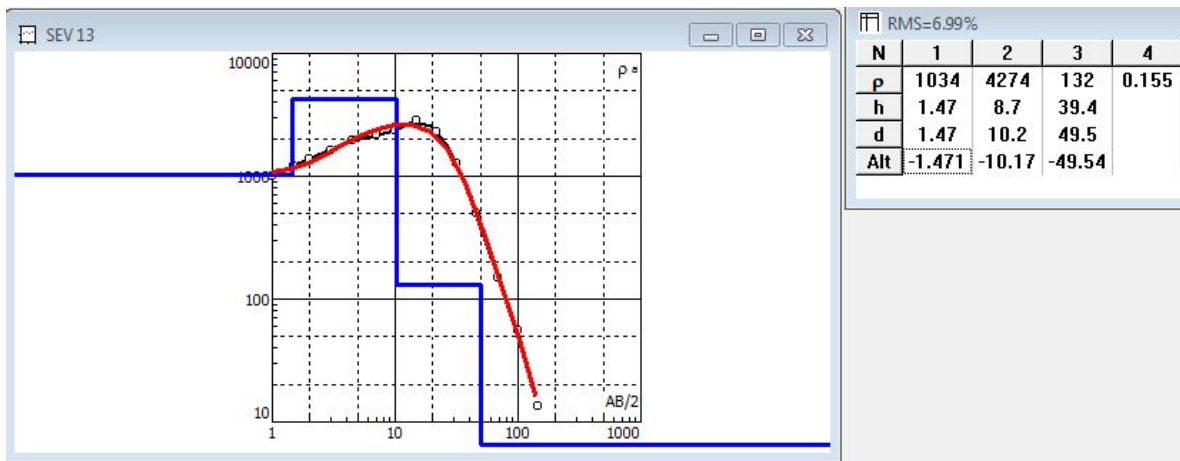


Figura 29.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 13.

El mejor modelo de capas para el SEV 13 (Figura 29) fue aquél que consta de cuatro capas considerando la primera con una resistividad de 1034 Ohm-m correspondiente a roca caliza intemperizada con un espesor de 1.47m. La segunda con una resistividad de 4274 Ohm-m correspondiente a roca caliza compactada con un espesor de 8.7m. La siguiente capa con una resistividad de 132 Ohm-m comenzando a los 10.1m de profundidad de la superficie con un espesor de 39.4 m correspondiente al lente de agua dulce. La siguiente capa con una resistividad de 0.1 Ohm-m comenzando a los 49 m de profundidad y que probablemente sea agua salada.

SEV 12

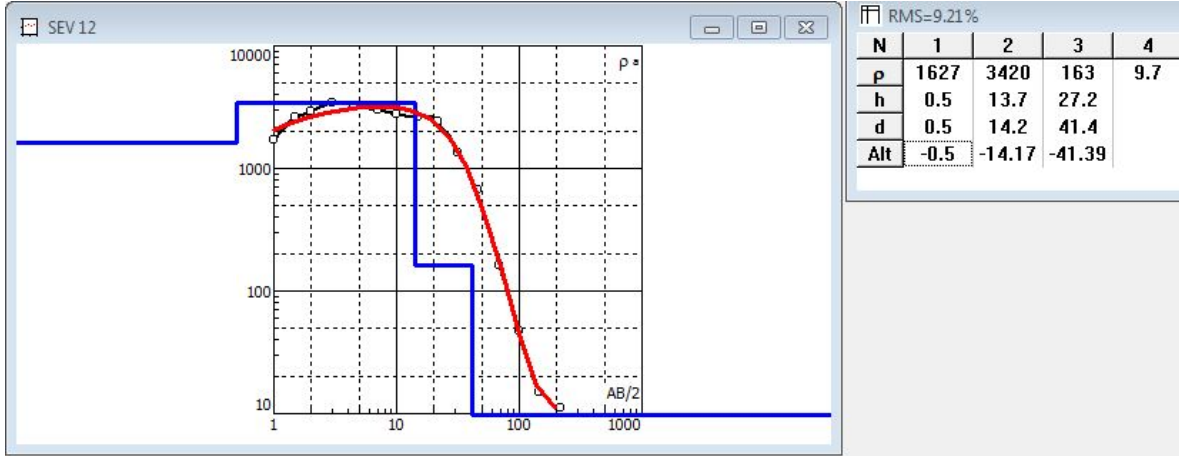


Figura 30.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 12.

El modelo más adecuado para el SEV 12 (Figura 30) consta de cuatro capas, siendo la primera con una resistividad de 1627 Ohm-m correspondiente a roca caliza intemperizada con un espesor de 0.5m. La siguiente capa con una resistividad de 3420 Ohm-m y un espesor aproximado de 13.7 m correspondiente a roca caliza compactada o con presencia de conductos llenos de aire. La tercera capa localizada a 14 m de profundidad con un espesor de 27 m y que podría corresponder al lente de agua dulce. La última capa se localiza a 41m de profundidad con una resistividad de 9.7m y que podría corresponder a la interfase salina.

SEV 9

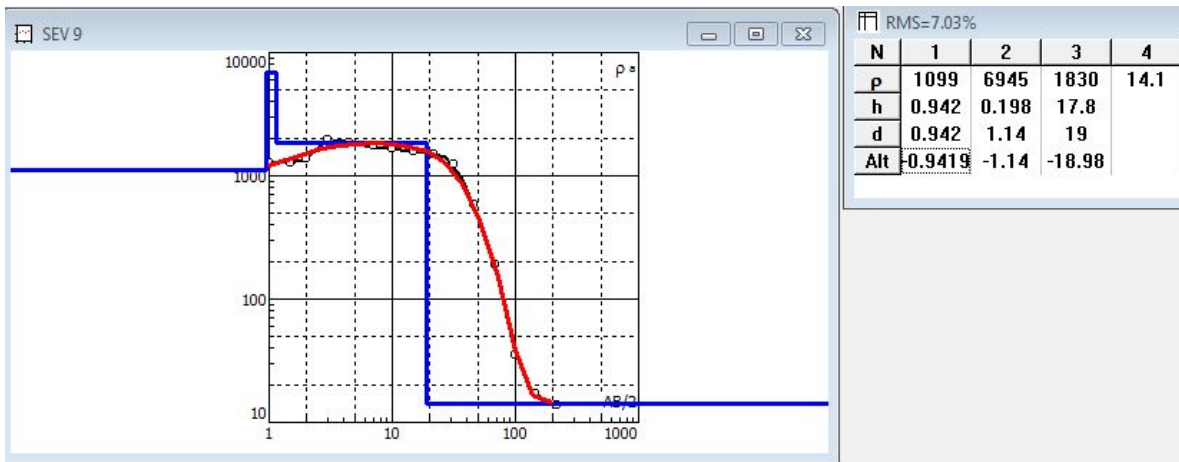


Figura 31.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 9.

El mejor modelo de capas para el SEV9 (Figura 31) fue aquel que consta de cuatro capas, la primera con una resistividad de 1099 Ohm-m y un espesor de 0.9m. La segunda capa con una resistividad de 6945 Ohm-m y un espesor de 0.1 m correspondiente a roca caliza compactada. La siguiente capa con una resistividad de 1830 Ohm-m con un espesor de 17.8 m que podría corresponder a roca caliza fragmentada. La última capa con una resistividad de 14.1 Ohm-m la cual se podría interpretar como el nivel freático localizado a 18.9 m de profundidad.

SEV 8

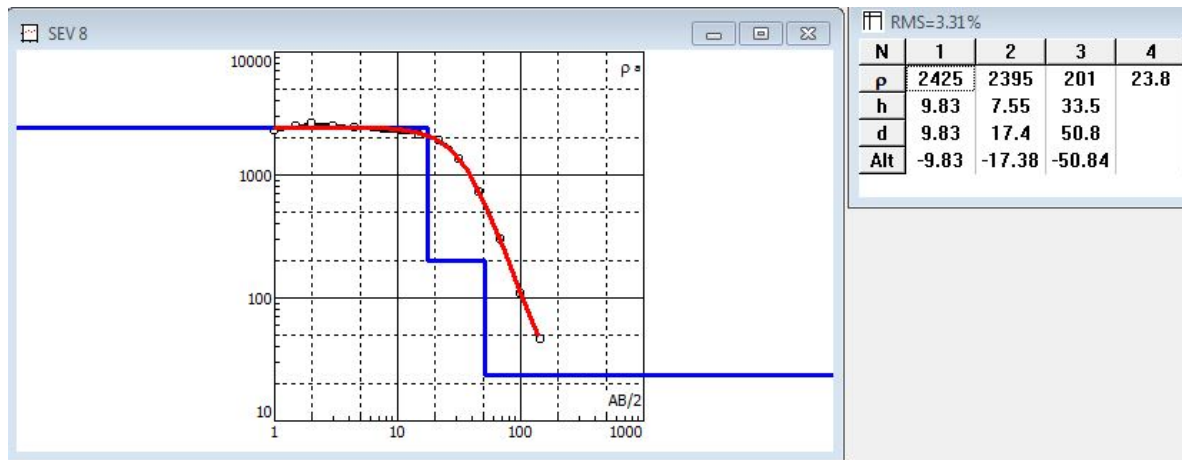


Figura 32.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 8.

El modelo de capas más adecuado para el SEV8 (Figura 32) es aquél que consta de cuatro capas. La primera capa con una resistividad de 2425 Ohm-m y la segunda con una resistividad de 2395 Ohm-m que podrían interpretarse como una sola capa de roca caliza compactada por lo observado en esa área. La tercera capa localizada a una profundidad de 17.3m con una resistividad de 201 Ohm-m podría ser interpretada como el nivel freático con un espesor de agua dulce de 33.5m. La última capa tiene una resistividad de 23.8 ohm-m localizada a una profundidad de 50m y que podría ser la interfase salina.

SEV 10

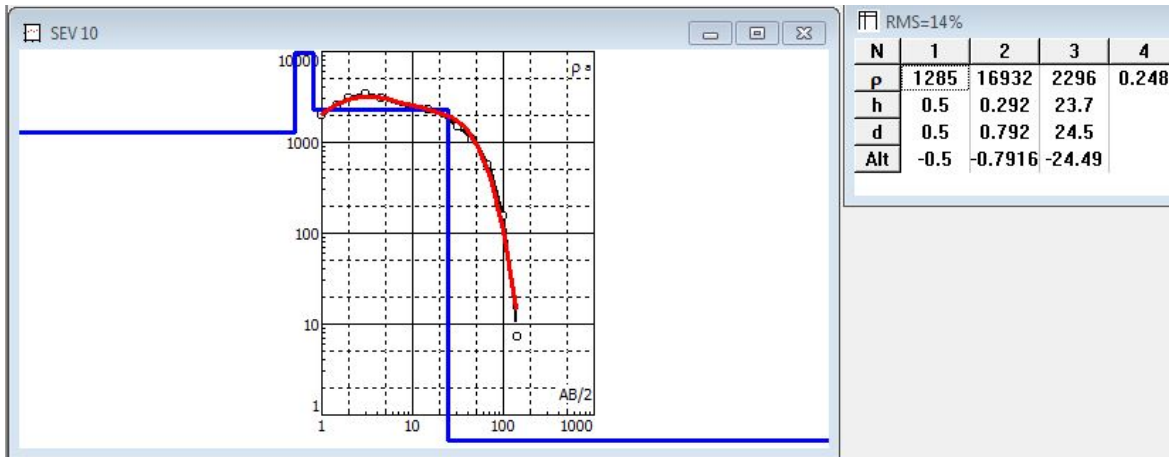


Figura 33.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 10.

El modelo de capas más adecuado para el SEV10 (Figura 33) es aquel que consta de 4 capas. Debido a lo observado en campo en esa zona la primera capa con una resistividad de 1285 Ohm-m corresponde a roca caliza un poco fragmentada. La segunda capa con una resistividad de 16932 ohm-m con un espesor de 0.2m podría corresponder a roca caliza con alto grado de compactación. La tercera capa con una resistividad de 2296 Ohm-m correspondería a roca caliza fragmentada con un espesor de 23.7m. La última capa con una resistividad de 0.2 Ohm-m localizada a una profundidad de 24.4m podría corresponder a alguna capa de agua salada confinada, ya que por la lejanía de este sondeo de la costa son pocas las probabilidades que pudiera corresponder al lente de agua salada, la primera capa altamente resistiva también pudo influir en las lecturas de las últimas capas debido a la dificultad de la penetración de la corriente eléctrica a capas más profundas.

SEV 11

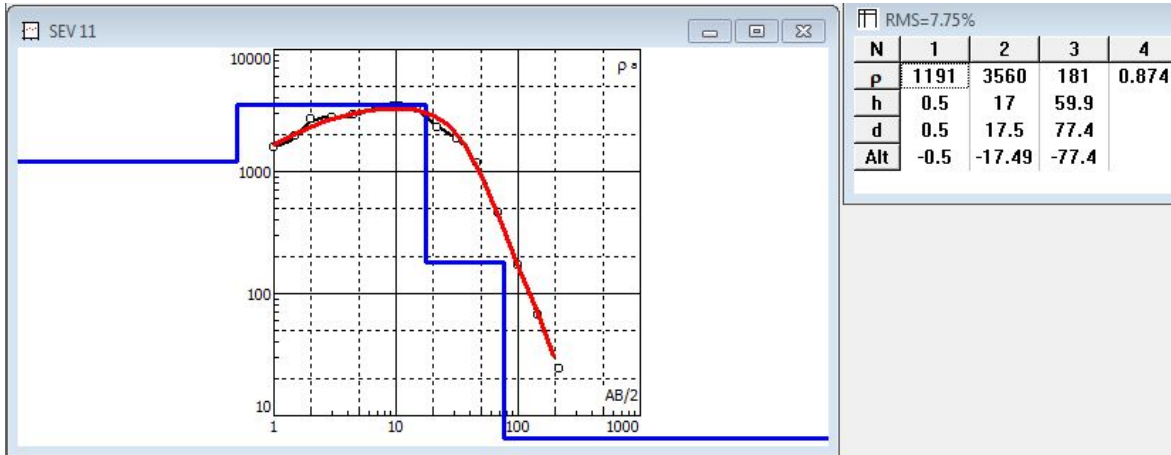


Figura 34.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 11.

El modelo de capas más adecuado para el SEV11 (Figura 34) fue aquel que consta de 4 capas en el que la primera tiene una resistividad de 1191 Ohm-m y un espesor menor a 0.5m correspondiente a roca caliza intemperizada. La segunda capa tiene una resistividad de 3560 Ohm-m con un espesor de 17m correspondiente a roca caliza compactada. La siguiente capa tiene una resistividad de 181 Ohm-m localizada a 17.5m de profundidad que correspondería al nivel freático y que cuenta con un espesor del agua dulce o de la capa de 59.9m. La última capa con una resistividad de 0.8 Ohm-m

4.1.3 Sección perpendicular a la costa 2 (SE-NO)

SEV 20

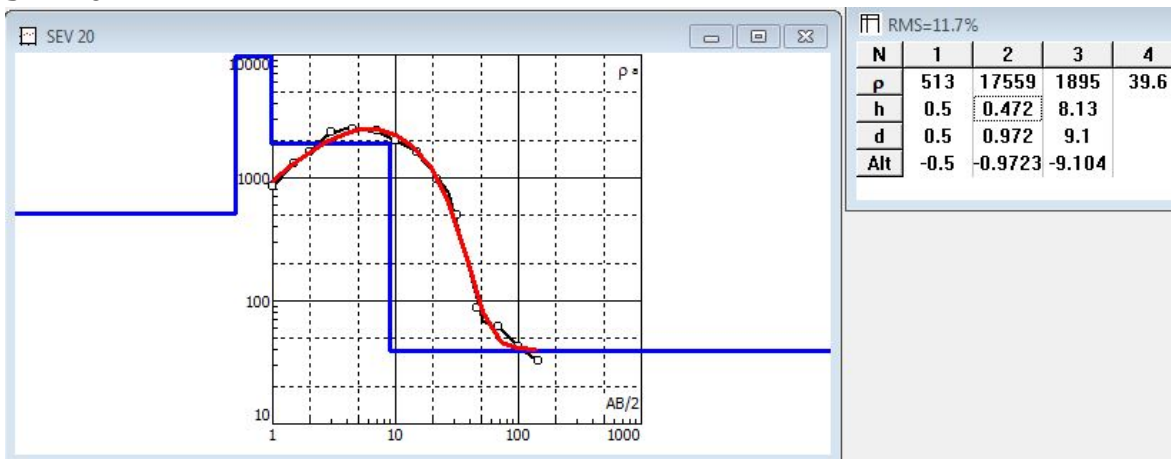


Figura 35.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 20.

El modelo más adecuado de capas para el SEV 20 (Figura 35) es aquél con 4 capas, en el que la primera capa se tiene una resistividad de 513 Ohm-m y un espesor menor a 0.5m correspondiente a roca caliza intemperizada. La segunda capa con una alta resistividad de 17559 Ohm-m y un espesor de 0.4m corresponde a roca caliza compactada. La tercera capa localizada a 1m de profundidad de la superficie tiene una resistividad baja de 1895 Ohm-m y un espesor de 8m que correspondería a roca caliza fragmentada o con presencia de conductos de disolución. La última capa con una resistividad de 39.6 Ohm-m localizada a 9 m de profundidad y que corresponde al nivel freático. Es probable que la penetración de la corriente eléctrica no haya sido tan profunda debido a la segunda capa altamente resistiva que impidió la propagación de la corriente a mayor profundidad.

SEV 21

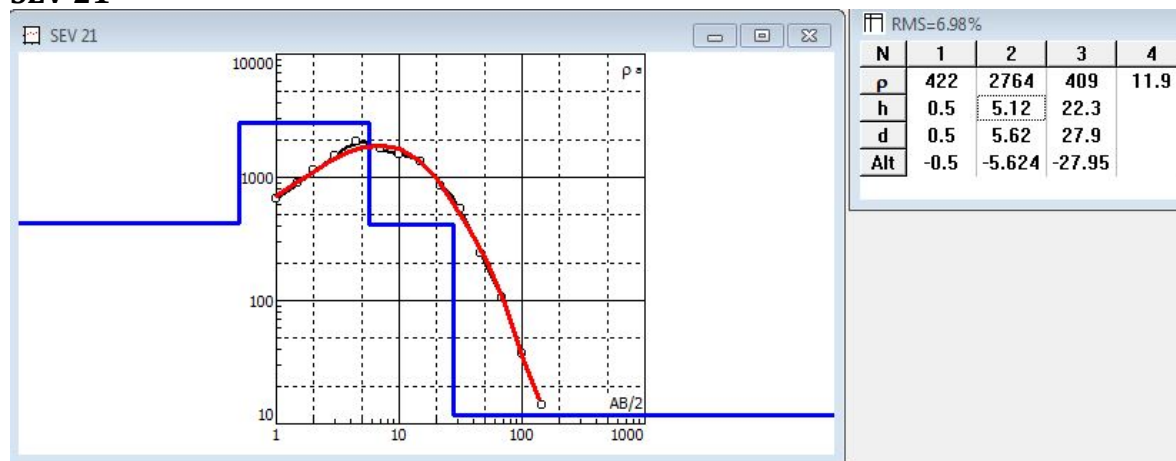


Figura 36.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 21.

El modelo de capas para el SEV 21 cuenta con 4 capas (Figura 36). Siendo la primera con una resistividad de 422 Ohm-m correspondiente a roca caliza intemperizada con un espesor menor a 0.5m, la segunda capa con una resistividad de 2764 Ohm-m y un espesor de 5.1m correspondiente a roca caliza compactada. La siguiente capa con una resistividad de 409 Ohm-m localizada a 5.6m de profundidad con un espesor de 22m correspondiente al lente de agua dulce y la última capa con una resistividad de 11.9 Ohm-m localizada a 27.9 m de profundidad correspondiente a la interfase salina.

SEV 22

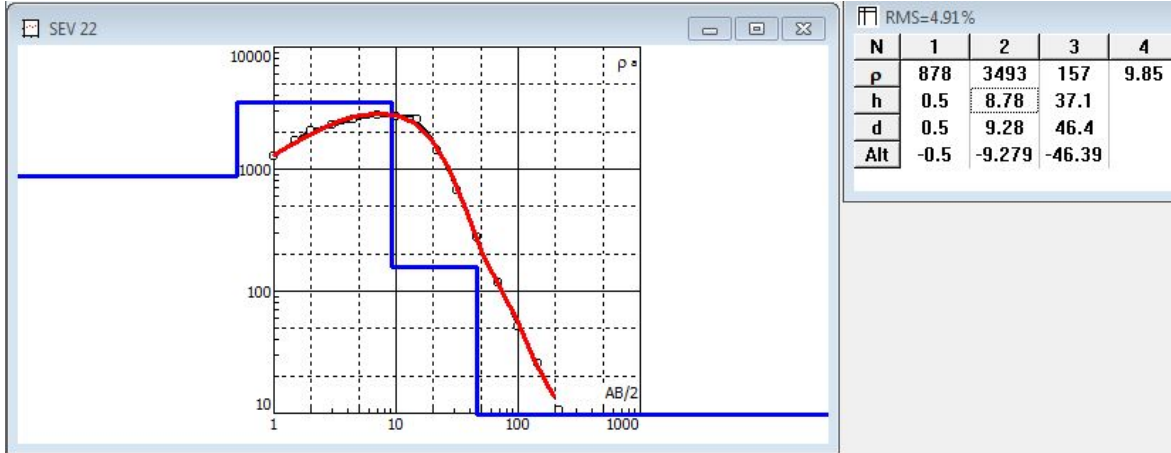


Figura 37.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 22.

El mejor modelo de capas correspondiente al SEV22 (Figura 37) es aquel que cuenta con cuatro capas. Siendo la primera con una resistividad de 874 Ohm-m correspondiente a roca caliza intemperizada con un espesor menor a 0.5m. La segunda capa con una alta resistividad de 3493 Ohm-m correspondiente a roca caliza compactada y/o roca caliza con presencia de grandes cavidades (>1m) y/o conductos de disolución con un espesor de 8.7m. La tercera capa tiene una resistividad de 157 Ohm-m localizada a 9.2m de profundidad, la cual probablemente puede corresponder al lente de agua dulce con un espesor de 37.1 m. La última capa localizada a 46.3 m de profundidad con una resistividad de 9.85 Ohm-m probablemente corresponda a la interfase salina.

SEV 19



Figura 38.- Modelo de capas para el sondeo eléctrico vertical 19.

El mejor modelo de capas encontrado para el SEV19 (Figura 38) es aquel que tiene 4 capas. En donde la primera tiene una resistividad de 1443 Ohm-m y un espesor menor a 0.5m de profundidad correspondiente a roca caliza intemperizada. La segunda capa tiene una alta resistividad de 4077 Ohm-m y un espesor de 12.6 m correspondiente probablemente a la roca caliza con presencia de cavidades llenas de aire (>1m) y o conductos de disolución. La tercera capa localizada a 13.1 m de profundidad y con una resistividad de 173 Ohm-m corresponde al lente de agua dulce con un espesor de 45.5m y la última capa con una resistividad muy baja de 0.1 Ohm-m localizada a 45.5m de profundidad correspondiente a agua salina. Es probable que estos valores se hayan visto afectados por las primeras capas altamente resistivas.

4.2 Secciones geoelectricas

Una vez analizados los resultados de los sondeos eléctricos verticales (Figura 39) de manera individual, se procedió a seleccionar aquellos en los que se interpretaba una resistividad acorde al nivel freático y a la interfase salina, eligiendo de 4 a 5 sondeos por sección.



Figura 39.- Localización de sondeos eléctricos verticales en el área de estudio.

4.2.1 Sección paralela a la costa (SO-NE)

Una vez analizados los SEV de manera individual se procedió a realizar el análisis del conjunto de sondeos en una sección geoeléctrica por medio del programa IPI2WIN, en donde se pueden apreciar distintas resistividades en las cuales no se refleja una continuidad de resistividad en toda la sección que permita identificar el nivel freático, el espesor del lente de agua dulce y la interfase salina de manera consistente (Figura 40). Esto probablemente debido a la heterogeneidad (anisotropía) que se presenta en esta zona, a la gran concentración de conductos de disolución, cuevas y cavernas así como a las capas superficiales de la roca caliza compactada que interferían en la penetración de la corriente eléctrica. Entre el sondeo 4 y 5 se puede apreciar una continuidad de una resistividad alrededor de los 1000-2000 Ohm-m la cual se sugiere se deba a roca caliza fragmentada o a la presencia de conductos de disolución perteneciendo esto a la zona vadosa y los cuales se pudieron comprobar físicamente con un colapso (cenote) localizado en las coordenadas 2278536 N, 480148 E (aproximadamente 20 metros al Norte del SEV 3 y SEV 4) (Figura 41). El SEV 2, 6 y 7 presentaron una resistividad muy baja aproximadamente a los 25m de profundidad, lo cual se inferiría a un lente de agua con gran concentración de sales disueltas, aunque pudiera ser un error en las lecturas del equipo por las capas altamente resistivas presentadas en la superficie.

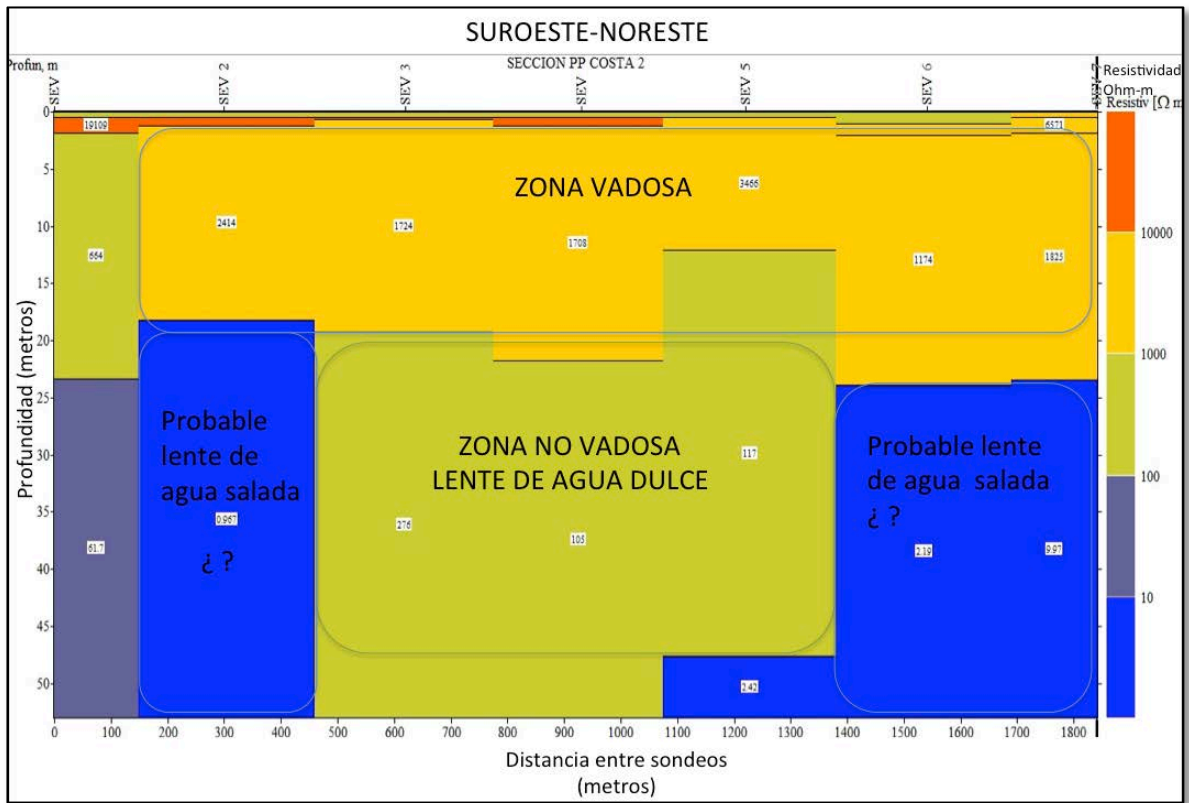


Figura 40.- Sección geoelectrica (SO-NE) de siete SEV's paralelos a la costa.

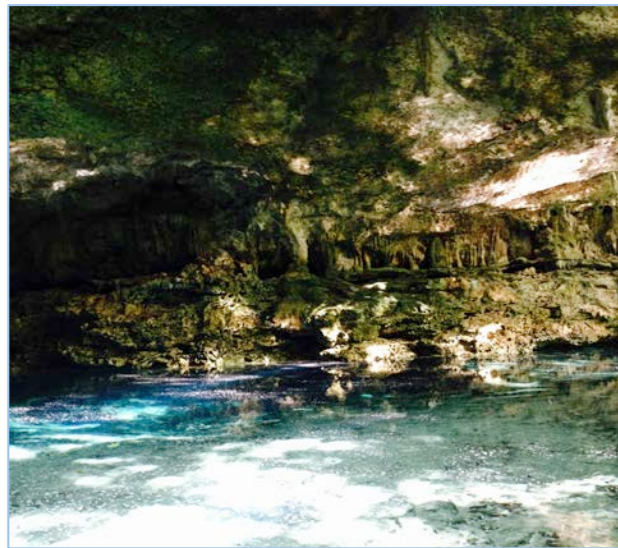


Figura 41.- Colapso/cenote localizado cerca de la línea de SEV paralela a la costa (16Q, 2278536 N, 480148 E).

4.2.2 Sección 2 perpendicular a la costa (SE-NO)

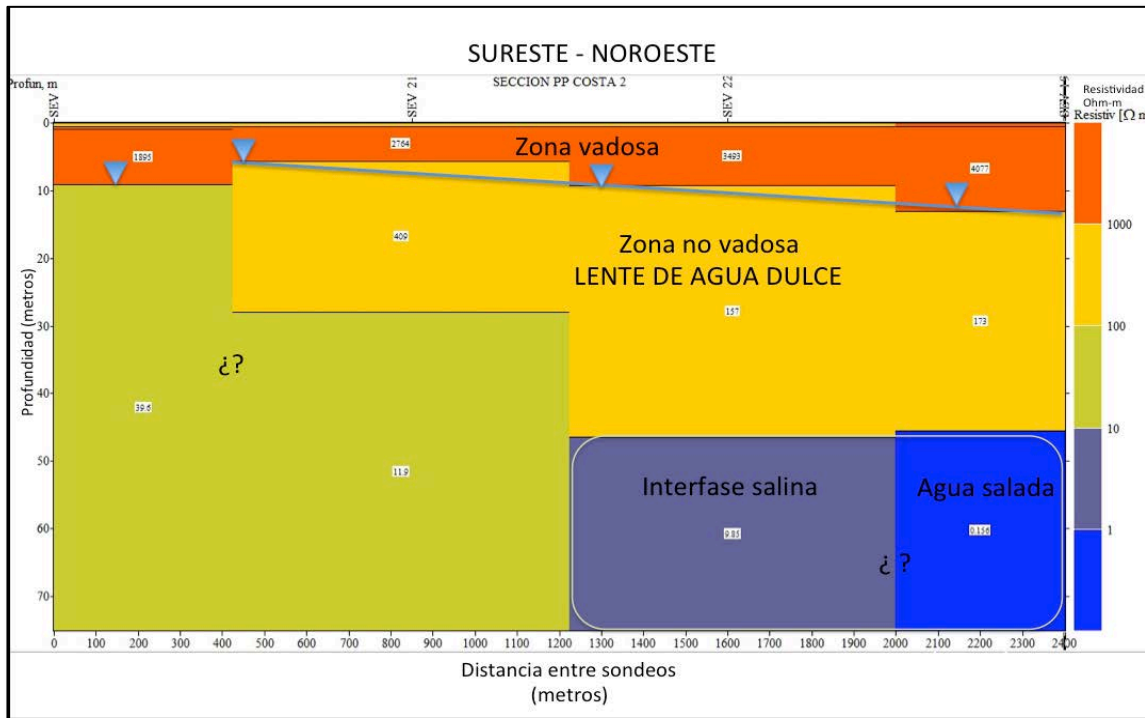


Figura 42.- Sección geoelectrica perpendicular a la costa 2, SE-NO.

En ésta sección (Figura 42) se aprecia una capa de alta resistividad de roca caliza en la parte superficial, la cual se pudo apreciar en campo (Figura 43) y que dificultó la colocación de los electrodos por ser caliza muy compactada, lo que probablemente pudo haber interferido con la penetración de la corriente y por ello las inconsistencias de resistividades que se aprecian en la sección. Se puede apreciar lo que probablemente pueda ser el espesor del lente de agua dulce de acuerdo a la interpretación de las resistividades para caliza saturada de agua dulce, aunque se aprecia que en el SEV 22 tiene un mayor espesor, en el SEV 22 Y SEV 19 se logra identificar la interfase salina a una profundidad aproximada de 45m. El SEV 20 se encuentra a 4 Km de la costa y el SEV 19 a 6.4 Km de la costa con una separación entre cada sondeo de 800m. En el SEV 20 Y 21 no fue posible realizar una identificación certera de las capas inferiores, debido probablemente a la pérdida de la penetración de la corriente eléctrica por la capa superficial altamente resistiva.

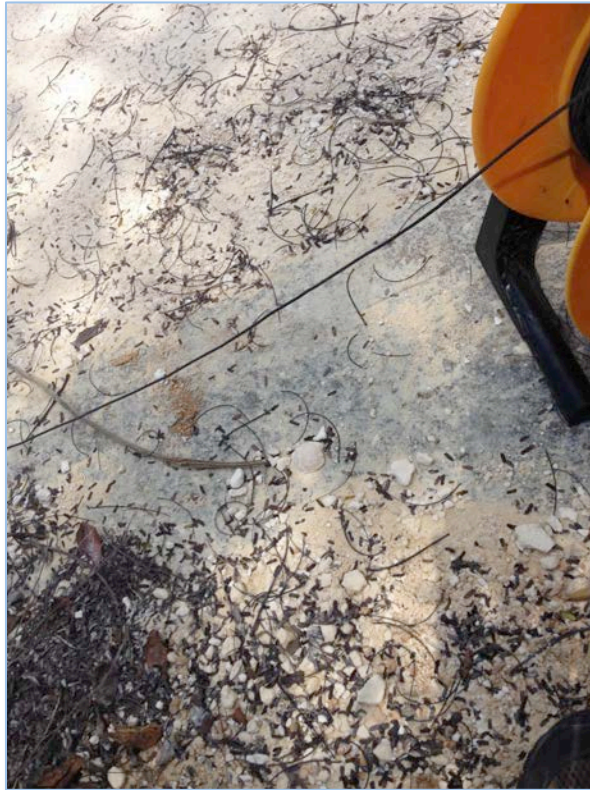


Figura 43.- Afloramiento de la roca caliza compactada que presentó una alta resistividad (3,000 Ohm-m).

Aunado a las capas de caliza compactada que presentan altas resistividades, se encuentra también la posibilidad de que se tenga una distorsión de las equipotenciales debido a la interferencia de la corriente de flujo por la presencia de cavidades llenas de aire que presenta el sistema y que se pudo comprobar de manera física, a continuación se presenta un diagrama (Figura 44) donde se muestra lo que sucede cuando la corriente eléctrica encuentra una cueva llena de aire (*air filled cave*).

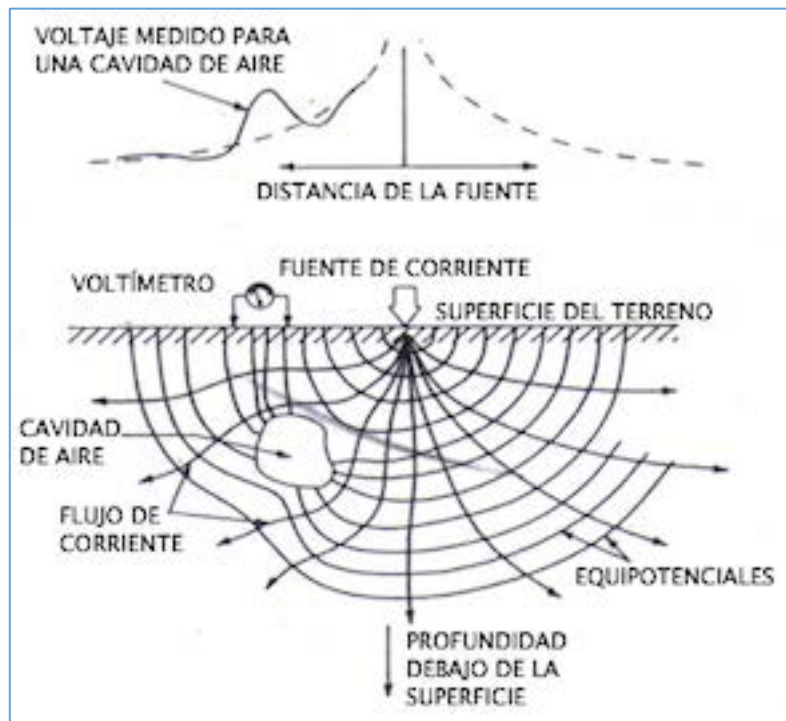


Figura 44.- Distorsión de las equipotenciales por la presencia de cavidades llenas de aire.

Es muy común encontrar en sistemas kársticos y más específicamente en el área de estudio como se aprecia en la Figura 45 donde se puede ver la triple porosidad que presenta el sistema kárstico.



Figura 45.- Triple porosidad del sistema [Matriz (círculo), fracturas y conductos de disolución (flechas)] (Adaptado de Marín et al., sin publicar).

4.2.3 Sección principal perpendicular a la costa (SE-NO)

Una vez realizada la inversión de los 10 sondeos eléctricos verticales de la sección principal perpendicular a la costa en el programa IPI2WIN (10 es el máximo de sondeos que el programa permite analizar por sección), se obtuvieron dos secciones geoelectricas (Figura 46 y Figura 47) en la cual no se apreciaba una consistencia de resistividades para interpretar el nivel freático y/o la interfase salina.

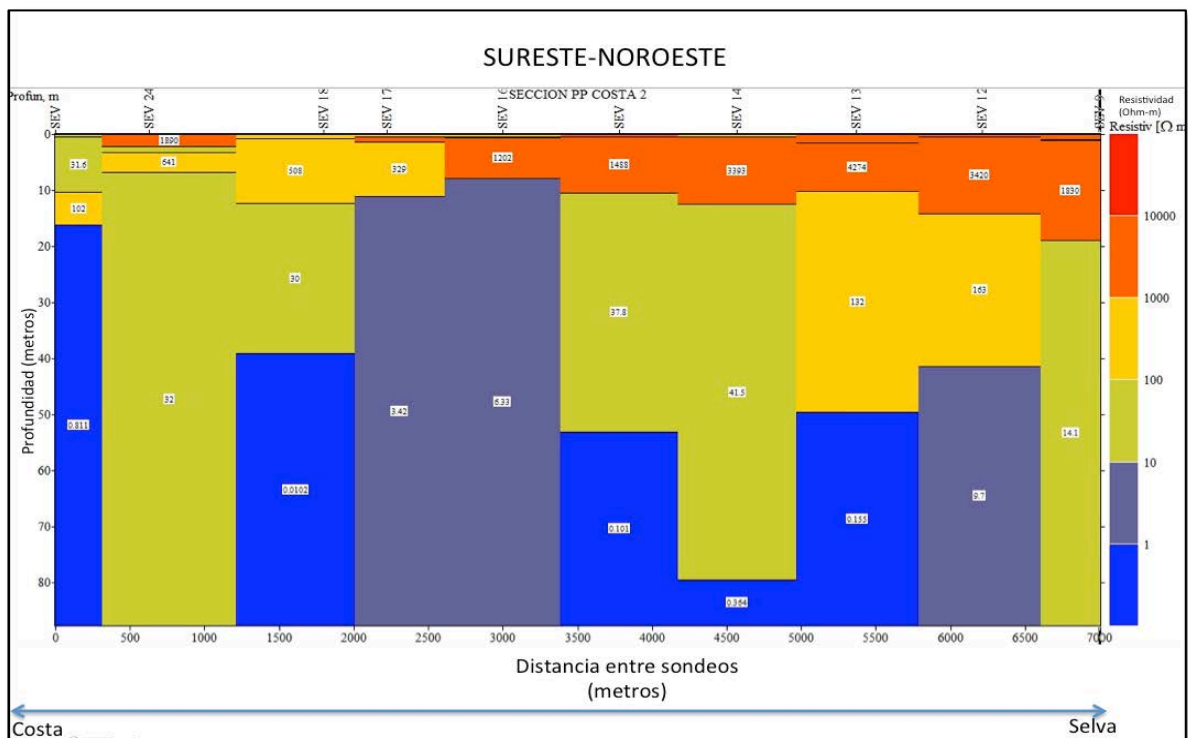


Figura 46.- Sección geoelectrica (SE-NO) de 10 SEV, perpendicular a la costa.

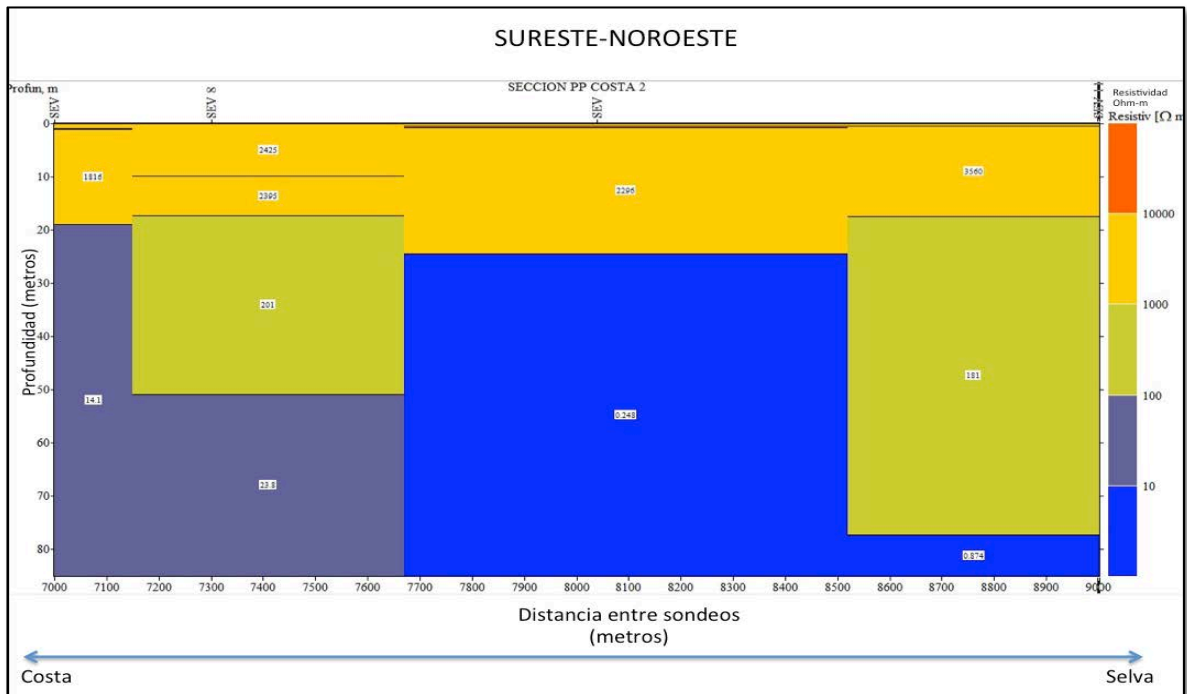


Figura 47.- Continuación figura 44, sección geoelectrica (SE-NO) de los SEV 9, SEV 8, SEV 10 y SEV 11.

Como se puede apreciar en la sección geoelectrica (Figura 46), ésta no coincide con lo esperado por los objetivos del proyecto (apreciar un nivel consistente del nivel freático en la sección así como la profundidad de la interfase salina), por lo que se decidió aplicar el concepto de volumen elemental representativo (VER), la ley de Archie con la conductividad obtenida en el perfil del Gran Cenote y las resistividades encontradas por diversos autores en calizas en la Península de Yucatán (Cuadro 33).

Cuadro 33.- Rangos de resistividad eléctrica encontrada en calizas por medio de sondeos eléctricos verticales.

ÁREA	RESISTIVIDAD (Ohm-m)	INTERPRETACIÓN	AUTOR
---	10-100	Aguas superficiales (sedimentos)	Telford W. M. et al., 1990
---	1-100	Aguas naturales (sedimentos)	Telford W. M. et al., 1990
---	0.2	Agua de mar	Telford W. M. et al., 1990

---	0.15	Aguas salinas 3%	Telford W. M. et al., 1990
---	0.05	Aguas salinas 20%	Telford W. M. et al., 1990
---	50-10 ⁷	Calizas	Telford W. M. et al., 1990
---	3.5x10 ² -5x10 ³	Dolomitas	Telford W. M. et al., 1990
---	20	Arcillas saturadas no consolidadas	Telford W. M. et al., 1990
---	1-100	Arcillas	Telford W. M. et al., 1990
Quintana Roo, México	177	Caliza intemperizada	Carpenter et al., 2012
Quintana Roo, México	45	Caliza saturada	Carpenter et al., 2012
Quintana Roo, México	465	Caliza masiva con presencia de algunas cavernas pequeñas	Carpenter et al., 2012
India	1.1-4	Interfase salina o Zona de mezcla/agua salina	Choudhury et al., 2004
Israel	120-140	Caliza saturada con agua dulce	Ginzburg y Levanon, 1976
Yucatán, México	8-110	Caliza saturada con agua dulce	Steinich y Marin, 1996
Yucatan, México	0.8-2	Interfase agua dulce/agua salina	Steinich y Marin, 1996
Yucatan, México	1	Capa de arcilla	Steinich y Marin, 1996

Para lograr una interpretación de las resistividades reales más acertada a la realidad y al sistema hidrogeológico, se realizó un análisis aplicando la Ley de Archie (Cuadro 31 y cuadro 32), partiendo de los valores de conductividad eléctrica obtenidos con el perfilador CTD en el cenote GC (Cuadro 29) y posteriormente se utilizaron valores de porcentaje de

porosidad obtenidos por diversos autores en la Península de Yucatán (cuadro 30) y tomando un exponente de cementación de 2 y un índice de tortuosidad de 1 correspondientes para rocas calizas; resultando la siguiente tabla (Cuadro 34) de resistividades con la interpretación correspondiente a roca caliza saturada de agua dulce y de roca caliza saturada en la zona de mezcla/interfase salina.

4.3 Resistividades obtenidas aplicando la ley de Archie con diferentes porcentajes de porosidad

Cuadro 34.- Rangos de resistividad eléctrica obtenidas para el sistema kárstico costero Pool Tunich aplicando la ley de Archie al perfil de conductividad eléctrica obtenida en el cenote GC con distintos porcentajes de porosidad.

Profundidad metros	Conductividad mS/cm	RESISTIVIDAD (Ohm-m) con diferentes porcentajes de porosidad*						RESISTIVIDAD DE AGUA DULCE
		5%	15%	23%	35%	45%	60%	
0.00	2.17	1841.60	204.62	87.03	37.58	22.74	12.79	
1.00	2.19	1821.07	202.34	86.06	37.16	22.48	12.65	
2.00	2.18	1829.98	203.33	86.48	37.35	22.59	12.71	
3.00	2.17	1835.33	203.93	86.74	37.46	22.66	12.75	
4.00	2.17	1837.34	204.15	86.83	37.50	22.68	12.76	
5.00	2.17	1836.97	204.11	86.81	37.49	22.68	12.76	
6.00	2.18	1830.88	203.43	86.53	37.36	22.60	12.71	
7.00	2.19	1818.82	202.09	85.96	37.12	22.45	12.63	
8.00	2.20	1814.14	201.57	85.73	37.02	22.40	12.60	
9.00	2.19	1822.79	202.53	86.14	37.20	22.50	12.66	
10.00	2.16	1846.21	205.13	87.25	37.68	22.79	12.82	
11.00	2.13	1877.67	208.63	88.74	38.32	23.18	13.04	
12.00	2.12	1880.28	208.92	88.86	38.37	23.21	13.06	
13.00	2.12	1880.29	208.92	88.86	38.37	23.21	13.06	
14.50	2.89	1382.39	153.60	65.33	28.21	17.07	9.60	
15.52	15.88	251.88	27.99	11.90	5.14	3.11	1.75	

16.52	30.81	129.79	14.42	6.13	2.65	1.60	0.90	RESISTIVIDAD DE LA INTERFASE SALINA/AGUA SALADA
17.50	38.27	104.50	11.61	4.94	2.13	1.29	0.73	
17.53	38.37	104.25	11.58	4.93	2.13	1.29	0.72	
17.57	38.48	103.93	11.55	4.91	2.12	1.28	0.72	
17.62	38.61	103.60	11.51	4.90	2.11	1.28	0.72	
17.86	39.22	101.99	11.33	4.82	2.08	1.26	0.71	
17.90	39.27	101.84	11.32	4.81	2.08	1.26	0.71	
17.94	39.33	101.68	11.30	4.81	2.08	1.26	0.71	
17.98	39.39	101.53	11.28	4.80	2.07	1.25	0.71	
18.00	39.55	101.14	11.24	4.78	2.06	1.25	0.70	
19.00	39.05	102.43	11.38	4.84	2.09	1.26	0.71	

Analizando cada sondeo de manera individual (Modelos de capas) y de acuerdo al Volumen Elemental Representativo se eligieron aquellos sondeos eléctricos verticales (SEV) en los que se identificara el nivel freático y la interfase salina por medio de la interpretación de las resistividades reales para obtener un modelo conceptual en el que se apreciara el espesor del lente de agua dulce de acuerdo a los objetivos planteados, obteniendo la siguiente sección geoelectrica (Figura 48):

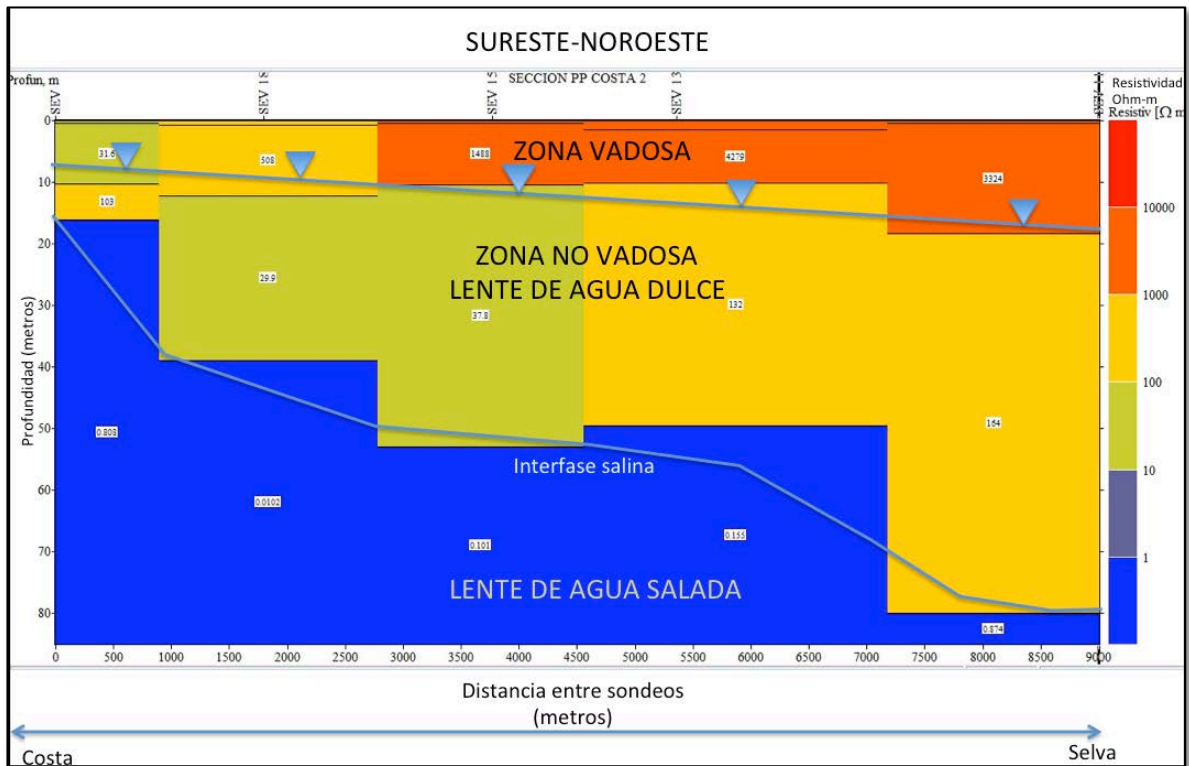


Figura 48.- Sección geoelectrica (SE-NO) obtenida aplicando el concepto de VER y la ley de Archie (SEV 23, SEV 18, SEV 15, SEV 13 Y SEV 11).

En la Figura 48 se puede apreciar claramente cómo la interfase salina se localiza a mayor profundidad conforme la lejanía del SEV a la costa, se logra apreciar también la profundidad del nivel freático que se mantiene casi constante en todo los SEV, es importante mencionar que en ésta sección se puede apreciar cómo aumenta el espesor del lente de agua dulce conforme se va alejando de la costa. Para ésta sección se tomaron en cuenta los SEV 23, 18, 15, 13 y 11 debido a que fue en los únicos en los que se podía apreciar el nivel freático y la interfase salina. Cabe mencionar que para el SEV 10 no se pudo apreciar claramente el nivel freático probablemente debido a la alta resistividad presentada por la capa superficial donde se encontraban los electrodos (caliza compactada). En la Figura 49 se puede apreciar la longitud de cada sección geoelectrica realizada, su ubicación en la zona de estudio, la localización del cenote GC donde se tomó el perfil de conductividad eléctrica, el punto donde se realizó la resistividad azimuthal así como la localización del cenote C1 costa donde se tomó la muestra de agua que sirvió como referencia para obtener la resistividad eléctrica en un medio salina.



Figura 49.- Área de estudio con longitud de secciones y localización de cenote GC , C1 Costa y SEV's.

Por el análisis en éste estudio se obtiene la siguiente tabla (Cuadro 35) para resistividades en sistemas kársticos, en específico para el área de estudio ya que cada sistema kárstico es único para el área en estudio.

Cuadro 35.- Resistividades encontradas para el sistema kárstico costero Pool Tunich.

INTERPRETACIÓN	RESISTIVIDAD (Ohm-m)
Probables Cavernas/ Conductos de Disolución Secos (Air filled cave)	7000-35000
Roca Caliza Compactada	2500-7000
Roca Caliza Intemperizada/Fragmentada	450-2500
Caliza saturada de Agua Dulce	10-450
Interfase Salina	1.5-10
Interfase Salina/Agua Salada	0.01-1.5

4.4 Resistividad azimutal

Una manera de corroborar la anisotropía de un medio geológico es por medio de la resistividad azimutal, la cual se representa gráficamente en un diagrama polar o “rosette”. Para el área de estudio se comprueba la anisotropía (16 Q 2279537 N, 480708 E) al presentarse una discontinuidad que simula una elipse; de haber sido isótropo el medio, el gráfico tendería a ser circular. Esta anisotropía se vio reflejada en los SEV pero fue necesario aplicar éste método para corroborarlo. En el gráfico se presentan resistividades aparentes muy altas en ésta área, las cuales coinciden con las encontradas en los SEV de la línea paralela a la costa, pero especialmente en el SEV 6, SEV 7 y SEV 8, posiblemente debido a la influencia de conductos de disolución o cavidades llenas de aire (evidencia de ello fue observada en campo en Diciembre del 2013 y corroborada en Enero del 2015. Ver Anexo 3). Cabe recalcar que el punto que aparece en el azimut de 60° fue en realidad medido a los 50° debido al difícil acceso por la selva en ese punto (Excel no permite representar gráficamente formas radiales para incrementos irregulares de los ángulos, es por ello que la resistividad tomada en 50ª aparece en el lugar de 60°). La resistividad aparente es más alta en ésta dirección, sugiriendo la presencia de fracturas o anisotropía con una dirección que tiende al NE (Figura 51).

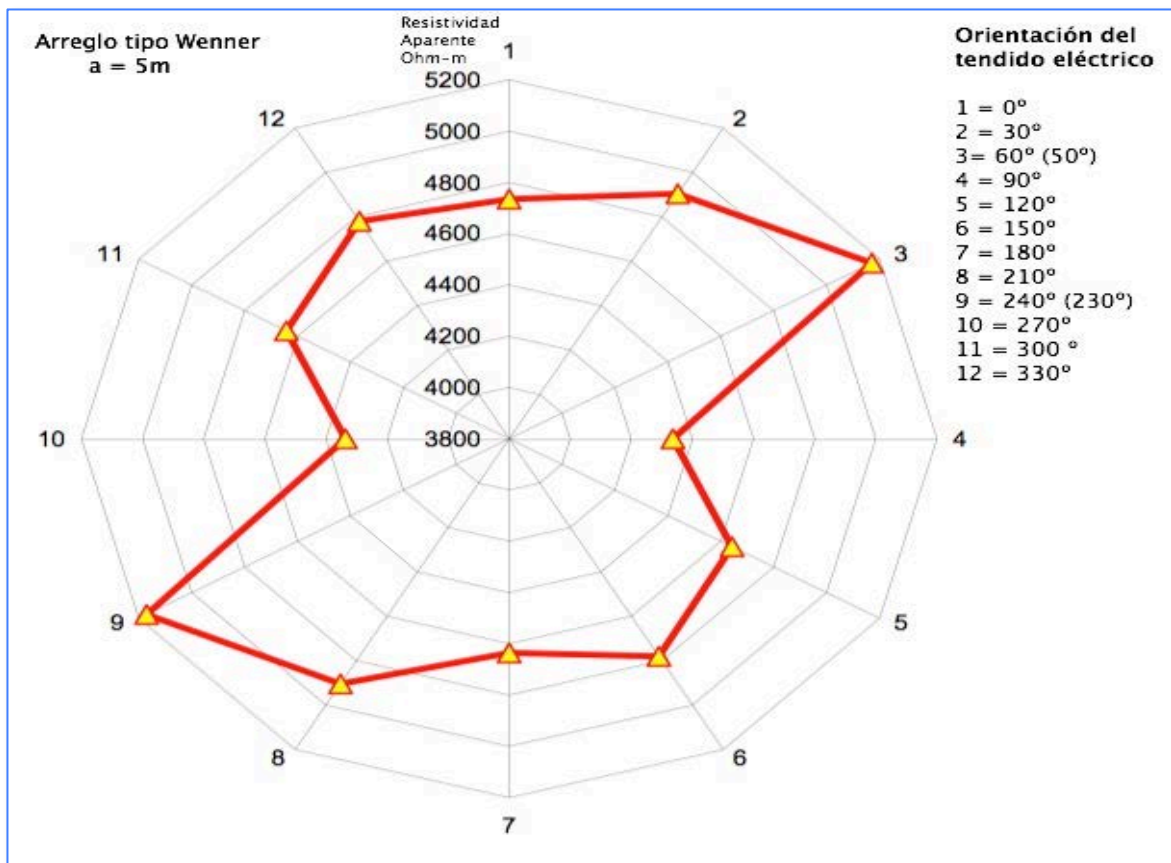


Figura 50 - Diagrama de resistividad azimutal realizado al NW del SEV 8 (16 Q, 2279537 N, 480707 E).

Con este método fue posible corroborar la anisotropía presentada en los sondeos eléctricos verticales, especialmente en la línea paralela a la costa, la cual se comprueba con los perfiles de resistividad aparente (Ver Anexo 2) en donde se presentan claras discontinuidades en las aberturas AB/2 por sección que sugieren la presencia de conductos de disolución o cavernas llenas de aire. Con este resultado de la resistividad azimutal se sugiere una posible dirección de flujo del agua subterránea en ésta zona (a una distancia de 7.8Km de la costa) dirigida hacia el NE en caso de que el agua subterránea siguiera la orientación del plano de estratificación orientado al NE, se recomienda realizar estudios más detallados para comprobar ésta hipótesis. De acuerdo a CNA (1990) la dirección del flujo del agua subterránea en ésta zona va de tierra adentro hacia la costa, aunque no se tienen bien definidos los límites que tienden hacia esa dirección.

4.5 Volumen elemental representativo

Un valor promedio puede ser obtenido a cualquier escala sin importar el grado de heterogeneidad de acuerdo a la definición de Volumen Elemental Representativo dada por Bear (1972). La definición de volumen elemental representativo en hidrogeología va más allá del sentido estricto de “volumen”, esto se refiere a que en la aproximación del medio continuo se restringe exclusivamente al régimen macroscópico donde las propiedades son solo una función de la posición definida a una escala y a un tiempo.

El volumen elemental representativo es un volumen que se propone en un estudio o evaluación hidrogeológica para poder identificar las características del acuífero que representen mejor las condiciones a diferentes escalas, las que pueden incluir su porosidad y conductividad hidráulica de tal manera que pueda ser manejada esta información respecto a aspectos o conceptos que incluyen la heterogeneidad u homogeneidad y su anisotropía o isotropía de un sistema acuífero (Bear, 1972).

Bajo este concepto es que se evaluó la información obtenida, es decir:

- 1) Se colectó información a lo largo de dos líneas de sondeos eléctricos verticales una de 9 km de la costa hacia tierra adentro y otra de 2.4 km con la misma orientación SE-NO así como una línea de 2.4 km paralela a la costa con orientación SO-NE por medio de las cuales se obtuvo una interpretación promedio de la profundidad de 0.06 km (60m).
- 2) Una vez realizada la interpretación de la geofísica se obtuvo que el volumen total para el análisis incluía las condiciones de 1.36 km^3 ($l=9.5\text{km}$, $a=2.4\text{km}$, $h=0.06\text{km}$).

Para este estudio se propone que la parte más pequeña que se puede considerar del acuífero para que sea un volumen elemental representativo del sistema kárstico en ésta área en particular a esa escala y a ese tiempo es de 0.24 km^3 o 240 m^3 ($l=2\text{km}$, $a=2\text{km}$, $h=0.06\text{km}$) derivado de la fórmula de un prisma rectangular:

Volumen= $l * a * h$.

Donde:

l = largo (km)

a = ancho (km)

h = altura (km)

Esto derivado de que se identificó que tres sondeos eléctricos verticales con el arreglo tipo Schlumberger, con una separación entre cada uno de ellos de 800m y una abertura de $AB/2$ de 215m son los necesarios para obtener un volumen elemental que sea representativo de éste sistema kárstico costero a esa escala y en ese tiempo, ya que a esa escala (transectos de 2km de SEV) se lograba incluir las heterogeneidades como un todo y se identificó de manera clara la profundidad del nivel freático y de la interfase salina, obteniendo así el espesor del lente de agua dulce desde cierta distancia de la costa hacia tierra adentro (Figura 51).

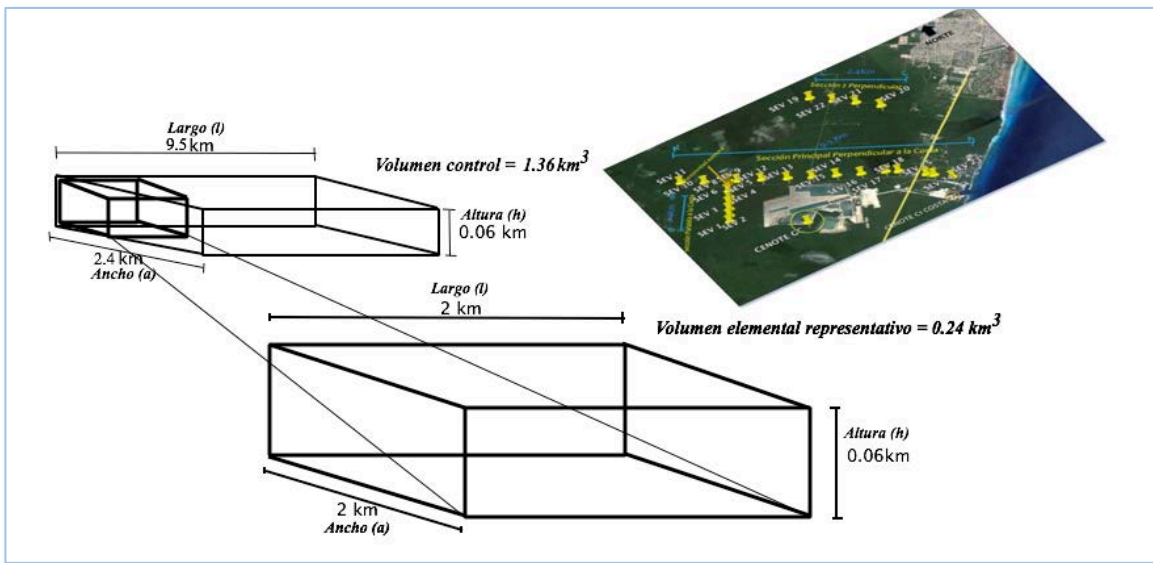


Figura 51.- Esquema del volumen total del área de estudio (1.36km^3) y del volumen elemental representativo (0.24km^3) del sistema kárstico costero Pool Tunich.

Cabe destacar que para que éste volumen sea representativo de la zona de estudio se tomaron en cuenta las heterogeneidades del sistema kárstico como un todo, esto debido a que se comprobó que con una separación menor (300m) entre cada sondeo eléctrico vertical nos daba un mayor detalle de la heterogeneidad del sistema por lo que era más difícil caracterizarlo y teniendo una separación entre cada sondeo de 800m se

logró tener un volumen que fuera representativo para todas las propiedades del sistema kárstico (matriz, fracturas y conductos) ya que se aumentaba la escala para que se incluyeran las heterogeneidades como un todo.

Es decir; de acuerdo a lo que indican Bear (1972) Freeze y Cherry (1979) y Fetter (1994), para este caso de estudio con las fronteras definidas en base a dos secciones de sondeos eléctricos verticales realizadas y considerando las heterogeneidades del sistema como un todo se logró tener el volumen elemental representativo (volumen control).

La complejidad de los sistemas kársticos en cuanto al análisis de sus características hidrogeológicas vuelve necesario el conocer un volumen elemental que sea representativo de la zona de estudio, ello con el fin de tomar en cuenta que es un sistema de triple porosidad con un flujo dual presente en la matriz-fracturas y en los grandes conductos de disolución (>1m). Debido a ello es necesario definir las fronteras de estudio en sistemas kársticos costeros, así como la escala y el tiempo dependiendo del fin de la investigación.

Es decir hidrogeológicamente las condiciones límite propuestas para un volumen elemental representativo (0.24 km^3) en el sistema kárstico Pool Tunich permiten identificar los cambios del espesor del lente de agua dulce desde la costa hacia tierra adentro así como la profundidad de la interfase salina y la zona donde predominaba una alta concentración de conductos de disolución (7km tierra adentro).

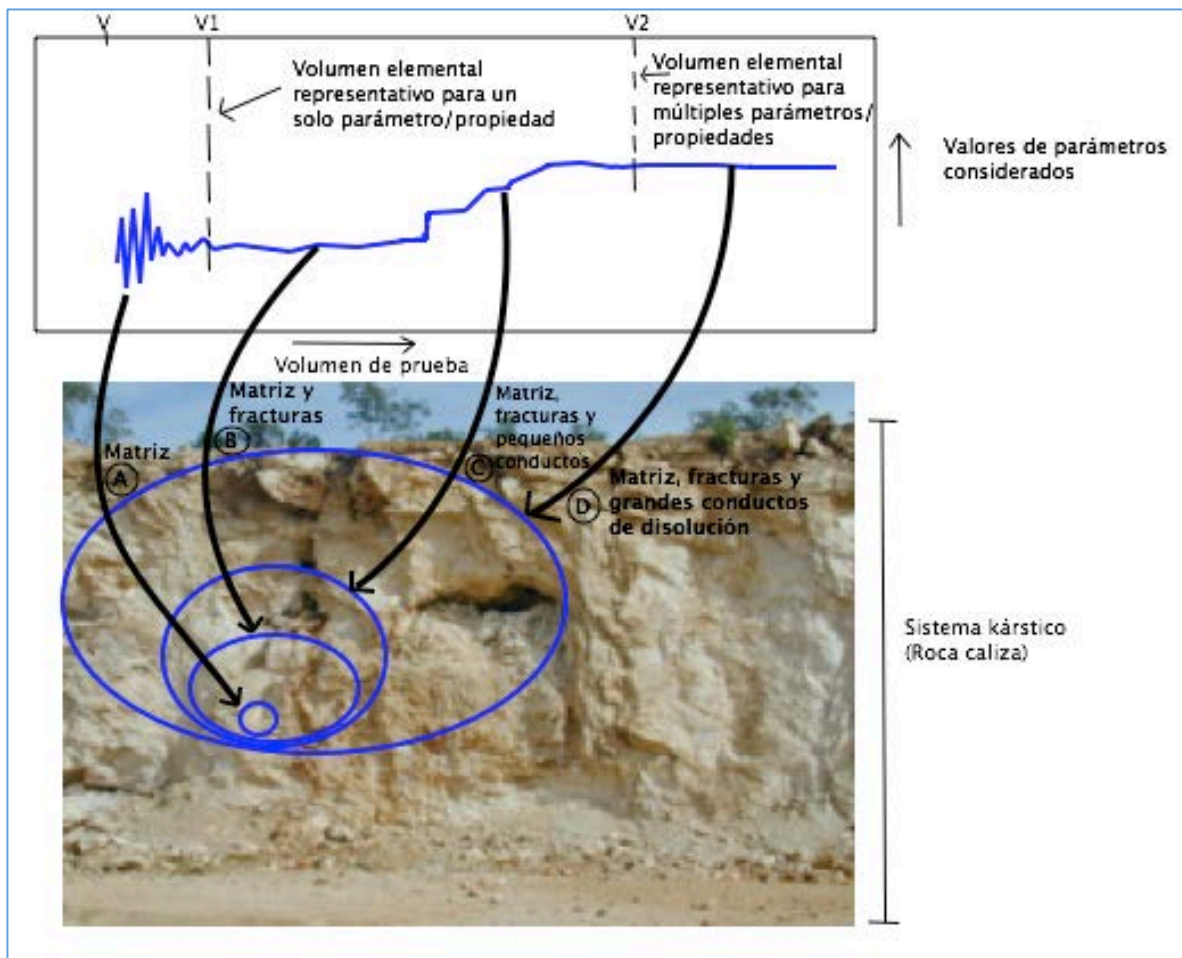


Figura 52.- Volumen elemental representativo aplicado al sistema kárstico Pool Tunich (Adaptado de Bear, 1972).

Es decir un concepto básico como lo es el denominado VER (Figura 52) permitió la evaluación del sistema hidrogeológico siempre y cuando se definan correctamente las fronteras/límites del mismo con base en las herramientas que se vayan a utilizar para la investigación (métodos geofísicos, pozos de exploración, etc.), de acuerdo a los estudios realizados en el área (estudios previos) y a los objetivos de la investigación (evaluar el espesor del lente de agua dulce, conocer profundidad de la interfase salina, detectar la presencia de cavernas/conductos de disolución, etc.). Este concepto es muy importante para la hidrogeología así como para la hidrogeología de contaminantes ya que permite evaluar el volumen mínimo que será representativo de las características hidrogeológicas de un acuífero, como conductividad hidráulica, permeabilidad, porosidad, dirección de flujo, isotropía/anisotropía, heterogeneidad/homogeneidad así como permitir evaluar los

procesos de retardo, dispersión, advección y difusión a una escala que será representativa del acuífero sin que sea necesario evaluar el acuífero completo por la dificultad que ello implica, disminuyendo así los tiempos de estudio siendo más económica la evaluación por medio de un volumen elemental representativo a comparación de la evaluación de un acuífero completo.

4.6 Modelo conceptual

Aplicando el concepto de volumen elemental representativo , la ley de Archie y las resistividades de agua dulce e interfase salina encontradas por diversos autores en la Península de Yucatán se obtuvo un modelo adecuado a la zona de estudio (Figura 53), donde se resalta la importancia de considerar un tamaño suficiente o apropiado del medio en el cual no se tengan variaciones que sean significativas en el valor de una propiedad en particular con respecto al tamaño del elemento en conjunto, lo que quiere decir que es necesario tomar; para estos sistemas kársticos, a la heterogeneidad como un todo para que pueda ser evaluada como un volumen elemental que sea representativo del área en estudio.

De acuerdo a los resultados obtenidos se sugiere que existe una alta concentración de conductos de disolución (cavernas y cuevas) en el área de estudio, sobre todo en la sección paralela a la costa SEV1-SEV7 en la cual se encontró una variación en las resistividades aparentes y las resistividades del modelo obtenidas sugiriendo la presencia de cavernas; lo cual se pudo comprobar en campo (ver Anexo 3) con la presencia de un colapso/cenote de gran dimensión (aproximadamente 100m de diámetro) localizado en las coordenadas 16 Q 2278536 N, 480148 E (20 metros al norte del SEV 3 Y SEV 4), en el cual se apreciaba la capa superficial de la roca con un espesor de 60-70cm aproximadamente, evidencia reflejada en la resistividad de los sondeos eléctricos verticales.

En base al análisis hidrogeológico realizado en el área de estudio fue posible apreciar una clara cuña de la interfase salina (agua salada/agua dulce) cerca de la costa y un espesor muy delgado del lente de agua dulce (5.8m-61.8m) lo que confiere una

elevada vulnerabilidad del sistema Pool Tunich por la intrusión salina (por ser un sistema costero), a la contaminación (que se pudiera derivar de fuentes puntuales o difusas) y al rápido desplazamiento de los contaminantes en esta zona debido a la gran concentración de conductos de disolución y al flujo dual (en la matriz y en los conductos) que se presenta en este sistema kárstico-costero sugiriendo una dirección de flujo del continente hacia el mar de acuerdo a CNA (1990) y Bauer et al., (2011) ; lo cual no solamente generaría una afectación al acuífero (principal fuente de abastecimiento de agua potable en la región) sino a los ecosistemas dependientes del agua subterránea (humedales, manglares, selva, etc.) y al arrecife de coral en el mar.

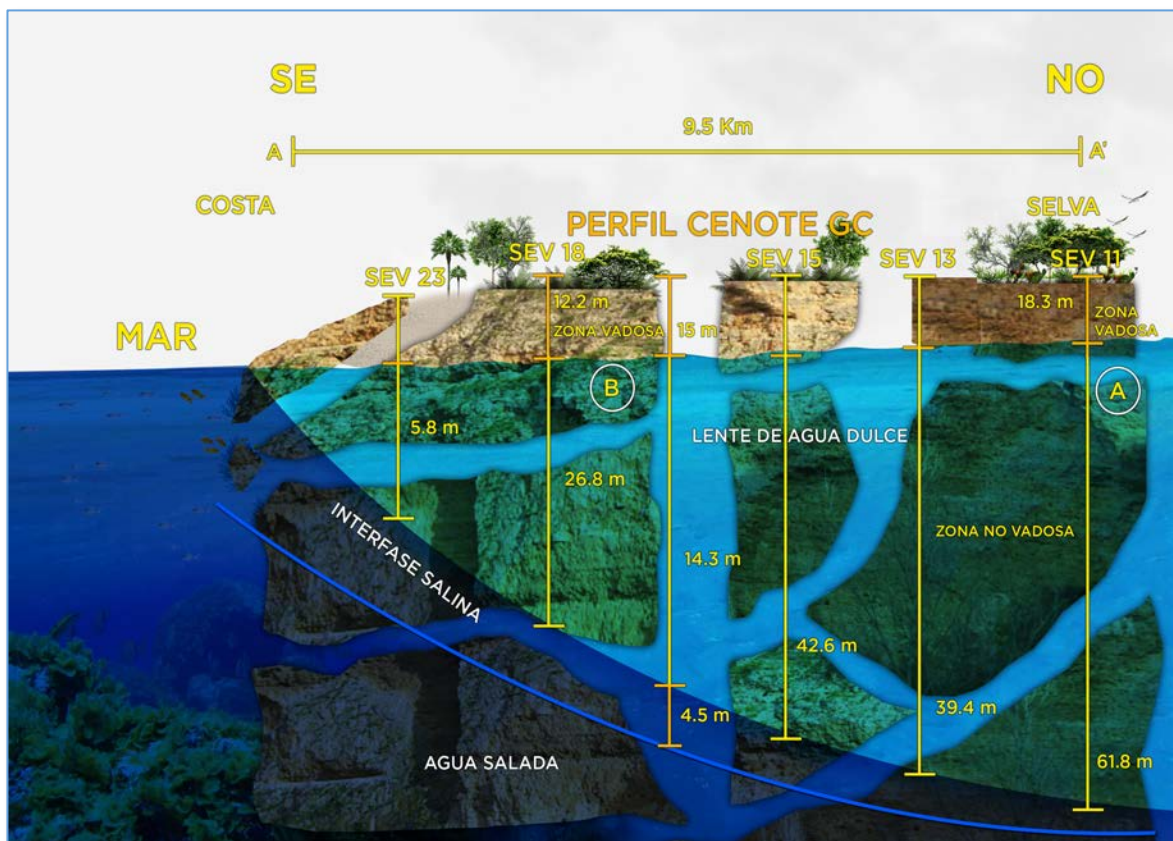


Figura 53.- Modelo conceptual del sistema kárstico costero Pool-Tunich.

De acuerdo a los resultados obtenidos, se sugiere que en el punto A; del modelo conceptual, la dirección de flujo del agua subterránea es SO-NE en caso de seguir la misma orientación del plano de estratificación encontrada por el estudio de resistividad

azimutal realizado, y que podría relacionarse con la orientación que sigue la fractura de Holbox. En el punto B de acuerdo a CNA (1990) se sugiere una dirección del flujo del agua subterránea de tierra adentro hacia la costa (NO-SE), se requieren estudios más detallados para comprobar ésta hipótesis así como para conocer la orientación de los estratos, la dirección de flujo y la anisotropía en áreas específicas por lo que se recomienda hacer más estudios con el método de resistividad azimutal. Se sugiere que el espesor del lente de agua dulce después de los 5 km de la costa hacia tierra adentro se mantenga alrededor de los 40m, es necesario realizar más estudios de geofísica de alta resolución o métodos directos como perforación de un pozo de observación; de 80m de profundidad, en esa zona para corroborar esta hipótesis.

Posterior a los 8 km se dificultó más apreciar el nivel freático y la interfase salina en los sondeos eléctricos verticales realizados; teniendo cierta incertidumbre en el SEV 11, probablemente debido a una capa de roca caliza muy compactada que afloraba en la superficie y que presentó resistividades muy elevadas arriba de los 3000 Ohm-m por lo que se sugiere que después de los 8 km; de la costa hacia tierra adentro, la concentración de conductos de disolución/cavernas probablemente disminuye en la zona de estudio, predominando la roca caliza compactada; que en términos hidrogeológicos se sugiere que a partir de los 8km domine la primera porosidad (matriz) en ésta zona, a comparación de los primeros 8km donde domina la segunda y tercera porosidad (fracturas y conductos de disolución) de acuerdo a los resultados obtenidos, es necesario realizar estudios más detallados para corroborarlo.

5. CONCLUSIONES

- Para el análisis de sistemas kársticos costeros se sugiere aplicar el concepto de volumen elemental representativo con el fin de obtener el volumen mínimo necesario que sea representativo de las propiedades hidrogeológicas del acuífero a estudiar, y de esta manera poder incluir las heterogeneidades como un todo.
- * La profundidad del nivel freático desde la superficie; de acuerdo a los resultados obtenidos en los SEV, varía de los 8m a los 20m y la profundidad de la interfase salina de los 16m a los 80m dependiendo de la lejanía del sondeo eléctrico vertical a la costa.
- * Estos resultados indican que el espesor del lente de agua dulce es de 5.8m (SEV 23) cerca de la costa y 61.8m en el punto más lejano (SEV 11, 9.5km de la costa).
- * Es posible evidenciar la heterogeneidad de un sistema kárstico por medio de herramientas geofísicas como los sondeos eléctricos verticales y con ello elegir un volumen elemental que sea representativo de un área en particular.
- * Las áreas donde se presentan resistividades reales bajas (0.1-10 Ohm-m) en este sistema kárstico en particular indica las zonas en las que el agua subterránea contiene altos niveles de sólidos disueltos (son pocas las áreas con resistividades bajas; 1-2 Ohm-m, en la Península de Yucatán que sean debido a la presencia de arcillas).
- * Los sondeos eléctricos verticales son útiles para la detección de la profundidad de la interfase salina y el nivel freático en zonas kársticas costeras. Se recomienda verificar siempre la información obtenida por medio de los SEV con perfiles de la geología del lugar y métodos directos (perfiles de conductividad eléctrica en cenotes, perforación de pozos, espeleología, etc.) con los que se corroboren los resultados obtenidos por los métodos geofísicos.
- * La tercera porosidad (conductos de disolución) domina en este tipo de sistemas, por lo que se sugiere que llega a ser muy complicado definir una pluma contaminante en sistemas kársticos debido a la gran red de conductos que se presentan con diferentes direcciones.
- * Es posible detectar cavernas con este tipo de métodos (sondeos eléctricos verticales) aunque se recomienda utilizar un método en 2D y 3D si ese fuese el objetivo.

- * Se sugiere que la mayor concentración de conductos de disolución se encuentra dentro de los primeros 8km partiendo de la costa hacia tierra adentro, posterior a los 8km la concentración de conductos/cavernas se sugiere que va disminuyendo teniendo estratos profundos de roca caliza compactada, se recomienda realizar estudios mas detallados después de los 8km para corroborar esta hipótesis.
- * La aplicación de la Ley de Archie en estos sistemas kársticos nos permite relacionar la resistividad de la formación geológica (estratos) con la porosidad de la roca y la saturación de agua dulce/salina del sistema hidrogeológico partiendo de un perfil de conductividad eléctrica en el acuífero que alcance la interfase salina. Estas estimaciones pueden realizarse tomando valores de porosidad encontradas por diversos autores cerca del área de estudio, aunque se recomienda obtener la porosidad de la roca del área que se pretenda estudiar para tener una mejor aproximación a la realidad.
- * La aplicación de la Ley de Archie en éstas áreas kársticas es de suma importancia para tener una interpretación más cercana a la realidad de los resultados obtenidos por métodos geofísicos de resistividad.
- * Se propone que el mínimo volumen elemental representativo para éste sistema kárstico costero es de 0.24 km^3 .
- * Se sugiere realizar estudios de resistividad azimutal para comprobar la anisotropía de algún sitio en estudio, en especial en sistemas kársticos, así como para determinar la dirección de los estratos superficiales de la roca.
- * Para el estudio hidrogeológico de sistemas kársticos costeros se recomienda la utilización de métodos geofísicos como una herramienta que ayude a la identificación de cavernas/conductos de disolución para generar un modelo conceptual más aproximado a la realidad y un volumen mínimo elemental que sea representativo del acuífero.

6. REFERENCIAS

Archie, G. E. (1952). Classification of carbonate reservoir rocks according to depositional texture, Bull. AAPG 36 (6): 278-98.

Bauer-Gottwein P., Gondwe B.R.N., Charvet G., Marin L., Rebolledo Vieyra M., Merediz A.G. (2011). Review: The Yucatan Peninsula Karst Aquifer. Mexico. Springer-Verlag. Hydrogeology Journal.

Bear J. (1972). Dynamics of Fluids in Porous Media: New York, American Elsevier, 764 p.

Carpenter P.J., Adams R.F. Lenczewski M. and Leal-Bautista R.M. (2012). Ground-penetrating radar, resistivity and spontaneous potential investigations of a contaminated aquifer near Cancun, Mexico. 13TH SONKHOLE CONFERENCE. NICKRI SUMPOSIUM. 8p.

Choudhury K. and Saha D.K. (2004). Integrated Geophysical and Chemical Study of Saline Water Intrusion. Groundwater. Vol. 42, no.5 pp. 671-677.

CNA. (1990). Sinopsis Geohidrológica del Estado de Quintana Roo. D.F., México.

Davis, S.N. (1969). Porosity and permeability of natural materials, in DeWeist, R.J. M., ed., flow through porous media: New York, Academic Press, p. 53-59.

Domenico P.A. y Schwartz F.W. (1990). Physical and chemical hydrogeology. Edit. Jhon Wiley & Sons.

Freeze R. And Cherry J.A. (1979). Groundwater. Ed. Prentice Hall.

Fetter C.W. (1994). Applied Hydrogeology. Third Edition. McMillan. United States of America.

Ginzburg A. and Levanon A. (1976). Determination of a Salt-Water Interface By Electric Resistivity Depth Soundings. *Hydrological Sciences*. XXI, 4 12.

Glover Paul. (2009). What is the cementation exponent? A new interpretation. *The Leading Edge*. Vol. 28. No. 1 . pp. 82-85.

González Herrera, R.A. (1984). Correlación de muestras de roca en pozos de la Ciudad de Mérida (Civil Engineering thesis): Merida, Yucatán, Universidad Autónoma de Yucatán, 129p.

Harris, N.J., (1984). Diagenesis of upper pleistocene strand-plain limestones, northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. MSc Thesis, University of New Orleans, 130pp.

Hassanzadeh Azar J., Javaherian A., Reza Pishvaie M. and Nabi-Bidhendi M. (2008). An approach to defining tortuosity and cementation factor in carbonate reservoir rocks. *Journal of Petroleum Science and Engineering*. Vol. 60. Issue 2. Pp. 125-131.

Manger, G.E. (1963). Porosity and bulk density of sedimentary rocks. *Bulletin*. 1144-E. USGS.

Marín S.L., Escolero F. O, Rebolledo V.M, Balcazar M., Santillán P. y Martínez V. (2005). Programa de Monitoreo de Aguas Subterráneas del Parque Xcaret y sus alrededores, Estado de Quintana Roo. UNAM. XCARET. México.

Murray R.C. (1960). Origin of porosity in carbonate rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 30, p. 59-84.

Price, R.M. and J.S. Herman. (1991). Geochemical investigation of salt-water intrusion into a coastal carbonate aquifer: Mallorca, Spain. *Geological Society of America Bulletin*. V. 103, pp. 1270-1279.

Steinich, B. and Marín L.E. (1996). Hydrogeological investigations in Northwestern Yucatan, Mexico, using resistivity surveys, *Ground Water*. Vol. 34, No. 4. p. 640-646.

Stoessel, R.K., W.C. Ward, B.H. Ford, and J.D. Schuffert. (1989). Water chemistry and CaCO_3 dissolution in the saline portion of an open-flow mixing zone, coastal Yucatan Peninsula, Mexico. Geological Society of America Bulletin. V. 101, pp. 159-169.

Telford W.M., Geldart L.P. and Sheriff R.E. (1990). Applied geophysics. Second edition. Cambridge University Press.

Wicks, C.M., J.S. Herman, A.F. Randazzo and J.L. Jee. In press. Water-rock interactions in a modern coastal mixing zone. Geological Society of America Bulletin.

ANEXO A (1)

-LEY DE ARCHIE APLICADA CON UNA POROSIDAD DEL 15%

Cuadro I.- Ley de Archie aplicada con una porosidad del 15%.

		a =	1	
		$\phi =$	0.15	
		m =	2	
		$\frac{mS}{cm} \rightarrow \frac{S}{m}$	Convertir σ_w a ρ_w	Ley de Archie
PROFUNDIDAD	Conductividad mS/cm σ_w	$\sigma_w \left(\frac{1S}{1000mS} \right)^*$ $\left(\frac{100cm}{1m} \right)$	$\rho_w = \frac{1}{\sigma_w}$	$\rho_0 = \rho_w a \phi^{-m}$
0.00	2.17	0.22	4.60	204.62
1.00	2.20	0.22	4.55	202.34
2.00	2.19	0.22	4.57	203.33
3.00	2.18	0.22	4.59	203.93
4.00	2.18	0.22	4.59	204.15
5.00	2.18	0.22	4.59	204.11
6.00	2.18	0.22	4.58	203.43
7.00	2.20	0.22	4.55	202.09
8.00	2.20	0.22	4.54	201.57
9.00	2.19	0.22	4.56	202.53
10.00	2.17	0.22	4.62	205.13
11.00	2.13	0.21	4.69	208.63
12.00	2.13	0.21	4.70	208.92
13.00	2.13	0.21	4.70	208.92
14.33	2.37	0.24	4.23	187.84
14.41	2.70	0.27	3.70	164.39
14.50	2.89	0.29	3.46	153.60
14.58	3.33	0.33	3.00	133.50
14.65	3.81	0.38	2.63	116.78
14.71	4.24	0.42	2.36	104.78

14.75	4.57	0.46	2.19	97.29
14.82	4.86	0.49	2.06	91.40
14.90	5.49	0.55	1.82	80.92
14.99	6.29	0.63	1.59	70.62
15.06	7.31	0.73	1.37	60.77
15.13	8.43	0.84	1.19	52.71
15.21	9.72	0.97	1.03	45.71
15.31	11.31	1.13	0.88	39.31
15.38	12.98	1.30	0.77	34.25
15.45	14.56	1.46	0.69	30.53
15.52	15.88	1.59	0.63	27.99
15.59	17.20	1.72	0.58	25.84
15.65	18.35	1.83	0.54	24.22
15.69	19.38	1.94	0.52	22.94
15.72	19.94	1.99	0.50	22.29
15.76	20.38	2.04	0.49	21.81
15.81	21.29	2.13	0.47	20.88
15.87	22.27	2.23	0.45	19.96
15.95	23.13	2.31	0.43	19.22
16.05	24.34	2.43	0.41	18.26
16.14	25.68	2.57	0.39	17.31
16.23	27.03	2.70	0.37	16.44
16.30	28.07	2.81	0.36	15.84
16.37	29.06	2.91	0.34	15.29
16.44	29.95	3.00	0.33	14.84
16.52	30.82	3.08	0.32	14.42
16.59	31.57	3.16	0.32	14.08
16.66	32.20	3.22	0.31	13.80
16.72	32.84	3.28	0.30	13.53
16.79	33.40	3.34	0.30	13.31
16.88	34.05	3.41	0.29	13.05

16.97	34.76	3.48	0.29	12.79
17.03	35.39	3.54	0.28	12.56
17.08	35.83	3.58	0.28	12.40
17.15	36.16	3.62	0.28	12.29
17.20	36.54	3.65	0.27	12.16
17.25	36.94	3.69	0.27	12.03
17.28	37.09	3.71	0.27	11.98
17.33	37.36	3.74	0.27	11.90
17.38	37.59	3.76	0.27	11.82
17.42	37.85	3.78	0.26	11.74
17.43	37.95	3.79	0.26	11.71
17.46	38.03	3.80	0.26	11.69
17.48	38.13	3.81	0.26	11.66
17.50	38.28	3.83	0.26	11.61
17.53	38.37	3.84	0.26	11.58
17.57	38.49	3.85	0.26	11.55
17.62	38.61	3.86	0.26	11.51
17.68	38.79	3.88	0.26	11.46
17.73	38.93	3.89	0.26	11.42
17.76	39.02	3.90	0.26	11.39
17.79	39.09	3.91	0.26	11.37
17.82	39.17	3.92	0.26	11.35
17.86	39.22	3.92	0.25	11.33
17.90	39.28	3.93	0.25	11.32
17.94	39.34	3.93	0.25	11.30
17.98	39.40	3.94	0.25	11.28
18.00	39.55	3.96	0.25	11.24
19.00	39.05	3.91	0.26	11.38

-LEY DE ARCHIE APLICADA CON UNA POROSIDAD DEL 23%

Cuadro II.- Ley de Archie aplicada con una porosidad del 23%.

		a =	1	
		$\emptyset =$	0.23	
		m =	2	
		$\frac{mS}{cm} \rightarrow \frac{S}{m}$	Convertir σ_w a ρ_w	Ley de Archie
PROFUNDIDAD	Conductividad mS/cm σ_w	$\sigma_w \left(\frac{1S}{1000mS} \right)^*$ $\left(\frac{100cm}{1m} \right)$	$\rho_w = \frac{1}{\sigma_w}$	$\rho_0 = \rho_w a \phi^{-m}$
0.00	2.17	0.22	4.60	87.03
1.00	2.20	0.22	4.55	86.06
2.00	2.19	0.22	4.57	86.48
3.00	2.18	0.22	4.59	86.74
4.00	2.18	0.22	4.59	86.83
5.00	2.18	0.22	4.59	86.81
6.00	2.18	0.22	4.58	86.53
7.00	2.20	0.22	4.55	85.96
8.00	2.20	0.22	4.54	85.73
9.00	2.19	0.22	4.56	86.14
10.00	2.17	0.22	4.62	87.25
11.00	2.13	0.21	4.69	88.74
12.00	2.13	0.21	4.70	88.86
13.00	2.13	0.21	4.70	88.86
14.33	2.37	0.24	4.23	79.89
14.41	2.70	0.27	3.70	69.92
14.50	2.89	0.29	3.46	65.33
14.58	3.33	0.33	3.00	56.78
14.65	3.81	0.38	2.63	49.67
14.71	4.24	0.42	2.36	44.57

14.75	4.57	0.46	2.19	41.38
14.82	4.86	0.49	2.06	38.88
14.90	5.49	0.55	1.82	34.42
14.99	6.29	0.63	1.59	30.04
15.06	7.31	0.73	1.37	25.85
15.13	8.43	0.84	1.19	22.42
15.21	9.72	0.97	1.03	19.44
15.31	11.31	1.13	0.88	16.72
15.38	12.98	1.30	0.77	14.57
15.45	14.56	1.46	0.69	12.99
15.52	15.88	1.59	0.63	11.90
15.59	17.20	1.72	0.58	10.99
15.65	18.35	1.83	0.54	10.30
15.69	19.38	1.94	0.52	9.76
15.72	19.94	1.99	0.50	9.48
15.76	20.38	2.04	0.49	9.28
15.81	21.29	2.13	0.47	8.88
15.87	22.27	2.23	0.45	8.49
15.95	23.13	2.31	0.43	8.17
16.05	24.34	2.43	0.41	7.77
16.14	25.68	2.57	0.39	7.36
16.23	27.03	2.70	0.37	6.99
16.30	28.07	2.81	0.36	6.74
16.37	29.06	2.91	0.34	6.51
16.44	29.95	3.00	0.33	6.31
16.52	30.82	3.08	0.32	6.13
16.59	31.57	3.16	0.32	5.99
16.66	32.20	3.22	0.31	5.87
16.72	32.84	3.28	0.30	5.76
16.79	33.40	3.34	0.30	5.66
16.88	34.05	3.41	0.29	5.55

16.97	34.76	3.48	0.29	5.44
17.03	35.39	3.54	0.28	5.34
17.08	35.83	3.58	0.28	5.28
17.15	36.16	3.62	0.28	5.23
17.20	36.54	3.65	0.27	5.17
17.25	36.94	3.69	0.27	5.12
17.28	37.09	3.71	0.27	5.10
17.33	37.36	3.74	0.27	5.06
17.38	37.59	3.76	0.27	5.03
17.42	37.85	3.78	0.26	4.99
17.43	37.95	3.79	0.26	4.98
17.46	38.03	3.80	0.26	4.97
17.48	38.13	3.81	0.26	4.96
17.50	38.28	3.83	0.26	4.94
17.53	38.37	3.84	0.26	4.93
17.57	38.49	3.85	0.26	4.91
17.62	38.61	3.86	0.26	4.90
17.68	38.79	3.88	0.26	4.87
17.73	38.93	3.89	0.26	4.86
17.76	39.02	3.90	0.26	4.84
17.79	39.09	3.91	0.26	4.84
17.82	39.17	3.92	0.26	4.83
17.86	39.22	3.92	0.25	4.82
17.90	39.28	3.93	0.25	4.81
17.94	39.34	3.93	0.25	4.81
17.98	39.40	3.94	0.25	4.80
18.00	39.55	3.96	0.25	4.78
19.00	39.05	3.91	0.26	4.84

-LEY DE ARCHIE APLICADA CON UNA POROSIDAD DE 35%

Cuadro III.- Ley de Archie aplicada con una porosidad del 35%.

		a =	1		
		$\emptyset =$	0.35		
		m =	2		
		$\frac{mS}{cm} \rightarrow \frac{S}{m}$	Convertir σ_w a ρ_w	Ley de Archie	
PROFUNDIDAD	Conductividad mS/cm σ_w	$\sigma_w \left(\frac{1S}{1000mS} \right)^*$ $\left(\frac{100cm}{1m} \right)$	$\rho_w = \frac{1}{\sigma_w}$	$\rho_0 = \rho_w a \phi^{-m}$	
0.00	2.17	0.22	4.60	37.58	
1.00	2.20	0.22	4.55	37.16	
2.00	2.19	0.22	4.57	37.35	
3.00	2.18	0.22	4.59	37.46	
4.00	2.18	0.22	4.59	37.50	
5.00	2.18	0.22	4.59	37.49	
6.00	2.18	0.22	4.58	37.36	
7.00	2.20	0.22	4.55	37.12	
8.00	2.20	0.22	4.54	37.02	
9.00	2.19	0.22	4.56	37.20	
10.00	2.17	0.22	4.62	37.68	
11.00	2.13	0.21	4.69	38.32	
12.00	2.13	0.21	4.70	38.37	
13.00	2.13	0.21	4.70	38.37	
14.33	2.37	0.24	4.23	34.50	
14.41	2.70	0.27	3.70	30.19	
14.50	2.89	0.29	3.46	28.21	
14.58	3.33	0.33	3.00	24.52	
14.65	3.81	0.38	2.63	21.45	
14.71	4.24	0.42	2.36	19.25	
14.75	4.57	0.46	2.19	17.87	

14.82	4.86	0.49	2.06	16.79
14.90	5.49	0.55	1.82	14.86
14.99	6.29	0.63	1.59	12.97
15.06	7.31	0.73	1.37	11.16
15.13	8.43	0.84	1.19	9.68
15.21	9.72	0.97	1.03	8.40
15.31	11.31	1.13	0.88	7.22
15.38	12.98	1.30	0.77	6.29
15.45	14.56	1.46	0.69	5.61
15.52	15.88	1.59	0.63	5.14
15.59	17.20	1.72	0.58	4.75
15.65	18.35	1.83	0.54	4.45
15.69	19.38	1.94	0.52	4.21
15.72	19.94	1.99	0.50	4.09
15.76	20.38	2.04	0.49	4.01
15.81	21.29	2.13	0.47	3.83
15.87	22.27	2.23	0.45	3.67
15.95	23.13	2.31	0.43	3.53
16.05	24.34	2.43	0.41	3.35
16.14	25.68	2.57	0.39	3.18
16.23	27.03	2.70	0.37	3.02
16.30	28.07	2.81	0.36	2.91
16.37	29.06	2.91	0.34	2.81
16.44	29.95	3.00	0.33	2.73
16.52	30.82	3.08	0.32	2.65
16.59	31.57	3.16	0.32	2.59
16.66	32.20	3.22	0.31	2.53
16.72	32.84	3.28	0.30	2.49
16.79	33.40	3.34	0.30	2.44
16.88	34.05	3.41	0.29	2.40
16.97	34.76	3.48	0.29	2.35

17.03	35.39	3.54	0.28	2.31
17.08	35.83	3.58	0.28	2.28
17.15	36.16	3.62	0.28	2.26
17.20	36.54	3.65	0.27	2.23
17.25	36.94	3.69	0.27	2.21
17.28	37.09	3.71	0.27	2.20
17.33	37.36	3.74	0.27	2.19
17.38	37.59	3.76	0.27	2.17
17.42	37.85	3.78	0.26	2.16
17.43	37.95	3.79	0.26	2.15
17.46	38.03	3.80	0.26	2.15
17.48	38.13	3.81	0.26	2.14
17.50	38.28	3.83	0.26	2.13
17.53	38.37	3.84	0.26	2.13
17.57	38.49	3.85	0.26	2.12
17.62	38.61	3.86	0.26	2.11
17.68	38.79	3.88	0.26	2.10
17.73	38.93	3.89	0.26	2.10
17.76	39.02	3.90	0.26	2.09
17.79	39.09	3.91	0.26	2.09
17.82	39.17	3.92	0.26	2.08
17.86	39.22	3.92	0.25	2.08
17.90	39.28	3.93	0.25	2.08
17.94	39.34	3.93	0.25	2.08
17.98	39.40	3.94	0.25	2.07
18.00	39.55	3.96	0.25	2.06
19.00	39.05	3.91	0.26	2.09

-LEY DE ARCHIE APLICADA CON UNA POROSIDAD DE 45%

Cuadro IV.- Ley de Archie aplicada con una porosidad del 45%.

		a =	1		
		$\emptyset =$	0.45		
		m =	2		
		$\frac{mS}{cm} \rightarrow \frac{S}{m}$	Convertir σ_w a ρ_w	Ley de Archie	
PROFUNDIDAD	Conductividad mS/cm σ_w	$\sigma_w \left(\frac{1S}{1000mS} \right)^*$ $\left(\frac{100cm}{1m} \right)$	$\rho_w = \frac{1}{\sigma_w}$	$\rho_0 = \rho_w a \phi^{-m}$	
0.00	2.17	0.22	4.60	22.74	
1.00	2.20	0.22	4.55	22.48	
2.00	2.19	0.22	4.57	22.59	
3.00	2.18	0.22	4.59	22.66	
4.00	2.18	0.22	4.59	22.68	
5.00	2.18	0.22	4.59	22.68	
6.00	2.18	0.22	4.58	22.60	
7.00	2.20	0.22	4.55	22.45	
8.00	2.20	0.22	4.54	22.40	
9.00	2.19	0.22	4.56	22.50	
10.00	2.17	0.22	4.62	22.79	
11.00	2.13	0.21	4.69	23.18	
12.00	2.13	0.21	4.70	23.21	
13.00	2.13	0.21	4.70	23.21	
14.33	2.37	0.24	4.23	20.87	
14.41	2.70	0.27	3.70	18.27	
14.50	2.89	0.29	3.46	17.07	
14.58	3.33	0.33	3.00	14.83	
14.65	3.81	0.38	2.63	12.98	
14.71	4.24	0.42	2.36	11.64	
14.75	4.57	0.46	2.19	10.81	

14.82	4.86	0.49	2.06	10.16
14.90	5.49	0.55	1.82	8.99
14.99	6.29	0.63	1.59	7.85
15.06	7.31	0.73	1.37	6.75
15.13	8.43	0.84	1.19	5.86
15.21	9.72	0.97	1.03	5.08
15.31	11.31	1.13	0.88	4.37
15.38	12.98	1.30	0.77	3.81
15.45	14.56	1.46	0.69	3.39
15.52	15.88	1.59	0.63	3.11
15.59	17.20	1.72	0.58	2.87
15.65	18.35	1.83	0.54	2.69
15.69	19.38	1.94	0.52	2.55
15.72	19.94	1.99	0.50	2.48
15.76	20.38	2.04	0.49	2.42
15.81	21.29	2.13	0.47	2.32
15.87	22.27	2.23	0.45	2.22
15.95	23.13	2.31	0.43	2.14
16.05	24.34	2.43	0.41	2.03
16.14	25.68	2.57	0.39	1.92
16.23	27.03	2.70	0.37	1.83
16.30	28.07	2.81	0.36	1.76
16.37	29.06	2.91	0.34	1.70
16.44	29.95	3.00	0.33	1.65
16.52	30.82	3.08	0.32	1.60
16.59	31.57	3.16	0.32	1.56
16.66	32.20	3.22	0.31	1.53
16.72	32.84	3.28	0.30	1.50
16.79	33.40	3.34	0.30	1.48
16.88	34.05	3.41	0.29	1.45
16.97	34.76	3.48	0.29	1.42

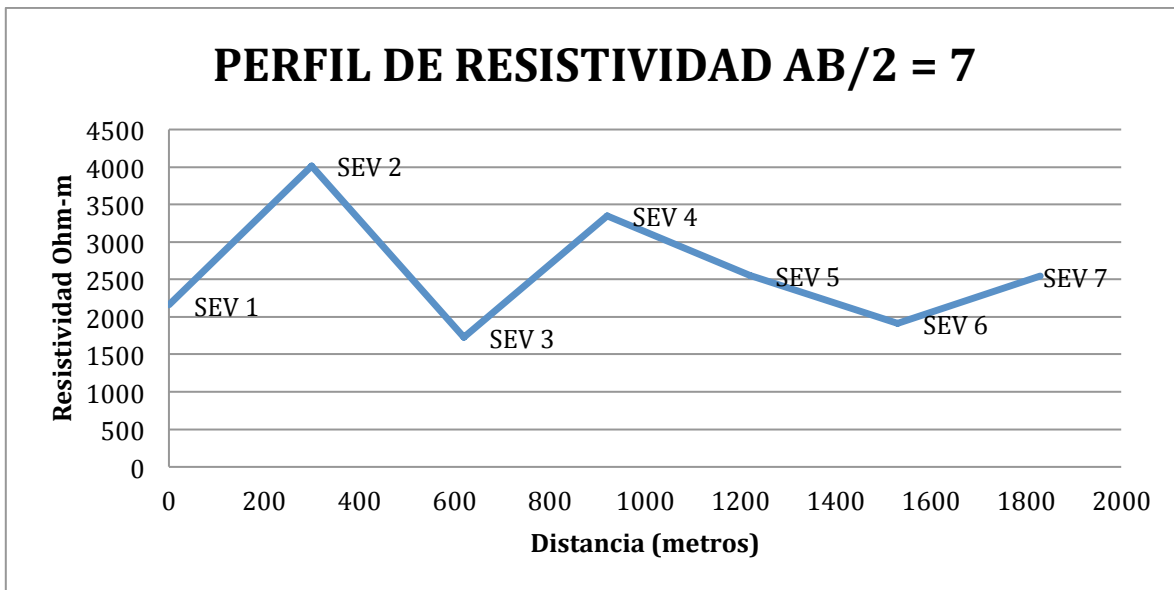
17.03	35.39	3.54	0.28	1.40
17.08	35.83	3.58	0.28	1.38
17.15	36.16	3.62	0.28	1.37
17.20	36.54	3.65	0.27	1.35
17.25	36.94	3.69	0.27	1.34
17.28	37.09	3.71	0.27	1.33
17.33	37.36	3.74	0.27	1.32
17.38	37.59	3.76	0.27	1.31
17.42	37.85	3.78	0.26	1.30
17.43	37.95	3.79	0.26	1.30
17.46	38.03	3.80	0.26	1.30
17.48	38.13	3.81	0.26	1.30
17.50	38.28	3.83	0.26	1.29
17.53	38.37	3.84	0.26	1.29
17.57	38.49	3.85	0.26	1.28
17.62	38.61	3.86	0.26	1.28
17.68	38.79	3.88	0.26	1.27
17.73	38.93	3.89	0.26	1.27
17.76	39.02	3.90	0.26	1.27
17.79	39.09	3.91	0.26	1.26
17.82	39.17	3.92	0.26	1.26
17.86	39.22	3.92	0.25	1.26
17.90	39.28	3.93	0.25	1.26
17.94	39.34	3.93	0.25	1.26
17.98	39.40	3.94	0.25	1.25
18.00	39.55	3.96	0.25	1.25
19.00	39.05	3.91	0.26	1.26

ANEXO B (2)

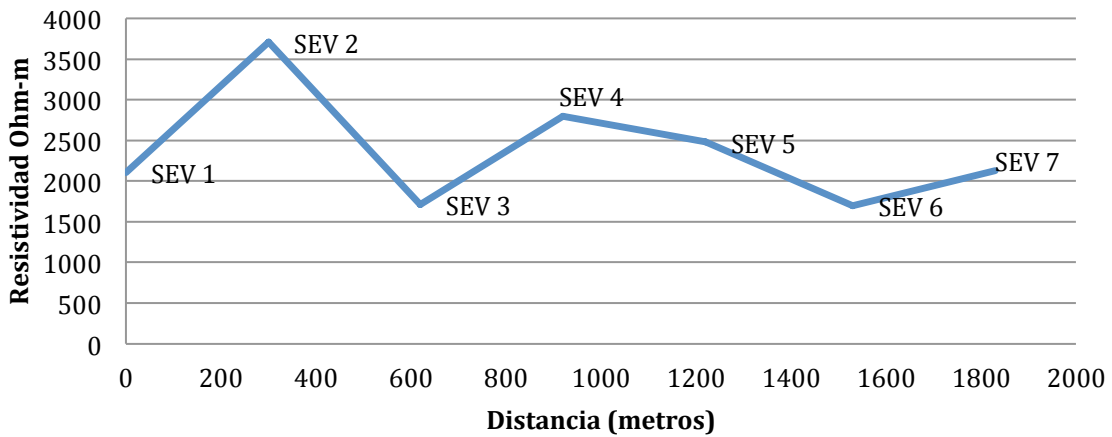
PERFILES DE RESISTIVIDAD APARENTE

Estos perfiles tienen un gran uso, especialmente para comparar las resistividades aparentes con respecto a las aberturas $AB/2$ en los SEV, ya que con ello tenemos un indicativo de la consistencia o variación de las resistividades en un área, en algunos casos ayudan para identificar la heterogeneidad en un sistema cuando se obtienen variaciones de resistividad aparente en un perfil con la misma abertura $AB/2$, ayudan también para la detección de cavernas identificándolos cuando los perfiles presenten picos o cambios bruscos de resistividad aparente en un SEV en comparación con los otros SEV de la misma sección, es indispensable hacer una verificación con métodos directos para comprobarlo.

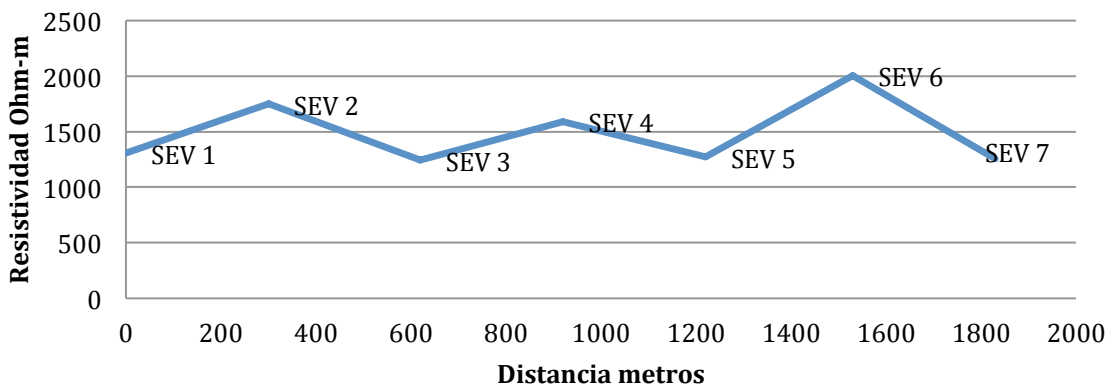
SECCIÓN PARALELA A LA COSTA, SO-NE



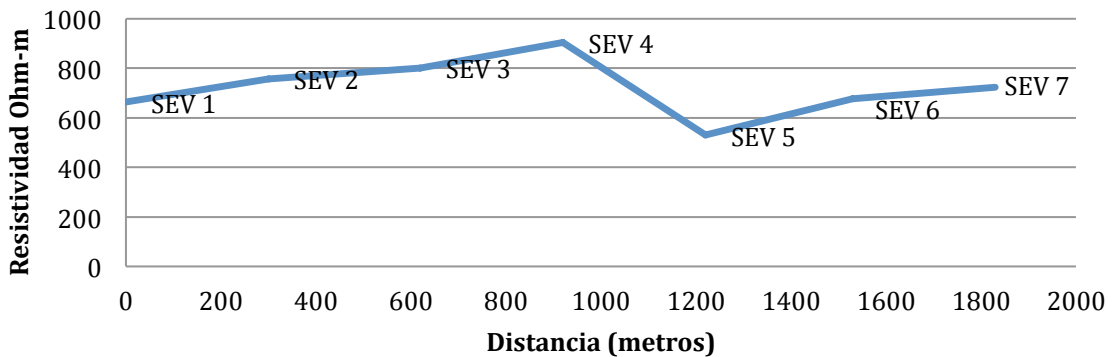
Perfil resistividad AB/2=15



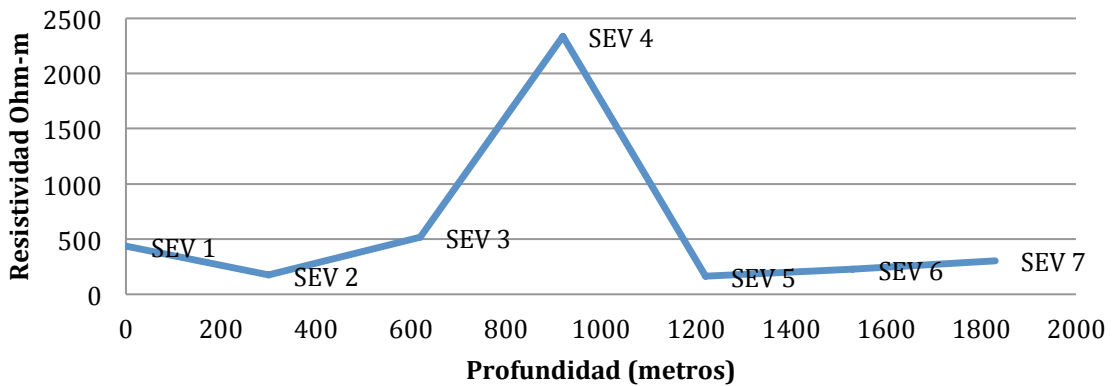
Perfil de resistividad AB/2=32



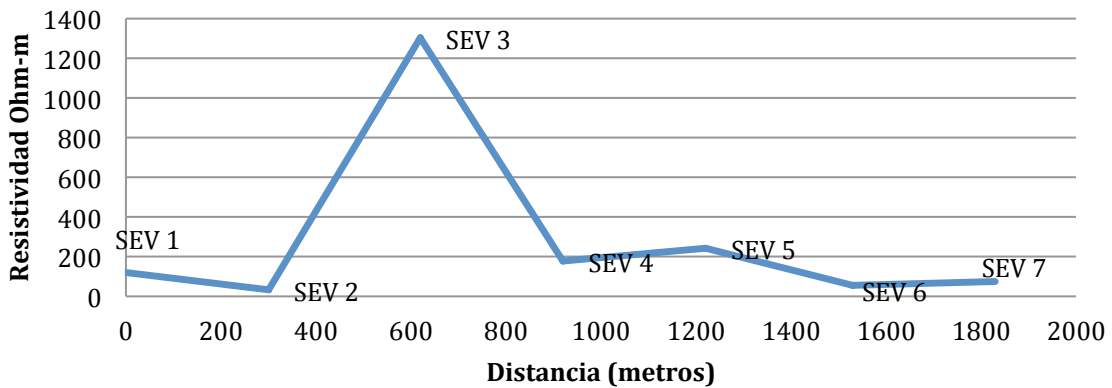
Perfil de resistividad AB/2 = 46



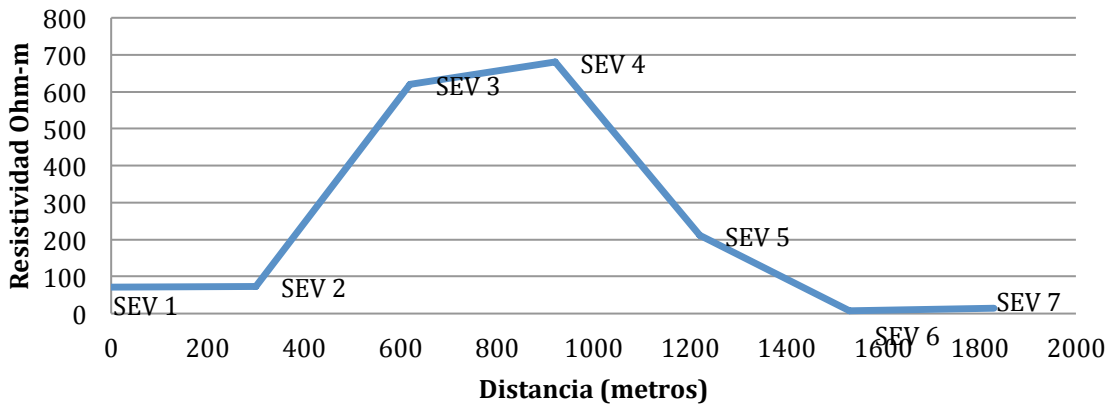
Perfil de resistividad AB/2=68

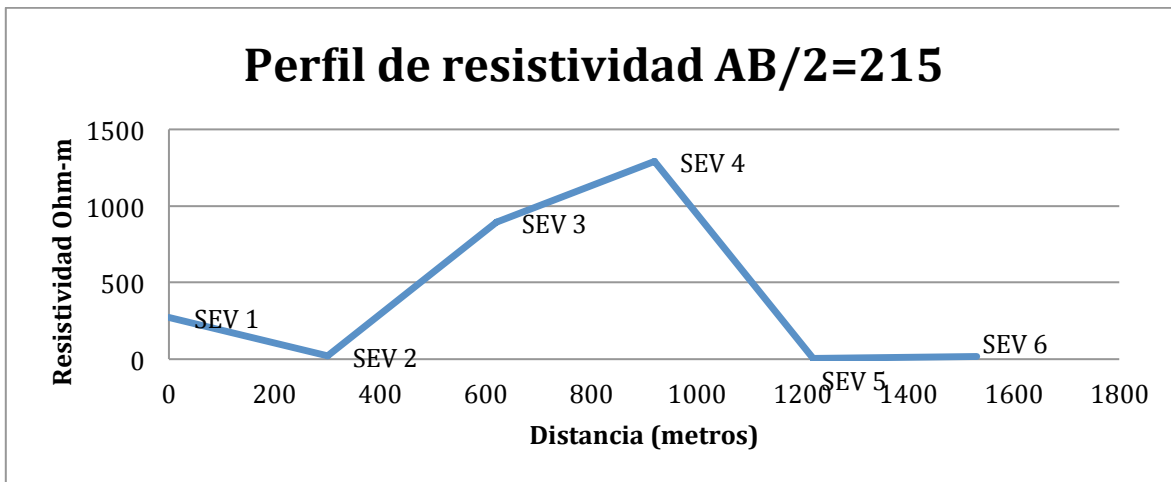


Perfil de resistividad AB/2=100

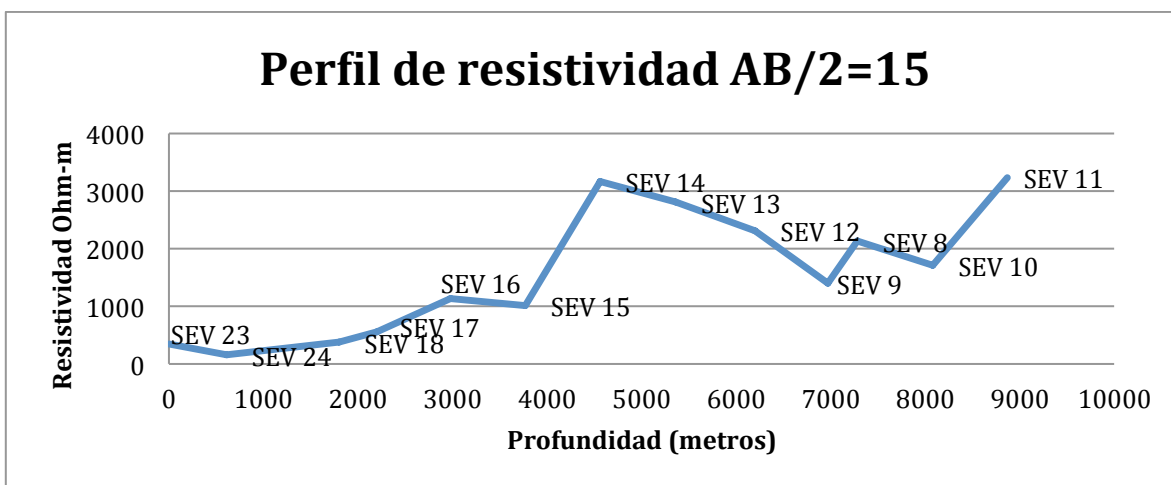
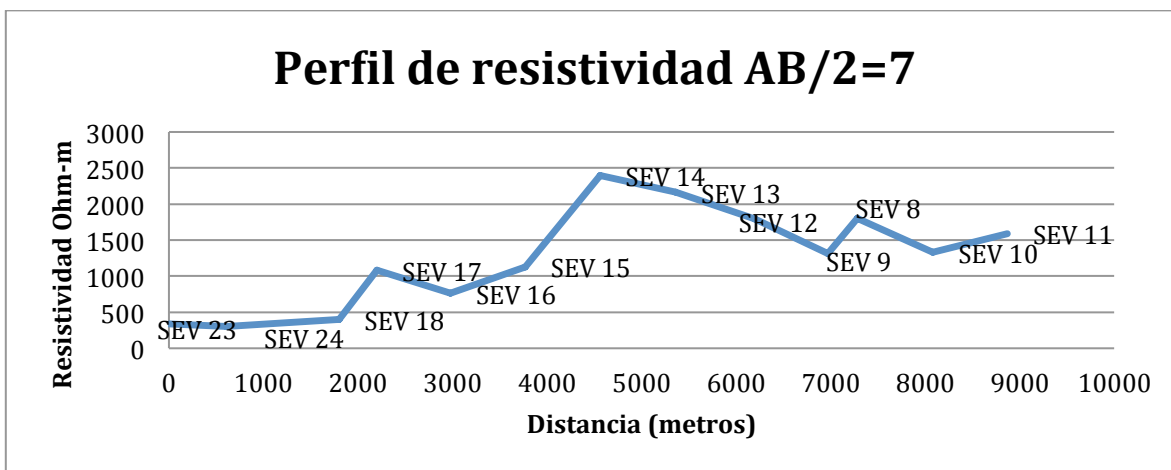


Perfil de resistividad AB/2=145

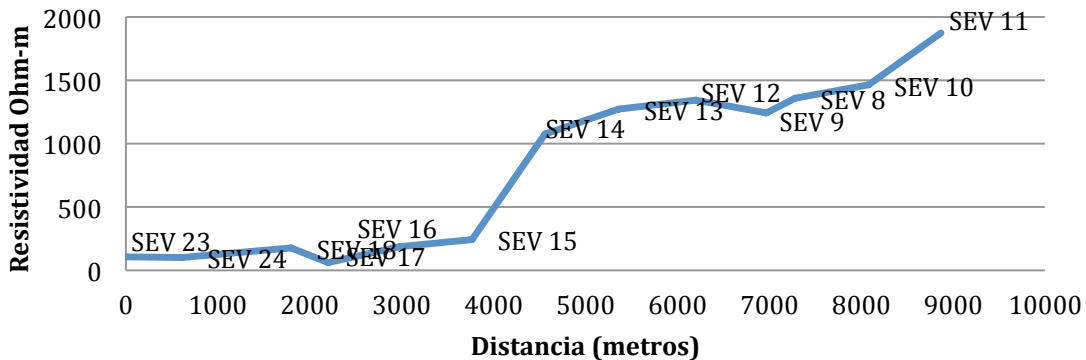




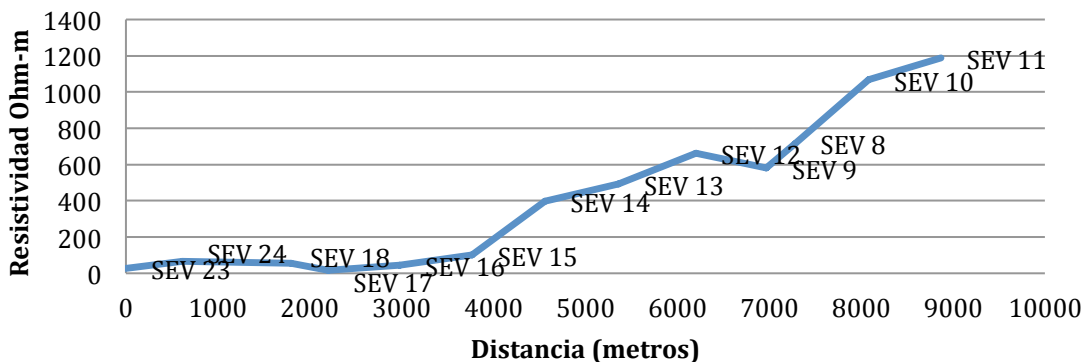
SECCIÓN PRINCIPAL PERPENDICULAR COSTA, SE-NO



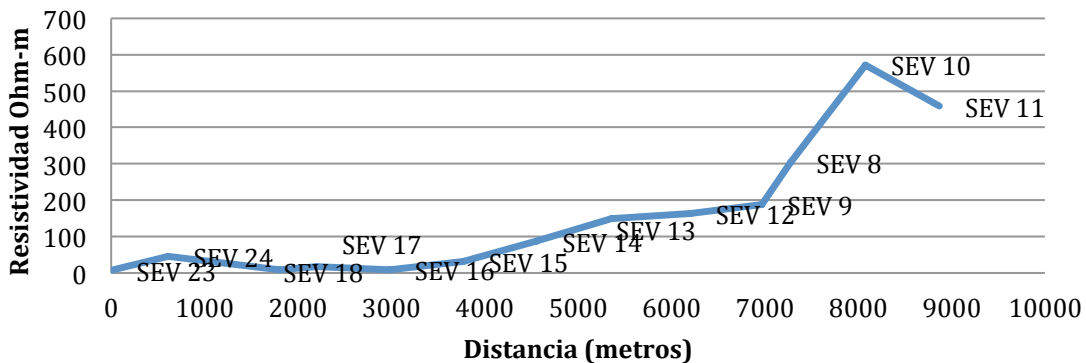
Perfil de resistividad AB/2=32



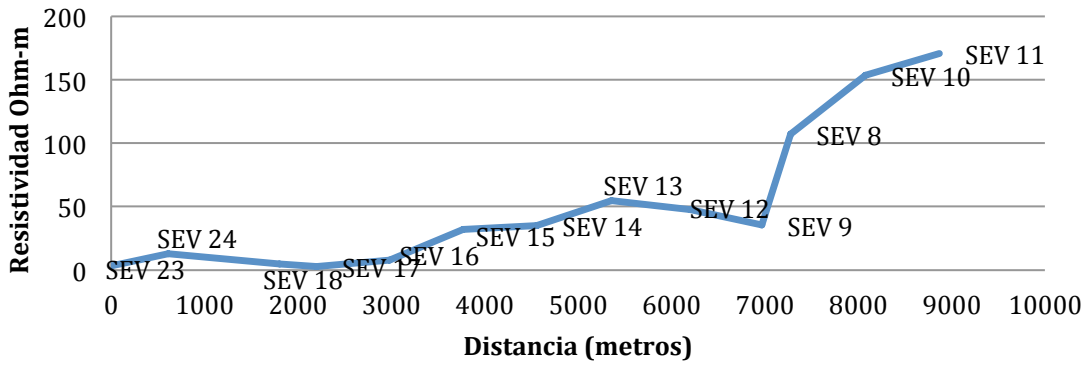
Perfil de resistividad AB/2=46



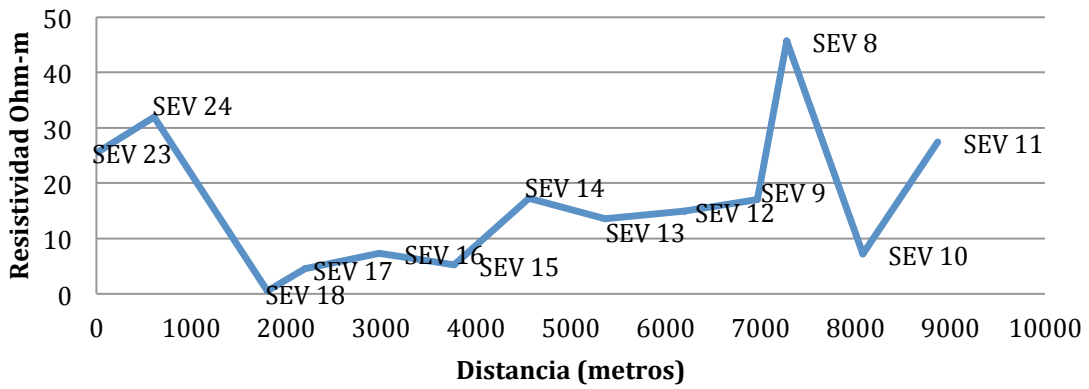
Perfil de resistividad AB/2=68



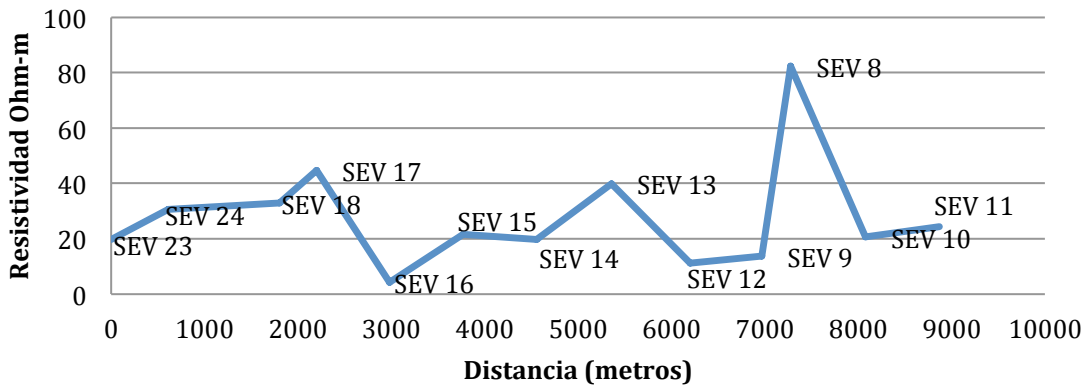
Perfil de resistividad AB/2=100



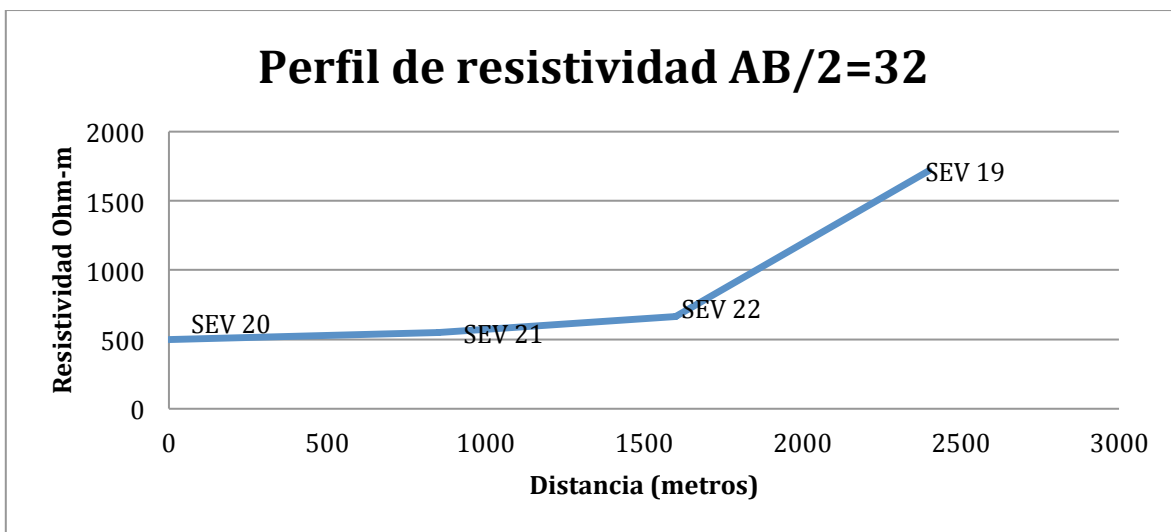
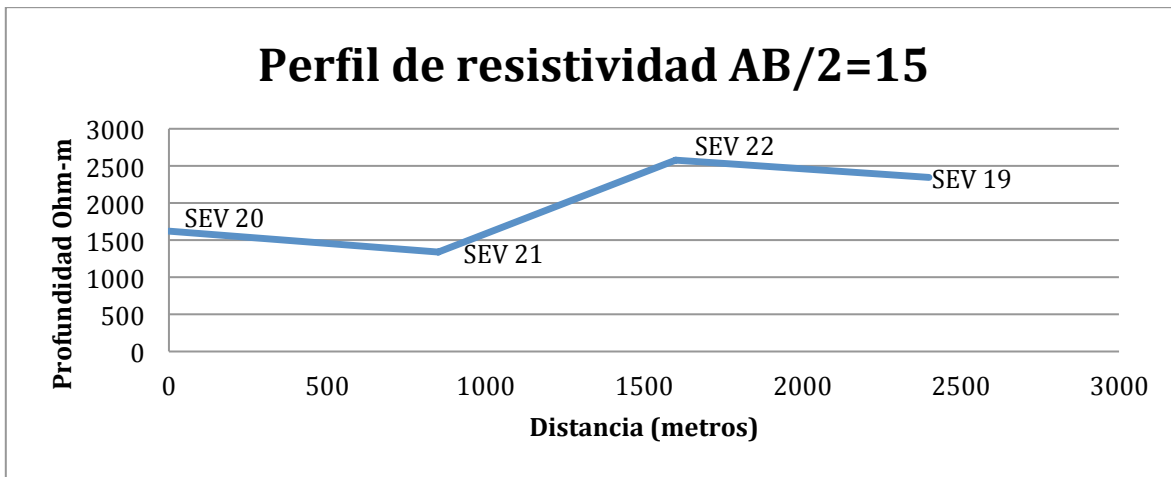
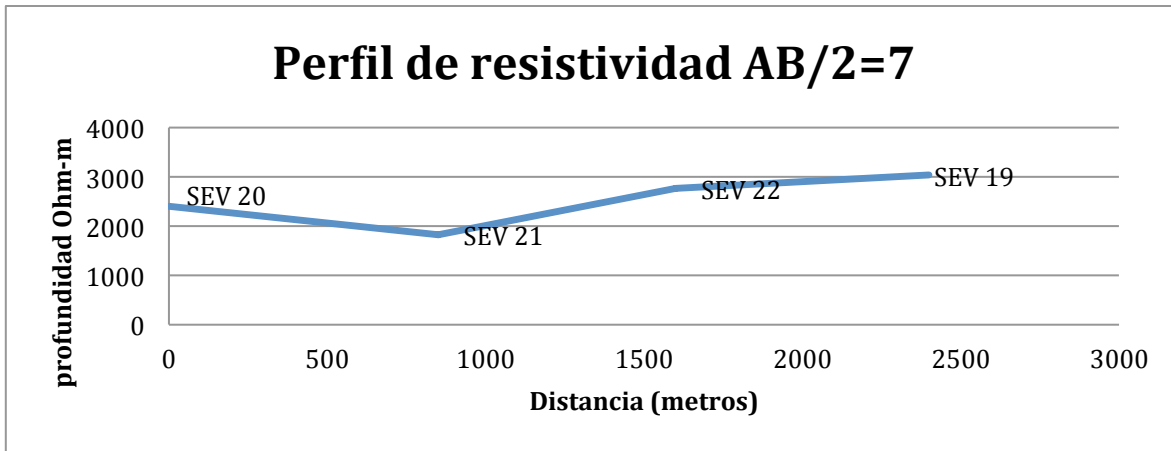
Perfil de resistividad AB/2=145



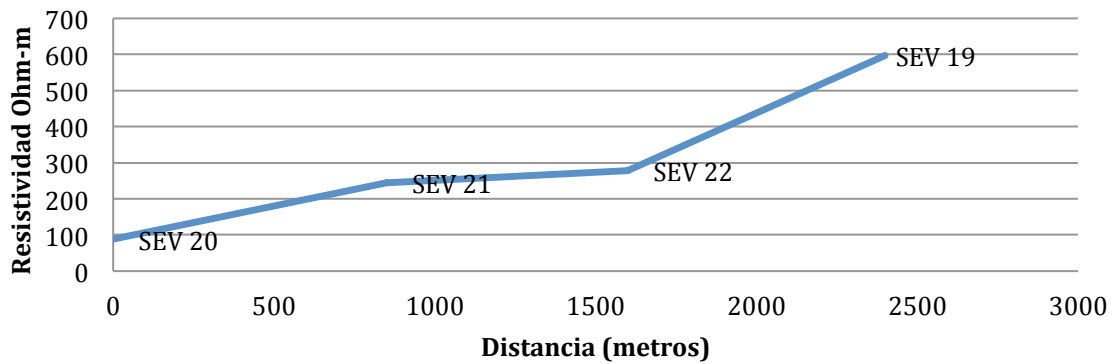
Perfil de resistividad AB/2=215



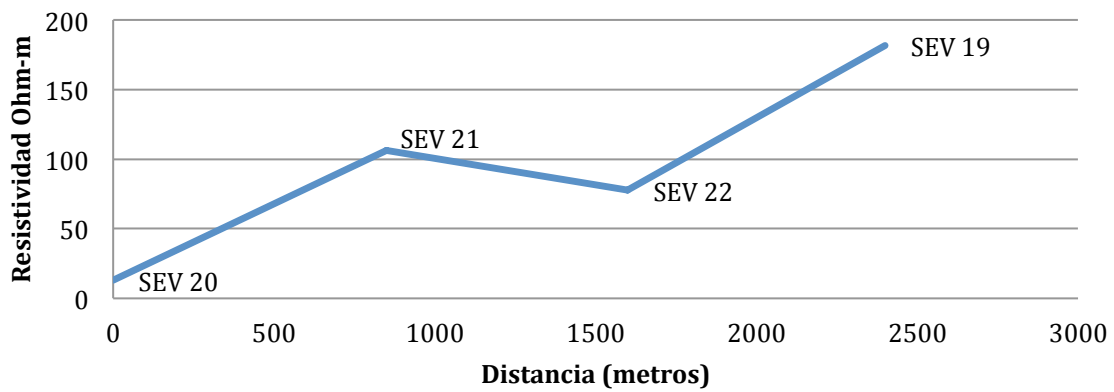
SECCIÓN PERPENDICULAR COSTA 2, SE-NO



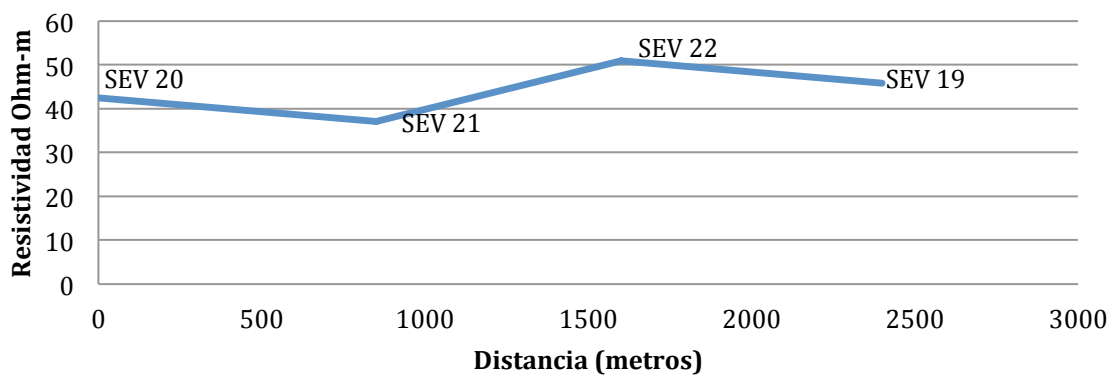
Perfil de resistividad AB/2=46



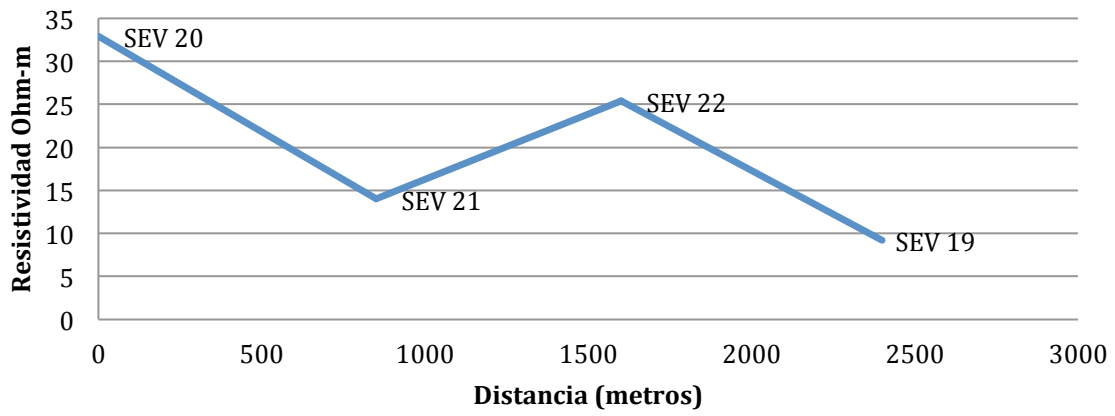
Perfil de resistividad AB/2=68



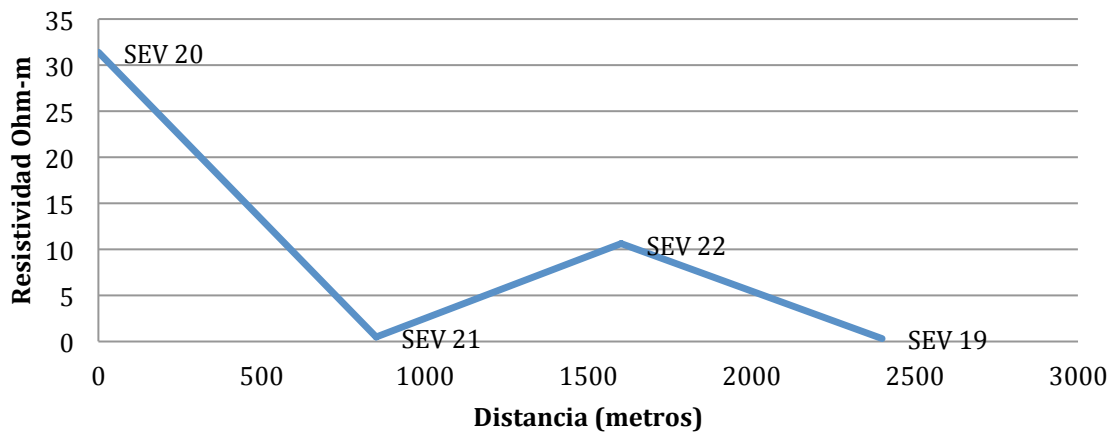
Perfil de resistividad AB/2=100



Perfil de resistividad AB/2=145



Perfil de resistividad AB/2=215



ANEXO C (3)

Fotografías

Evidencia de conductos de disolución sobre la sección de SEV paralela a la costa y presencia de cavernas llenas de aire a 15 metros al norte del SEV 5 Y SEV 6, se aprecia una delgada capa superficial de roca (50 cm aproximadamente) y debajo de ella se encuentra la caverna/colapso.



Cenote encontrado cerca de la sección de SEV realizada paralela a la costa. La altura del techo (del colapso) en la superficie al nivel freático es de aproximadamente 19 m.



Resistividad Azimutal. Resistivímetro, tendido de líneas y uso de brújula.





En la imagen izquierda se aprecia la presencia de un cocodrilo que impidió coleccionar la muestra en el cenote GC y en la imagen derecha el cenote GC.



Resistivímetro utilizado y caminos donde se realizaron los sondeos eléctricos verticales.



Evidencia de infiltración directa de agua de lluvia al acuífero por medio de los conductos de disolución

