



Centro de Investigación Científica de Yucatán A.C.

Posgrado en Ciencias del Agua

Determinación de las características geo-estructurales que definen una subcuenca hidrogeológica en la zona de Akumal

Tesis que presenta:

Juan Carlos Zamora Luria

En opción al título de:

Maestría en Ciencias del Agua

Cancún, Quintana Roo, México, abril de 2019

DECLARACIÓN DE PROPIEDAD

Declaro que la información contenida en la sección de metodología, resultados y discusión de este documento proviene de las actividades experimentales realizadas durante el periodo que se me asignó para desarrollar mi trabajo de tesis en la Unidad de Ciencias del Agua 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.

Firma: _____



Nombre: Juan Carlos Zamora Luria

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA DE YUCATÁN, A. C.

POSGRADO EN CIENCIAS DEL AGUA



RECONOCIMIENTO

Por medio de la presente, hago constar que el trabajo de tesis de **Juan Carlos Zamora Luria** titulado "**Determinación de las características geoestructurales que definen una subcuenca hidrogeológica en la zona de Akumal**" fue realizado en la Unidad de Ciencias del Agua, en la línea de geohidrología, en el Laboratorio de Geohidrología y Geomática, del Centro de Investigación Científica de Yucatán, A.C., bajo la dirección del Dr. Jorge Adrián Perera Burgos y la Dra. Rosa Ma. Leal Bautista, perteneciente al Programa de Posgrado en Ciencias del Agua de este Centro.

Atentamente.

Dra. Clelia De La Peña Seaman
Directora de Docencia

Mérida, Yucatán, México, a 01 de abril de 2019

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo económico otorgado mediante la beca con número 619251 del Programa Nacional de Posgrados de Calidad.

Al Dr. Jorge Adrián Perera Burgos por haber aceptado dirigir este trabajo, por todos los consejos, por las discusiones que tuvimos para que este trabajo fuera algo de calidad y sobre todo por todas las observaciones que me dio en la escritura de la tesis.

A la Dra. Rosa Ma. Leal Bautista por ayudarme a digerir los conceptos básicos de hidrogeología, por todos los consejos académicos y personales que compartió conmigo. Por haberme mandado al congreso, donde sin duda, mi panorama del mundo de la ciencia cambio radicalmente.

A la Dra. Laura Margarita Hernández Terrones por toda la paciencia que tuvo conmigo y explicarme las cosas más sencillas mientras fungió como mi directora, por ser una amiga y un ejemplo de persona.

Al Dr. Antonio Almazán Becerril por todos los consejos que me dio cuando el camino de la maestría no era muy claro.

Al Dr. Alfredo Gonzales Calderón por su disposición a ser parte de mi comité y por todos los comentarios que realizo tanto en los tutoriales como en la revisión de tesis, sin duda, sin esos comentarios, esta tesis no sería la misma.

A los integrantes de mi comité tutorial (Dr. Luis E. Marín y Dr. Gilberto Acosta) por los comentarios atinados que realizaron en la revisión de la tesis.

Al Ing. Irving Escobedo y a la Ing. Sarahi Del Ángel por ayudarme en las salidas de campo y por su incansable disposición. Gracias.

Al Dr. Jorge Andaverde por ser la persona que me enseñó el mundo de la ciencia. Por ser mi mentor y amigo, por todos los consejos que me dio para poder sobrevivir en este viaje llamado maestría.

Al Mtro. Cesar A. Ramírez Dolores (futuro Dr.) por ser mi amigo, por siempre animarme a NO tirar la toalla, por todos los consejos que me dio en esas largas llamadas por teléfono, por todos los cafés. Gracias.

Al casi Mtro. Alejandro Carmona (el regio) por ser mi amigo en este camino de la maestría, por todas las vivencias que tuvimos dentro y fuera de la escuela. Por las lecciones de carne asada, por se mi coach y sobre todo por ser una gran persona.

Al casi Mtro. Javier Martínez Ochoa (el Javi, el todas mías y los que se agreguen) por haber sido uno de mis amigos en este viaje. Por todas esas idas al antro, sin eso, este viaje no hubiera sido tan divertido.

A los chidos del CICY (si sabes que significa esto, tú eres uno de ellos) por todas esas carnes compartidas y noches de diversión que hicieron de este viaje algo inolvidable.

Al Dr. Mario Rebolledo Vieyra por ser un ejemplo para seguir tanto a nivel personal y científico, por haber confiado en mí y aceptarme como tesista (aunque las circunstancias de la vida no hayan permitido concluir ese trabajo) y, sobre todo, por haberme acercado al mundo de la geofísica. Por habernos mandado de intercambio, esa experiencia es algo que nunca voy a olvidar.

Dedicatoria

A mi mamá por siempre apoyarme, por siempre motivarme a terminar este proyecto y por nunca dejar que me sintiera solo.

A mi familia por ser los que siempre han creído en mí y por apoyarme en todos mis proyectos.

Índice

Agradecimientos.....	4
Dedicatoria	6
Resumen	1
Abstract	2
1. Introducción.....	3
2. Antecedentes.....	5
3. Justificación.....	17
4. Hipótesis.....	19
5. Objetivo	19
5.1 General	19
5.2 Específicos.....	19
6. Metodología.....	20
6.1 Área de estudio.....	20
6.2 Hidrogeología física	23
6.3 Hidrogeoquímica.....	24
6.4 Geofísica.....	24
6.4.1 Fundamentos teóricos de la tomografía de resistividad eléctrica	25
6.4.2 Obtención de Tomografías de Resistividad Eléctrica	30
6.4.3 Procesamiento e inversión de datos de resistividad eléctrica	33
6.5 Estimación de la porosidad	37
6.5.1 Ley de Archie	37
7. Resultados.....	40
7.1 Hidrogeología física: nivel freático	40
7.2 Hidrogeoquímica: perfiles de columna de agua	42
7.3 Geofísica.....	44
7.3.1 Obtención y análisis de las pseudosecciones de resistividad aparente	44
7.3.2 Proceso de Inversión.....	48
7.3.3 Interpretación de perfiles de resistividad eléctrica.....	51
7.4 Estimación de la porosidad (Φ).....	58
7.4.1 Ley de Archie	59

8. Discusión..... 62

9. Conclusiones 68

10. Perspectivas 69

11. Bibliografía..... 70

Índice de tablas

Tabla 6.1 Se muestran los valores de resistividad de la roca asociado a cuatro diferentes longitudes con la resistividad de la columna de agua.....	38
Tabla 7.1 Valores del nivel freático obtenidos en los tres sitios de la zona de estudio. El asterisco indica que el valor del nivel freático fue medido con respecto a superficie. ...	40
Tabla 7.2 Coordenadas UTM (zona 16Q) de cada transecto en la zona de Akumal.....	45
Tabla 7.3 Valores RMS y L2 obtenidos en cada transecto.	48
Tabla 7.4 Valores de resistividad aproximados para una zona kárstica de acuerdo con el tipo de fluido que se encuentra en la roca. Tomado de Supper et al. (2009)	50
Tabla 7.5 Valores estimados de porosidad usando la Ley de Archie a una profundidad de 12 metros en una longitud de 20 metros.	59

Índice de figuras

Figura 2.1 Ilustración de una cuenca, subcuenca y microcuenca desde del punto de vista de flujo superficial de acuerdo con Casaverde (2011).....	6
Figura 2.2 Información para definir un modelo hidroestratigráfico de una cuenca/subcuenca hidrogeológica según la metodología propuesta por Monreal et al. (2011).	8
Figura 2.3 Regiones hidrogeológico-administrativas en México de acuerdo con la CONAGUA (2015).	9
Figura 2.4 Mapa tectónico de la Península de Yucatán, se muestran las principales estructuras resultado de la tectónica. Tomado de Weidie (1985).	10
Figura 2.5 Modelo geológico de la estratigrafía de la plataforma de Yucatán, se observan estratos casi horizontales que se encuentran en toda la plataforma, de acuerdo a lo establecido por López-Ramos (1975).	11
Figura 2.6 Áreas hidrogeoquímicas/fisiográficas de la Península de Yucatán con las principales direcciones de flujo. Tomado de Perry, Velazquez-Oliman y Marin (2002). 12	
Figura 2.7 Fracturas a pequeña escala presentes en la Península de Yucatán de acuerdo a lo propuesto por SGM (2006).	13
Figura 6.1 Localización de Akumal, donde se encuentra el área de estudio sobre la costa este del Caribe mexicano.	21
Figura 6.2 Estratigrafía del noreste de la Península de Yucatán. Tomado de Kambesis y Coke IV (2013).	22
Figura 6.3 Área de estudios donde se observan las fracturas según la base de datos de INEGI (1984). Se muestran los puntos donde se obtuvieron mediciones del nivel freático. b) sitio de Uxuxubi con los pozos W1-W3 y dos cuerpos de agua expuestos, Lux1 y Lux2. c) sitio de Akumal con dos cenotes, C1-C2. d) Sitio de Chemuyil con cenote, C3.	23
Figura 6.4 Arreglo convencional de cuatro electrodos para realizar mediciones de resistividad eléctrica.	28

Figura 6.5 Configuración geométrica de los arreglos utilizados en el trabajo de campo. En la parte A se muestra el arreglo tipo Wenner y en la parte B el arreglo tipo dipolo-dipolo. Tomado de Loke (1999)	29
Figura 6.6 Zona de estudio, se muestran en rojo los puntos donde se obtuvieron las secciones ERT y en puntos blancos las localidades más cercanas a nuestra área de estudio. Las líneas rojas son las fracturas, las líneas negras representan caminos existentes.	31
Figura 6.7 Esquema conceptual del montaje experimental en campo.	32
Figura 6.8 Datos de entrada de ajuste inicial para el procesamiento de inversión de datos de resistividad aparente.....	34
Figura 6.9 Datos de entrada para el modelo directo. Se consideran el solucionador directo de la ecuación y la condición límite.	34
Figura 6.10 Parámetros utilizados para realizar la inversión de los datos de resistividad. Se observan los criterios establecidos para finalizar la inversión.	35
Figura 7.1 Isolíneas que muestran el comportamiento del nivel freático dentro de la zona de estudio.	41
Figura 7.2 Perfil de los valores de conductividad versus profundidad medidos en un pozo (W3) frente al transecto T5. Se muestra el espesor de la columna de agua dulce y el espesor de la haloclina.	42
Figura 7.3 Comportamiento de la conductividad en el cenote C3. De acuerdo con el comportamiento se observan tres capas que representa el lente de agua dulce, la haloclina y la intrusión salina.	43
Figura 7.4 Comportamiento de los valores de conductividad obtenidos en los puntos W3 y C3. Se observa la variación del espesor del lente de agua dulce, además, se observa como la haloclina se mantiene constante en los dos puntos.	44
Figura 7.5 Valores de la resistencia de contacto en cada uno de los transectos. Se observa que los valores de la sección T6 son los que presentan los valores más altos al valor de referencia de 10000 Ω	46

Figura 7.6 Diagramas que muestran los valores de voltaje medido en cada una de las secciones. Se observa que conforme avanza la profundidad los valores medidos son menores.....	47
Figura 7.7 Escala de colores establecida para el análisis de las secciones de resistividad eléctrica.....	49
Figura 7.8 Transecto T1, adquirido con el arreglo geométrico Dipolo-Dipolo, en la parte A se muestra el resultado de la sección invertida y en la parte B se muestra el análisis geológico a partir de la escala de colores.	51
Figura 7.9 Transecto T2, adquirido con el arreglo geométrico Wenner, la línea es donde se infiere inicia el nivel freático.....	52
Figura 7.10 Transecto T3, adquirido con el arreglo geométrico Wenner. En la parte A, se muestra la sección de resistividad invertida, la ausencia de colores rojo-amarillo, debido a que esta sección se tomó sobre una laguna.	53
Figura 7.11 Transecto T4, adquirido con el arreglo geométrico Dipolo-Dipolo. La parte A, muestra la sección invertida de resistividad, en la parte B, se muestra el análisis geológico de la sección.....	54
Figura 7.12 Transecto T5, adquirido con el arreglo geométrico Dipolo-Dipolo. Parte B muestra la imagen de resistividad invertida, en la parte B, la interpretación muestra dos posibles conductos en la zona saturada.....	55
Figura 7.13 Transecto T6, adquirido con el arreglo Dipolo-Dipolo. En la parte A se observa el resultado de la sección invertida, el análisis geológico en la parte B, muestra un lente de agua afectado por los conductos y la zona de fractura, además, de la zona vadosa bien definida.	56
Figura 7.14 Transecto T7, adquirido con el arreglo geométrico Wenner. El resultado de la sección invertida (parte A) muestra una zona saturada por agua salada con bajos valores de resistividad y la presencia de conductos de disolución (parte B).....	57
Figura 7.15 Transecto T8, adquirido con el arreglo Wenner. El resultado de la inversión (parte A) muestra bajos valores de resistividad en el análisis (parte B) se observa una zona de mayor resistividad asociada a zonas de roca de menor permeabilidad.....	58

Figura 7.16 Variación de la porosidad en las secciones obtenidas con el arreglo dipolo-dipolo. Se observa mayores variaciones de porosidad en el transecto T1 obtenido en Chemuyil con respecto a los transectos T4 y T5 obtenidos en Uxuxubi..... 60

Figura 7.17 Variación de la porosidad en las secciones obtenidas con el arreglo Wenner. Se observa valores similares de porosidad entre las secciones de resistividad con un rango de 5 a 30%, con un incremento con respecto a la superficie. 61

Resumen

Este trabajo tiene como objetivo evaluar las condiciones geo-estructurales que definen una posible cuenca en la zona de Akumal, Quintana Roo por medio del uso de la técnica geofísica: Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT); hidrogeología física y técnicas básicas de hidrogeoquímica. Se realizaron tres campañas de toma de datos en febrero, marzo y mayo del 2019, donde se obtuvieron secciones de resistividad eléctrica, además de una campaña de medición del nivel freático en septiembre del 2019. A partir de los datos del nivel freático se determinó que esta cuenca tiene como límite la fractura que se encuentra sobre la zona, ya que ésta cambia la dirección del flujo, además, de que es una zona altamente conductiva. El flujo dentro de la microcuenca es en dirección hacia la costa con una variación del nivel freático de 4 cm dentro de ésta.

Las secciones geológicas obtenidas a partir de las mediciones geofísicas muestran dos secciones resistivas, las cuales se interpretaron como la zona vadosa con valores de resistividad mayores a 1000 Ωm y la zona saturada del acuífero, en la que se distinguió el lente de agua dulce con valores de 1000-10 Ωm y la zona saturada con agua salada con valores menores a 10 Ωm . La interpretación estructural muestra conductos que se alinean con la zona de fractura Hol Box-Xel Ha y conductos en dirección hacia la costa que resultan del proceso de glacio-eustasia que ha tenido lugar en la Península de Yucatán (PY). Adicionalmente, se correlacionaron los valores de resistividad obtenidos en las tomografías con los valores medidos en las columnas de agua, encontrando similitud en el comportamiento, lo cual permitió realizar un análisis más preciso de las ERT.

Se obtuvieron también los valores de porosidad en la zona saturada del acuífero mediante el uso de la Ley de Archie. Los resultados muestran que existe un incremento en los valores de porosidad con respecto a la profundidad con un rango de 10%, el cual se asocia a valores de porosidad primaria y hasta valores de 40% que se asocia con porosidad terciaria característicos de los conductos de disolución identificados en las secciones geoeléctricas.

Abstract

The objective of this work was to evaluate the geo-structural conditions that make possible a sub-basin in Akumal, Quintana Roo by using Electrical Resistance Tomography as a geophysical tool, water table measurements and basic hydrochemistry tools. We made three campaigns during February, march and may in 2019, were we obtained the 2D sections, and one campaign in September 2019, were we took water table measurements. By analyzing the water table measurements, we conclude that the limit of the basin in Akumal is a local fracture that is located over the zone because this fracture changes the direction of the flow, also, the fracture acts as a high conductivity zone. The groundwater flow inside the basin is towards the sea with a variation of 4 cm in the water table.

The ERT sections show two resistivity sections, which we interpreted as the vadose zone with values over 1000 Ωm and the saturated zone, where was possible to distinguish the fresh water with resistivity values between 1000-10 Ωm and the salt water with values lower than 10 Ωm . The structural interpretation of the 2D sections shows that there are conduits aligned with HolBox-XelHa system fracture and some conduits towards the coast direction, those are the result of the glacioeustacy process that has taken place at the YP. Furthermore, we correlate conductivity profiles with the 2D sections, making possible a more precise interpretation.

By using the Archi's Law, porosity values were obtained in the saturated zone. The results show that exist an increase in the porosity with the depth, the lowest values were 10% that we associated with the primary porosity of the rock ant the highest values were 40% that correspond with tertiary porosity that is likely correlated with the conduits that were identified in the 2D sections.

1. Introducción

Los acuíferos costeros abastecen de agua dulce aproximadamente el 70% de la población mundial y los acuíferos de tipo kárstico abastecen aproximadamente el 25% de la población (Tassy *et al.*, **2014**). Debido a las características que presentan los acuíferos de este tipo, son altamente sensibles a las actividades humanas, por ejemplo, una sobre explotación -por actividades como el turismo, la agricultura o ganadería- produciría un efecto de intrusión salina y una disminución en el lente de agua dulce. Debido a lo anterior, es importante comprender el funcionamiento de estos sistemas.

El acuífero de la Península de Yucatán (PY) se ha definido como un solo acuífero (Bauer-Gottwein *et al.*, **2011**) y las unidades hidrogeológicas en las que se ha dividido se deben principalmente a razones administrativas y no a límites definidos por la litología o por parámetros hidrogeológicos (CONAGUA, **2002b**). Esto se debe principalmente a la falta de información específica para las diferentes áreas de la PY, además, de la complejidad que representa obtener información debido a la heterogeneidad del medio.

El estado de Quintana Roo basa su economía fundamentalmente en el turismo y, de acuerdo con los datos publicados, su población ha crecido hasta 17 veces en tan solo los últimos 40 años (Roo, **2007**). Esto ha resultado en mayor demanda de agua, así como también, la necesidad de incorporar plantas de tratamiento de aguas residuales.

Este crecimiento ha implicado la creación de nuevos centros urbanos sobre la costa del caribe mexicano. Uno de estos centros es Akumal.

La zona de Akumal se ubica al este del estado de Quintana Roo, aproximadamente a 15 kilómetros al norte del municipio de Tulum. Entre otras características, esta zona presenta una alta tasa de turistas debido a la belleza natural de sus playas, esto ha tenido como consecuencia una demanda de infraestructura tanto para la industria del turismo, así como para el desarrollo de viviendas.

Debido a que es un área que se encuentra en desarrollo, no existe la información sobre el estado del acuífero en esta zona, así como tampoco se tiene un plan de explotación sostenible del recurso hídrico.

En los acuíferos kársticos, el sistema es controlado por la compleja red de poros y fracturas. En estos casos la construcción de modelos de simulación numérica es una tarea bastante complicada y es necesario tener información previa que permita conocer la estructura del acuífero. Herramientas como la geofísica superficial permiten entender como es la estructura del sistema, mientras que el uso de técnicas de hidrogeología permite tener una idea tanto de las direcciones de flujo como del comportamiento de la intrusión salina.

Datos de Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT) permiten conocer y delimitar estructuras geológicas subterráneas. El análisis de secciones ERT tomadas en la zona permitirá conocer las características del acuífero en la zona de Akumal, y con el uso de datos hidrogeología física se tendrá una idea del flujo de agua subterránea en esta zona. Los resultados de este trabajo ayudaran a tener información que permita desarrollar planes de explotación basados en información precisa del acuífero.

2. Antecedentes

El conocimiento del sistema de agua subterránea requiere de una comprensión de los factores hidrogeológicos que controlan tanto el almacenamiento como el flujo. Sin embargo, el agua subterránea se encuentra almacenada en cuencas que a lo largo del tiempo geológico han sido rellenadas por sedimentos que constituyen estructuras heterogéneas (Monreal *et al.*, **2011**).

Es importante considerar que las condiciones superficiales del sistema pueden o no estar conectadas a las condiciones subterráneas. Es decir, las condiciones superficiales pueden influenciar el comportamiento de un acuífero. Sin embargo, en los acuíferos de tipo kárstico, las condiciones superficiales no tienen un papel importante en el comportamiento del flujo, en este tipo de sistemas, la heterogeneidad del subsuelo es quien juega un papel preponderante.

De acuerdo a la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), las cuencas hidrogeológicas se definen como el área de la superficie terrestre por donde el agua de lluvia, nieve o deshielo escurre y transita o drena a través de una red de corrientes que fluyen hacia una corriente principal, y por ésta hacia un punto común de salida (CONAGUA, **2002b**). Además, a nivel local es posible definir subcuencas o microcuencas, esto dependiendo del cauce que se presente en la zona, como se presenta en la Fig. 2.1.

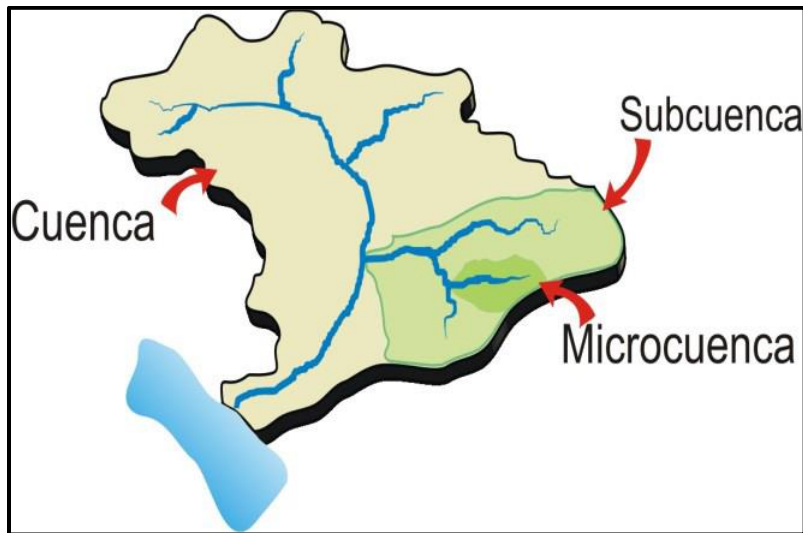


Figura 2.1 Ilustración de una cuenca, subcuenca y microcuenca desde del punto de vista de flujo superficial de acuerdo con Casaverde (2011).

Sin embargo, desde el punto de vista de agua subterránea el comportamiento del flujo no siempre coincide con el comportamiento del flujo que se presenta en la superficie (Reyes-Cortés *et al.*, 2012), debido principalmente a las heterogeneidades de la estructura que se presenta en el subsuelo.

Debido a lo anterior, es importante definir las características de las estructuras donde se almacena el agua subterránea, esto con el fin de entender el flujo tanto a una escala local como global.

Para definir las cuencas hidrogeológicas, es necesario identificar las características litológicas específicas de la roca, así como los parámetros que definen el movimiento del agua subterránea, y su almacenamiento (Maxey, 1964).

Para definir las cuencas hidrogeológicas es necesario definir los límites de ésta. Sin embargo, el límite de las cuencas hidrogeológicas no necesariamente coincide con el límite de una formación (Freeze, 2010), por lo que varias formaciones pueden estar incluidas en una cuenca hidroestratigráfica, o por el contrario dentro de una cuenca hidroestratigráfica puede haber diferentes acuíferos.

Las características que dan origen al límite de la cuenca, o en algunos casos el desarrollo de una subcuenca o microcuenca dentro de una cuenca hidrogeológica, son la litología (que incluye el tipo de roca con valores de porosidad y permeabilidad definidos) y los parámetros hidrológicos (como la conductividad hidráulica) (Monreal *et al.*, **2011**).

Para establecer los límites de una cuenca hidrogeológica o en su caso de una subcuenca hidrogeológica de acuerdo a Sanz *et al.* (**2004**) y Monreal *et al.* (**2011**) es necesario contar con: 1) información estratigráfica y de los paquetes litológicos, con la finalidad de realizar la correlación de la información y así poder definir las principales unidades litoestratigráficas; 2) definir las propiedades hidrogeológicas de los paquetes litológicos, esto por medio de pruebas de bombeo o el uso de los registros geofísicos con los cuales se puede obtener información como porosidad, saturación o anomalías presentes en la zona; y 3) el reagrupamiento de los paquetes litológicos en base a sus propiedades, como se observa en la Fig. 2.2.

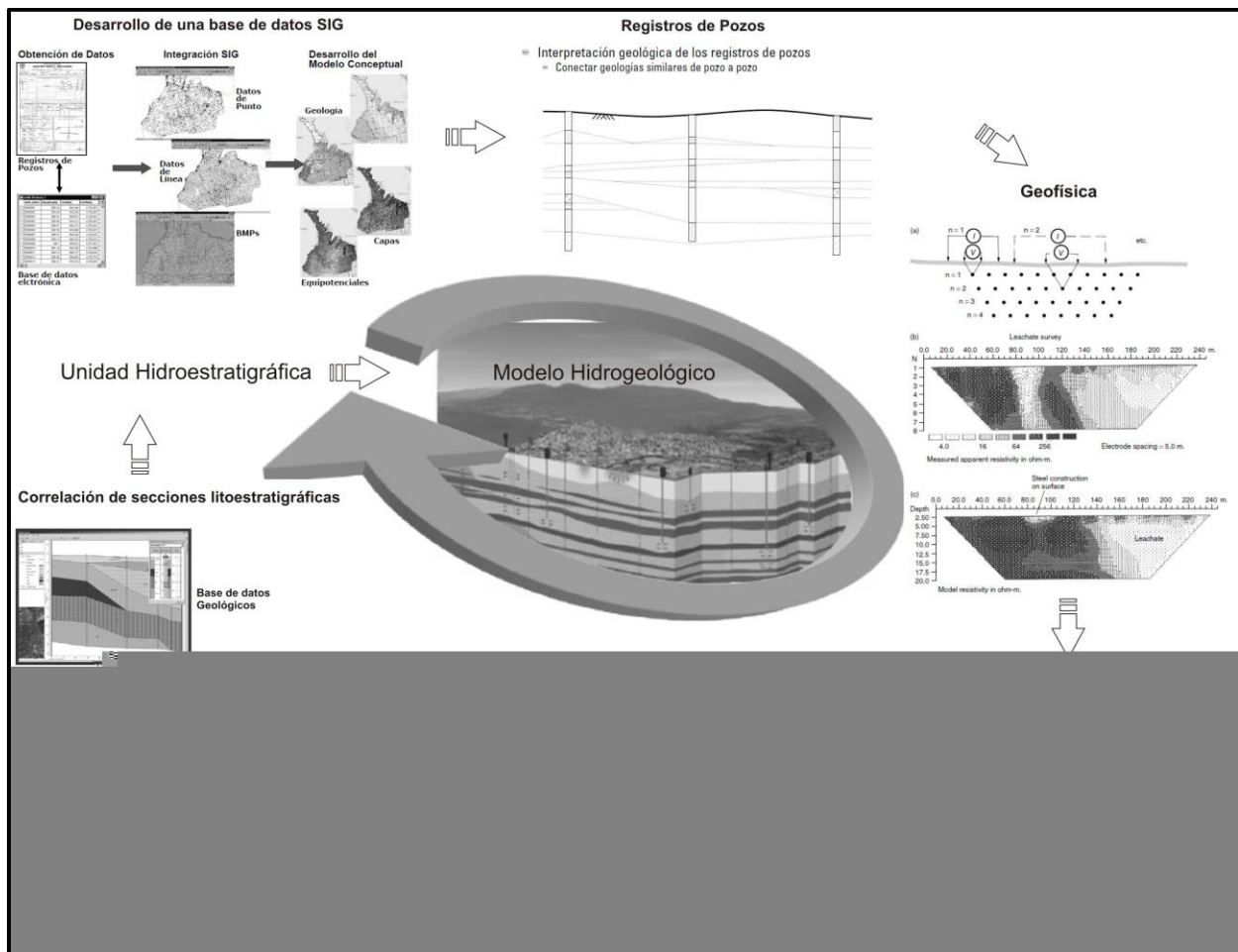


Figura 2.2 Información para definir un modelo hidroestratigráfico de una cuenca/subcuenca hidrogeológica según la metodología propuesta por Monreal et al. (2011).

En México la división de cuencas hidrogeológicas se da desde el punto de vista administrativo (CONAGUA, 2015), a partir de lo cual CONAGUA ha definido 13 regiones hidrológicas-administrativas (Fig. 2.3). Dentro de estas regiones, las más importante son la región de la Frontera Sur y la Península de Yucatán, esto debido a la cantidad de agua que almacenan y a la cantidad de agua renovable que presentan al año (CONAGUA, 2015).

La región hidrogeológica-administrativa de la PY comprende los estados de Quintana Roo, Yucatán y Campeche, con una cobertura total de 127 municipios entre los tres estados que abarca. Esta región cobra importancia para esta zona debido a que es

la única fuente de agua explotable para consumo humano, por lo cual su estudio y comprensión es de vital importancia (CONAGUA, 2012).



Figura 2.3 Regiones hidrogeológico-administrativas en México de acuerdo con la CONAGUA (2015).

Considerando lo anterior, los criterios de definición son situaciones geográficas administrativas. Sin embargo, CONAGUA también ha usado los criterios geo-estructurales para definir cuencas y subcuencas a nivel nacional. En la PY se han definido cuatro subcuencas, denominadas: Cerros y Valles, Península de Yucatán, Xpujil e Isla Mujeres.

La Península de Yucatán es la parte emergente de la gran plataforma de Yucatán que consiste en un área de aproximadamente 165000 km² (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011) y comprende los estados de Campeche, Tabasco, Quintana Roo y Yucatán en México, así como la zona norte de Belice y Guatemala.

Los primeros estudios geológicos de la PY deben su origen a investigaciones realizadas por Petróleos Mexicanos (Pemex) como parte de sus proyectos de exploración de hidrocarburos. El análisis de núcleos y de registros geofísicos tomados durante las

perforaciones permitieron determinar las condiciones litológicas, encontrándose brechas de gran espesor y rocas andesíticas y clásticas (López-Ramos, 1975), las cuales fueron atribuidas al impacto del meteorito Chicxulub hace 65 millones de años (Sharpton *et al.*, 1992). Además, se definieron las estructuras regionales que se formaron a partir de la tectónica que tuvo lugar en la plataforma de Yucatán (Weidie, 1985).

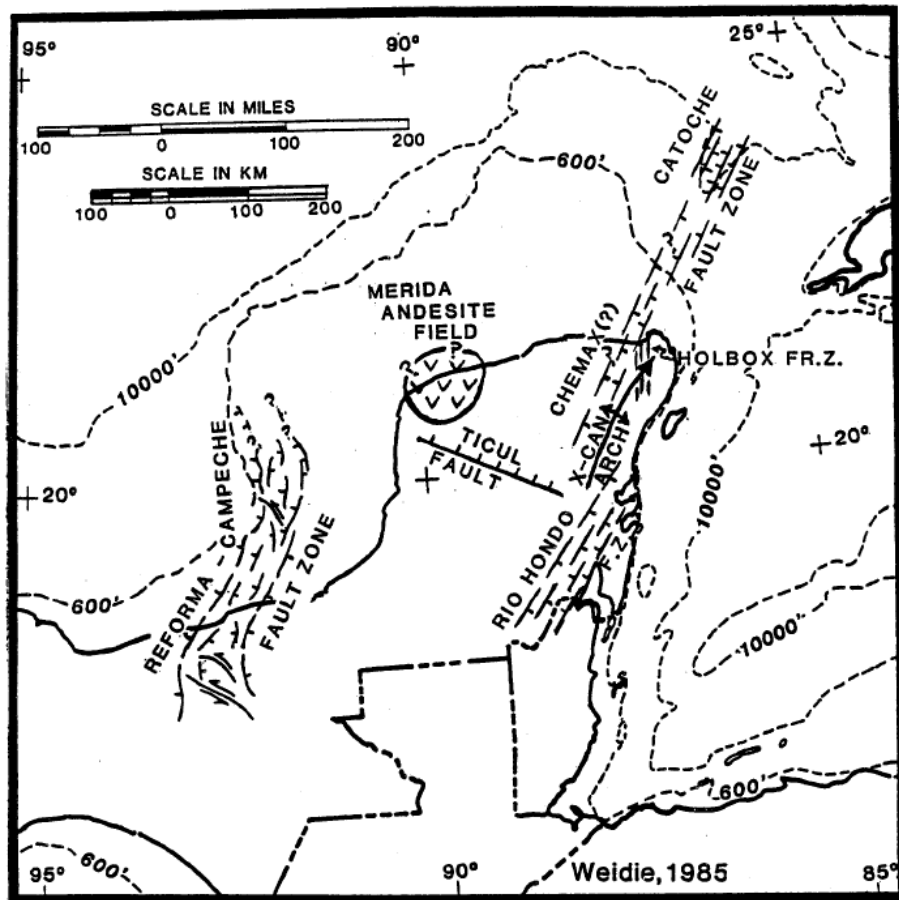


Figura 2.4 Mapa tectónico de la Península de Yucatán, se muestran las principales estructuras resultado de la tectónica. Tomado de Weidie (1985).

Estos estudios al igual que otros posteriores (López-Ramos, 1975; Ward *et al.*, 1985; Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000) permitieron desarrollar el modelo estructural y estratigráfico de la PY, el cual muestra que la roca expuesta tiene un rango de edades que abarca desde el cretácico hasta el holoceno, con estratos de origen sedimentario

casi horizontales en la plataforma, con una tendencia de carbonatos más jóvenes depositados en los márgenes, como se observa en la Fig. 2.5.

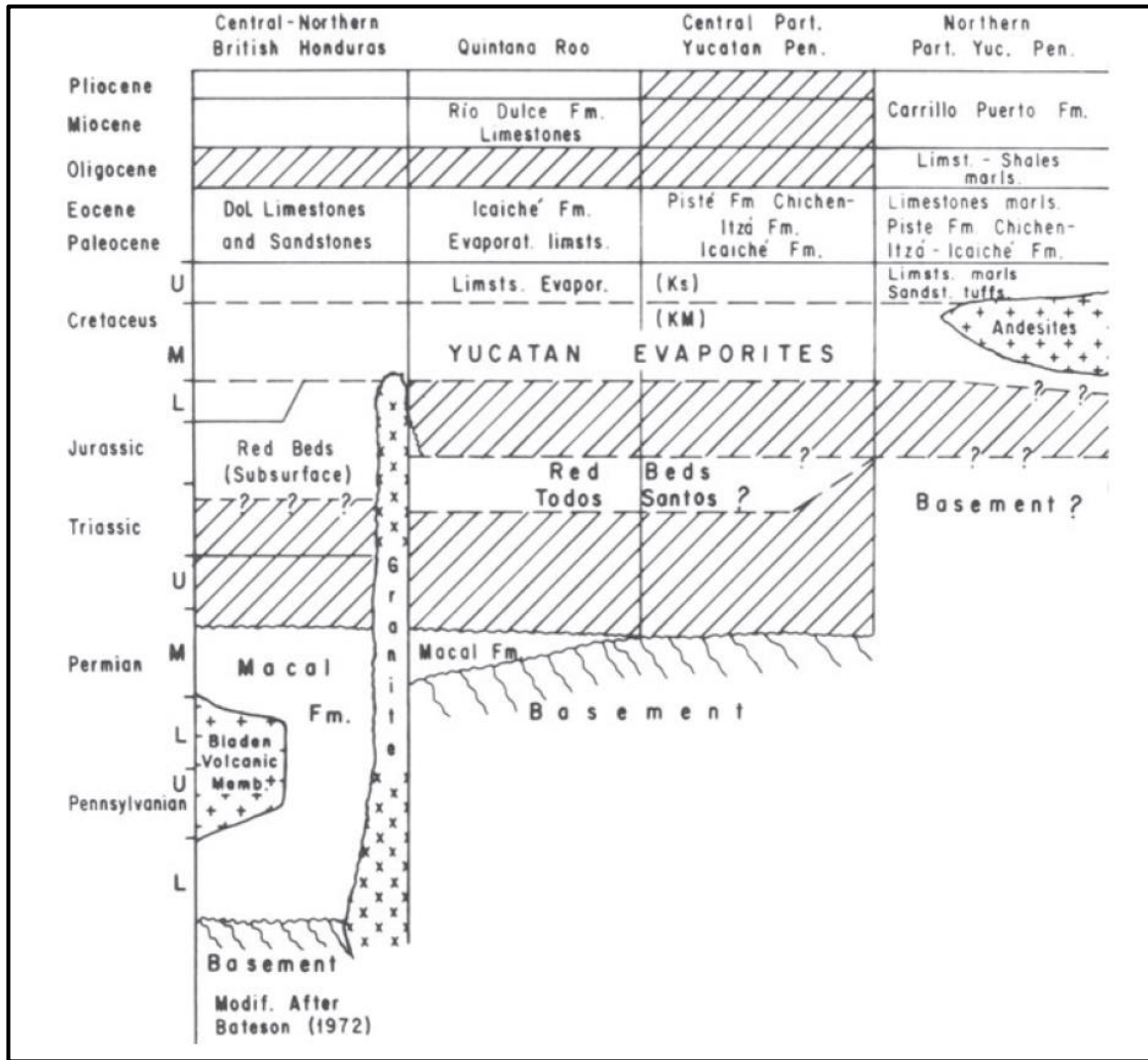


Figura 2.5 Modelo geológico de la estratigrafía de la plataforma de Yucatán, se observan estratos casi horizontales que se encuentran en toda la plataforma, de acuerdo a lo establecido por López-Ramos (1975).

De acuerdo a Perry *et al.* (2002) la PY se divide en seis regiones fisiográficas definidas hidro-geoquímicamente: 1) la cuenca sedimentaria Chicxulub, 2) anillo de cenotes, 3) terreno Pock-Marked, 4) falla de Ticul, 5) zona de fractura Hol Box-Xel Ha y 6) la región evaporítica tal y como se muestra en la Fig. 2.6. Las características propias

de cada una de estas zonas influyen en el comportamiento del flujo de agua subterránea que se presenta en el subsuelo (Tulaczyk *et al.*, 1993).

Debido a que la PY es una zona carbonatada costera, ha sido altamente afectada por procesos de karstificación, originados principalmente por procesos hidrogeológicos de interacción en la zona de mezcla, procesos litorales y glacio-eustasia (Kambesis y Coke IV, 2013). Estos procesos han dado lugar a uno de los más grandes y espectaculares acuíferos kársticos en el mundo, el acuífero de la PY (Gondwe *et al.*, 2012).

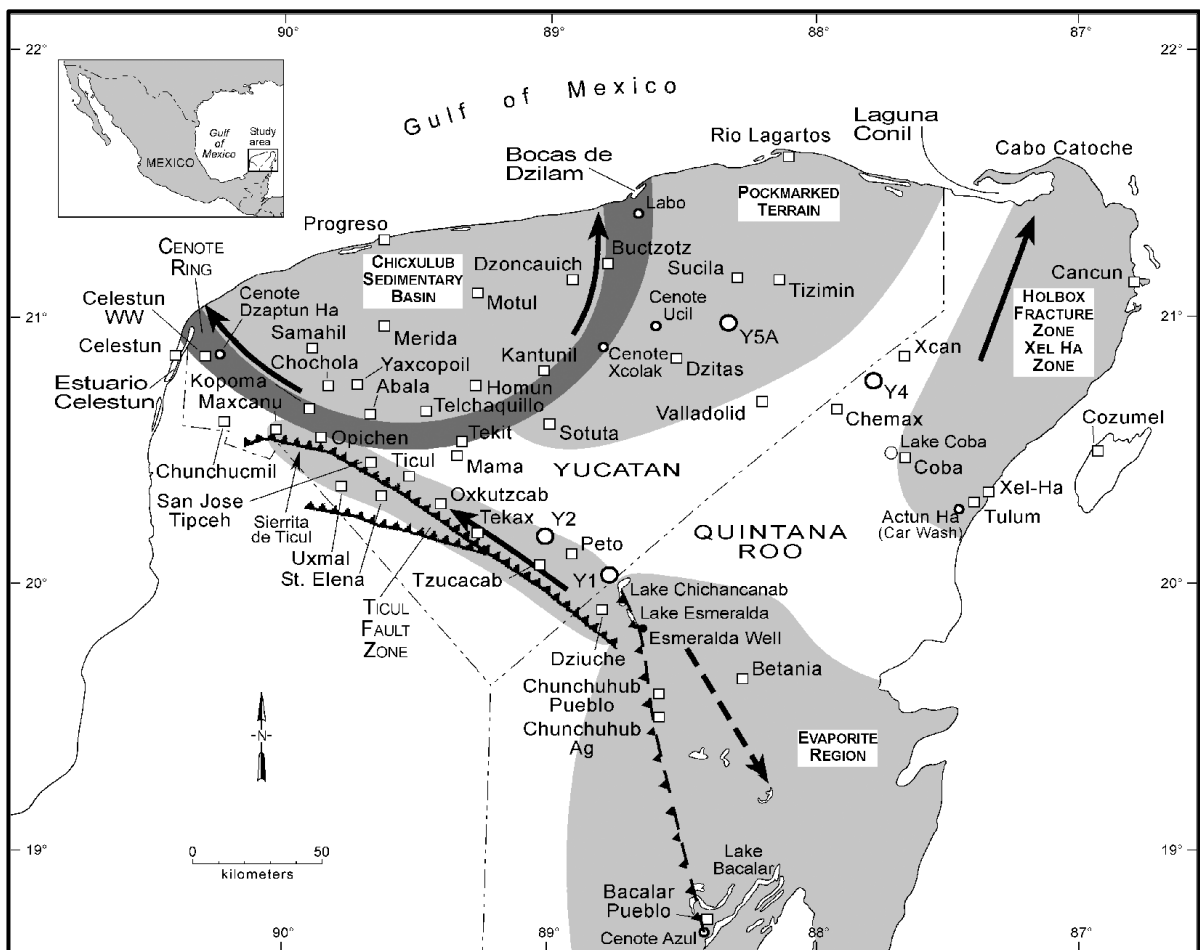


Figura 2.6 Áreas hidrogeoquímicas/fisiográficas de la Península de Yucatán con las principales direcciones de flujo. Tomado de Perry, Velazquez-Oliman y Marin (2002).

El acuífero de la PY, al ser de tipo kárstico, presenta un reto en su estudio desde el punto de vista hidrogeológico debido a sus características intrínsecas que provocan una alta heterogeneidad del medio lo cual da lugar a una alta variabilidad en la permeabilidad (k) y en la porosidad (Φ) de la roca. Además, la presencia de conductos de disolución y de fracturas a una escala local (Fig. 2.7) tiene una gran influencia en el comportamiento de flujo del agua subterránea (Gondwe *et al.*, 2012).

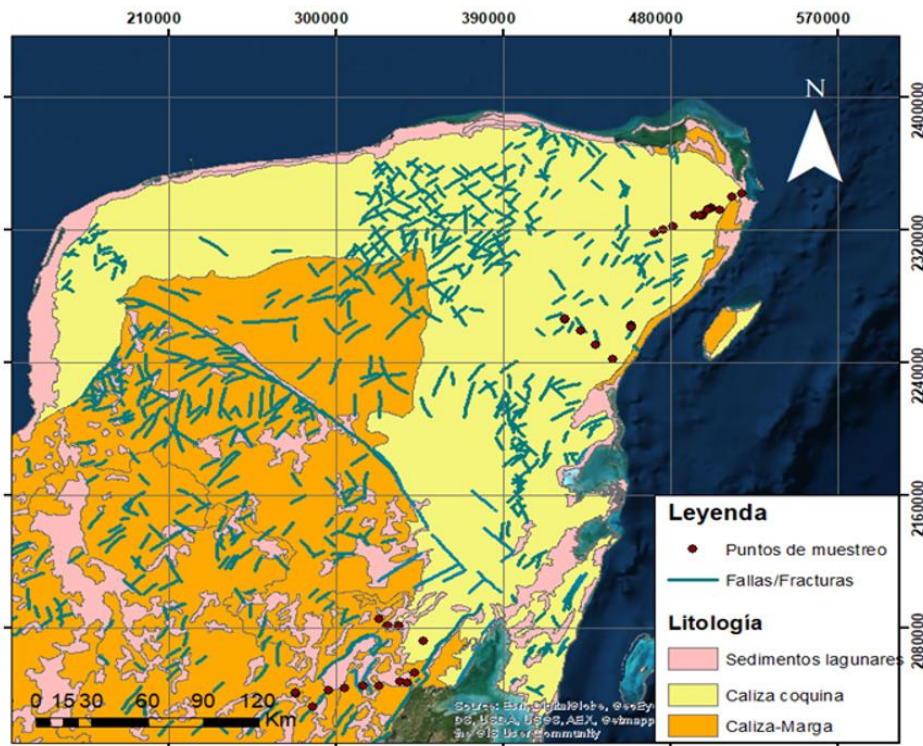


Figura 2.7 Fracturas a pequeña escala presentes en la Península de Yucatán de acuerdo a lo propuesto por SGM (2006).

La tectónica de la PY permite identificar tres divisiones que coinciden con las zonas identificadas por Ward, Weidie y Back (1985) y Perry, Velazquez-Oliman y Marin (2002) y relacionadas por Bauer-Gottwein *et al.* (2011) en las definiciones de dirección de flujo regional. El Servicio Geológico Mexicano (SGM) ha identificado fracturas de menor escala comparadas con la zona de fractura Hol Box-Xel Ha (Tulaczyk *et al.*, 1993).

La determinación de las propiedades del acuífero desde el punto de vista de la caracterización estática es el primer paso para desarrollar modelos de simulación más realistas con el fin de entender el comportamiento del flujo de agua subterránea y que permita construir un programa de explotación y manejo sostenible del acuífero.

La mayor parte de los estudios en el acuífero de la PY se han realizado en la zona que comprende el anillo de cenotes donde se han utilizado simulaciones del flujo de agua subterránea obteniendo resultados satisfactorios en la calibración de los modelos hidrogeológicos. Como resultado se ha obtenido información que impacta en la gestión del agua subterránea (González-Herrera *et al.*, **2002**; Marín *et al.*, **2004**).

Desafortunadamente, son pocos los estudios geológicos y geofísicos realizados en otras regiones de la PY, por lo que la carencia de información petrofísica, aunado a una alta heterogeneidad del sistema acuífero, puede dar lugar a una mala interpretación del comportamiento hidrogeológico en ciertas zonas de estudio. Este problema ya ha sido notado y señalado por Gondwe *et al.* (**2011**), quienes al aplicar un modelo de simulación numérica en la biosfera de Sian Ka'an, al sur del estado de Quintana Roo, encontraron una alta variabilidad e incertidumbre en los resultados de simulación; este problema fue asociado a una calibración imprecisa del modelo numérico debido a la ausencia de valores precisos de porosidad y permeabilidad en esta zona de estudio.

La alta heterogeneidad se evidencia en las propiedades hidrogeológicas del acuífero. Por ejemplo, la conductividad hidráulica (K) es altamente dependiente de la escala, con valores de 10^{-4} ms^{-1} a una escala de 10 cm hasta 1 ms^{-1} a una escala de 100 km de acuerdo a lo reportado por Worthington (**2009**). La información disponible sobre K es principalmente resultado de pruebas a nivel laboratorio o modelos de simulación a nivel regional (Gondwe *et al.*, **2011**; González-Herra *et al.*, **2002**; Marín *et al.*, **2004**). Sin embargo, los valores de las pruebas de laboratorio son generalmente varios ordenes de magnitud más pequeños en comparación con los resultados obtenidos a partir de los modelos de simulación (Bauer-Gottwein *et al.*, **2011**).

A pesar de la importancia de la caracterización estática para la determinación de las propiedades hidrológicas y/o estructurales del sistema acuífero, son pocos los

estudios que se han realizado fuera del anillo de cenotes de Chicxulub. Algunos de éstos, donde se han aplicado técnicas geofísicas, son los realizados en el estado de Quintana Roo por Schiller *et al.* (2007), López-Tamayo *et al.* (2015) y Ochoa-Tinajero *et al.* (2016). Schiller y colaboradores (2007) utilizaron sondeos electromagnéticos aéreos en la zona de Tulum, lo que les permitió detectar zonas de alta conductividad hidráulica así como la presencia de conductos de disolución; López-Tamayo y colaboradores (2015) ,utilizaron sondeos eléctricos verticales en la zona norte de Quintana Roo, que en conjunto con un método de inversión por capas y la aplicación de la Ley de Archie (Archie, 1942a), les permitió obtener resultados satisfactorios en la estimación de las porosidades; (Ochoa-Tinajero, 2016)utilizó tomografías de resistividad eléctrica (ERT) y la técnica de inducción electromagnética para mapear el sistema de cavernas inundadas en el cenote Chac-Mool.

Una de las principales limitaciones en la aplicación de estudios geológicos o geofísicos, son los costos asociados al instrumental y/o a las técnicas utilizadas, así como la dificultad de su implementación en zonas de difícil acceso, por lo que la elección de la zona de estudio debe ser considerada en virtud de su importancia económico socioambiental.

En Quintana Roo, una de estas zonas es Akumal (Akumal, 2007), la cual presenta un alto crecimiento poblacional con una proyección de crecimiento de más de 150000 habitantes para 2030. De acuerdo a estudios realizados por Null *et al.* (2014) y Hernández-Terrones *et al.* (2015) esta zona presenta una alta contaminación con presencia de coliformes y altos índices de nitratos, a pesar de contar con solo 1310 habitantes fijos de acuerdo al último censo del INEGI (2010). Estudios sobre la geología en esta zona son escasos y lo publicado se refiere a los cambios tanto sedimentológicos como morfológicos que ha tenido la playa a lo largo del tiempo (Carranza-Edwards *et al.*, 2015) y a estudios sobre humedales con análisis mineralógicos y geoquímicos de diferentes puntos (Sinhan *et al.*, 2015). Sin embargo, aún falta entender las propiedades hidrogeológicas de la zona, así como su impacto en el comportamiento del flujo de agua subterránea.

Debido a lo mencionado anteriormente es importante realizar estudios de caracterización estática que permitan desarrollar modelos de simulación más realistas con el fin de entender el comportamiento del flujo de agua subterránea en esta zona y que coadyuven a construir un programa de explotación y manejo sostenible del acuífero.

3. Justificación

El acuífero de la PY es la única fuente de agua dulce explotable en la zona sursureste de México. De acuerdo con la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) ésta se encuentra dividida en cuatro unidades hidrogeológicas: Cerros y Valles, Península de Yucatán, Xpujil e Isla Mujeres (CONAGUA, 2002b). Esta clasificación obedece principalmente a cuestiones administrativas y en menor medida a las condiciones fisiográficas, geológicas y climatológicas.

Dada la magnitud del acuífero de la PY es necesario obtener información que permita definir subcuencas o en su caso microcuencas, con el fin de entender el comportamiento del sistema a una menor escala y con esto tener información precisa que permita realizar una distribución apropiada de la población tomando en cuenta la cantidad disponible del recurso hídrico que se tiene en las diferentes zonas de la PY.

El estado de Quintana Roo basa su economía principalmente en la industria turística, la cual demanda la construcción de infraestructura. Este hecho trae como consecuencia una mayor demanda de agua, además del crecimiento en la infraestructura destinada a la ocupación turística; también se crean nuevos centros urbanos destinados a los trabajadores de los centros turísticos.

Dentro de la región que se encuentra sobre la costa del caribe mexicano, una de las zonas que presenta un mayor índice de crecimiento es Akumal, con una población actual de 1300 habitantes, y con una proyección de un crecimiento de hasta 150000 habitantes para el año 2030, de acuerdo con el plan de desarrollo. Sin embargo, de acuerdo a diversos estudios que se han realizado (Gondwe *et al.*, 2010) se cree que el acuífero que se encuentra presente cerca de esta zona es del tipo colgado. Además, se cree que ésta es una subcuenca dentro del acuífero de la PY, por lo que es importante tener un modelo del flujo de agua subterránea para tener la certeza de que será posible abastecer de este recurso a una población en crecimiento.

Por otra parte, existe un manejo inadecuado de los desechos domésticos, algunos de los cuales son colectados y depositados en cenotes -expresiones kársticas- o en fosas

sépticas -que en muchos casos llevan años sin mantenimiento, por lo que se presume la infiltración de lixiviados al acuífero- y otros son colectados por el municipio. No obstante, el manejo de residuos, así como el tratamiento de estos últimos también es insuficiente (Medina-Moreno *et al.*, **2014**). En otras ocasiones los desechos son depositados directamente en superficie, donde se infiltran al subsuelo debido a las características intrínsecas de la roca caliza como son su alta porosidad y permeabilidad. Los lixiviados generados de los desechos sólidos son infiltrados al subsuelo, y aunado a las fugas de aguas negras no tratadas, se mezclan rápidamente con el acuífero contribuyendo a la contaminación de éste. Comprender las características que presenta el acuífero desde el punto de vista de la caracterización estática es el primer paso para entender el flujo de agua subterránea, lo cual es importante para tener un mayor entendimiento y desarrollo sostenible del recurso, además, de su protección y regulación.

Comprender las propiedades y características que presenta el sistema acuífero, por medio de la implementación de técnicas geológicas, geofísicas, e hidrogeológicas, permitirá el desarrollo de modelos dinámicos más precisos; esto último no solamente para tener un mejor entendimiento de éste, sino para generar conocimiento que permita diseñar esquemas apropiados de protección y manejo que coadyuven a la gestión sostenible del recurso hídrico.

4. Hipótesis

Existen evidencias hidrogeológicas que permiten identificar a la zona de Akumal como una subcuenca dentro del sistema del acuífero kárstico-costero de Quintana Roo.

5. Objetivo

5.1 General

Determinar las características hidrogeológicas que definen una subcuenca en el sistema de agua subterránea en la zona de Akumal.

5.2 Específicos

- a) Evaluar la información estructural característica de la zona vadosa y saturada,
- b) Identificar el espesor del lente de agua dulce,
- c) Analizar la variación espacial de la porosidad,
- d) Definir un modelo conceptual.

6. Metodología

En el presente capítulo se describen las herramientas que se aplicaron tanto en gabinete como en campo para realizar el análisis geológico-geofísico e hidrogeológico; con el fin de cumplir con los objetivos del presente trabajo de investigación.

6.1 Área de estudio

Akumal se encuentra ubicado en la parte este del estado de Quintana Roo, sobre la costa del caribe mexicano en la Península de Yucatán ($20^{\circ}23'46''$ N $87^{\circ}18'50''$ W) aproximadamente a 100 km al sur de la ciudad de Cancún (Fig. 6.1). Esta zona se encuentra ubicada en la unidad hidrogeológica Planicie Interior dentro del gran acuífero de la PY, esto de acuerdo a las consideraciones administrativas de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2002a).

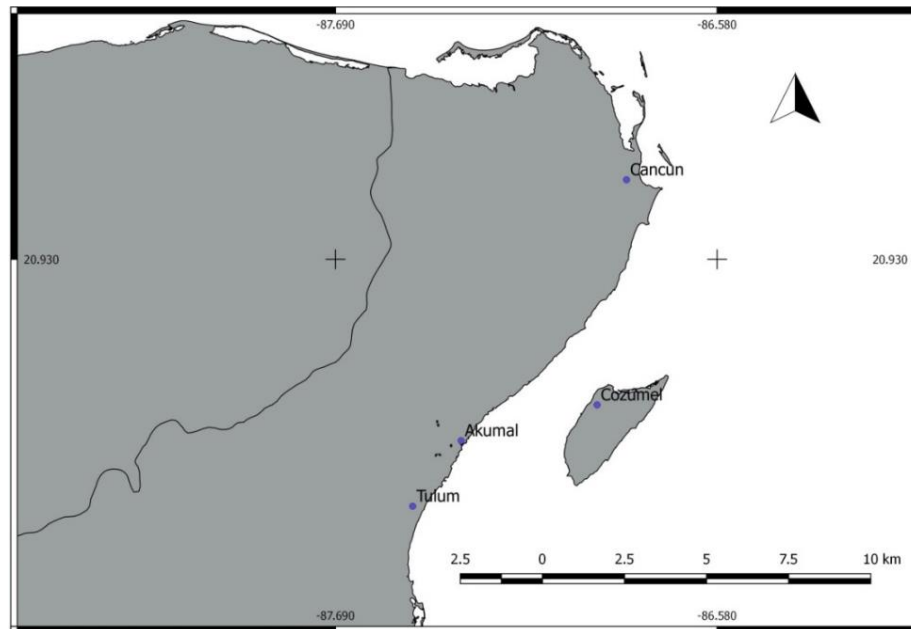


Figura 6.1 Localización de Akumal, donde se encuentra el área de estudio sobre la costa este del Caribe mexicano.

La estratigrafía de la zona se ubica dentro de la provincia geológica denominada Plataforma de Yucatán (SGM, **2006**) dentro de la denominada Formación Carrillo Puerto que está constituida por margas blancas, grises y gris crema, además, de margas con intercalaciones de arcilla, así como de calizas compactadas de color gris-crema (López-Ramos, **1975**).

Los carbonatos costeros en esta zona se dividen en Pleistoceno Superior, Medio e Inferior, los cuales están compuestas por secuencias marinas y no marinas que se acumularon en el margen de la plataforma (Fig. 6.2), el arrecife y las facies posteriores del arrecife durante las interglaciaciones (Ward *et al.*, **1985**), y están separadas por inconformidades que indican exposición y erosión sobre la superficie de la plataforma debido al retroceso marino (Lauderdale *et al.*, **1979**; Perry *et al.*, **1995**). La roca caliza es de color crema y blanco cremoso, con una alta porosidad, en algunas partes son de tipo eolítica y en algunas partes se encuentran con grandes cavidades debido a la disolución de la roca (López-Ramos, **1975**)

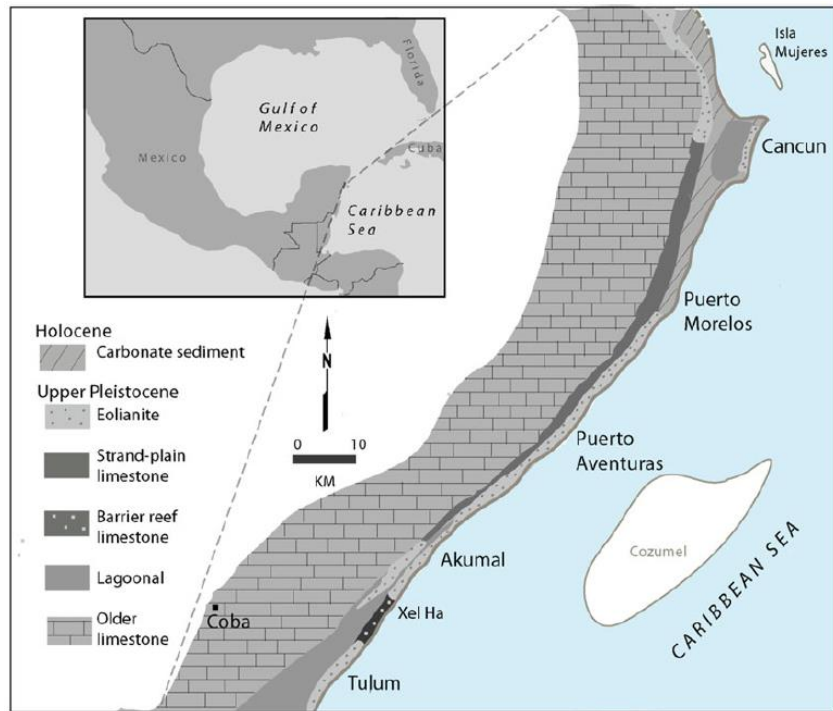


Figura 6.2 Estratigrafía del noreste de la Península de Yucatán. Tomado de Kambesis y Coke IV (2013).

Las secuencias marinas incluyen estratos costeros, lagunares y calizas de arrecifes de coral; el resto de material geológico está conformado por eolianitas, carbonatos lacustres de agua dulce y carbonatos recristalizados (localmente denominados caliche). Subyacentes a los estratos del Pleistoceno están las rocas carbonatadas del Mioceno-Plioceno (Richards y Richards, 2007).

El promedio anual de lluvia en la zona es de 1464 mm, que va de mayo a octubre y de junio a diciembre donde se presentan fenómenos naturales como huracanes, depresiones tropicales y tormentas tropicales (Hernández-Terrones *et al.*, 2015). Además, la temperatura media anual es de 26° C (CONAGUA, 2014).

6.2 Hidrogeología física

El nivel estático del agua subterránea se midió en pozos y cenotes dentro del área de estudio (Fig. 6.3). Los niveles de agua fueron medidos en ocho puntos: cinco mediciones en el sitio Uxuxubi, dos mediciones en el sitio Akumal pueblo y en un punto en el sitio Chemuyil, todos en una sola campaña en la temporada de lluvias. En la Fig. 6.3 también se observan los puntos de donde se realizaron prospecciones geofísicas marcadas como T1-T8.

Estos puntos se referenciaron al elipsoide WGS-84, datum WGS-84, en un sistema de coordenadas UTM 16-Q usando un GPS diferencial R8S marca Trimble (Trimble, 2016).

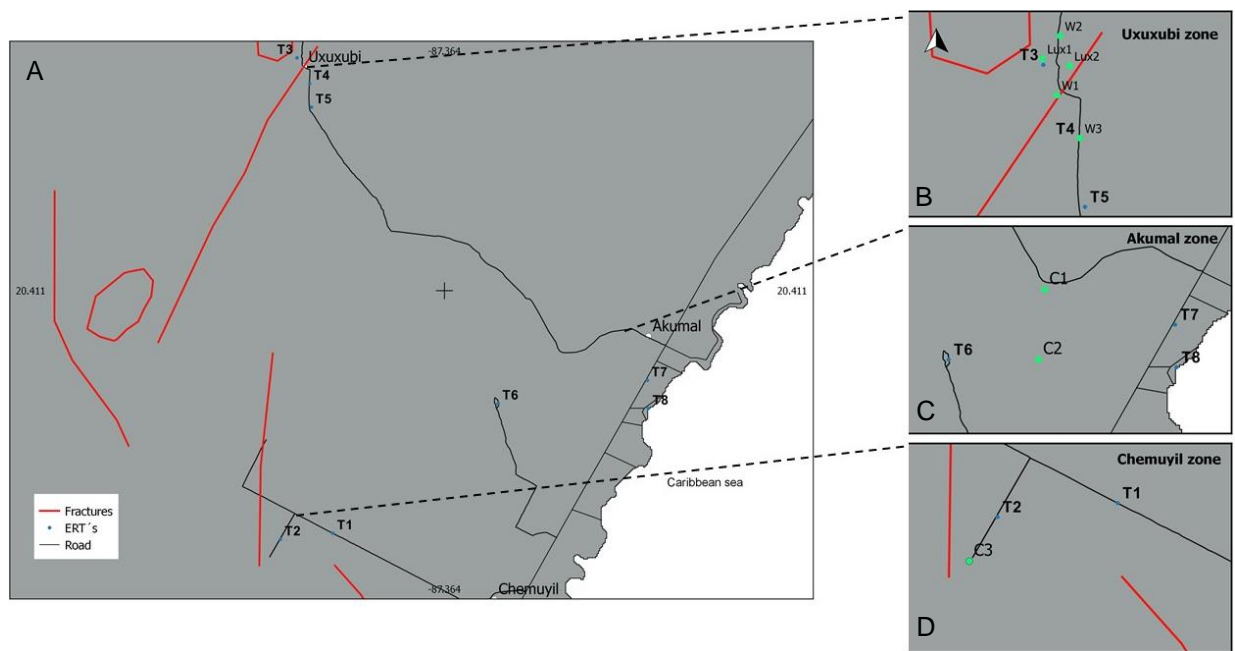


Figura 6.3 Área de estudios donde se observan las fracturas según la base de datos de INEGI (1984). Se muestran los puntos donde se obtuvieron mediciones del nivel freático. b) sitio de Uxuxubi con los pozos W1-W3 y dos cuerpos de agua expuestos, Lux1 y Lux2. c) sitio de Akumal con dos cenotes, C1-C2. d) Sitio de Chemuyil con cenote, C3.

Los datos obtenidos se procesaron en el software Trimble Business Center versión 4.10 (Trimble, 2018). La precisión estimada es de ocho milímetros en la horizontal y 15

milímetros en la vertical, con un error absoluto de 4 centímetros después del procesamiento. Sin embargo, debido a las condiciones con las que se obtuvieron las mediciones en campo el error promedio de los seis puntos medidos fue de dos centímetros.

La profundidad del nivel freático con respecto a la superficie se obtuvo usando un medidor de nivel estático marca *Solinst* ® modelo 122 (www.solinst.com) con una precisión máxima en la vertical de ± 1 milímetro de acuerdo con las especificaciones del equipo.

6.3 Hidrogeoquímica

Los perfiles de la columna de agua se obtuvieron para determinar el espesor del lente de agua dulce en los pozos y cenotes de la zona de estudio y con esto poder relacionarlos con los valores de resistividad de los transectos ERT. Los perfiles se obtuvieron usando un CASTAWAY®-CTD (www.sontek.com) con una precisión en las mediciones de ± 0.1 Unidades Prácticas de Salinidad (PSU, por sus siglas en inglés).

Se obtuvieron dos columnas de agua, una en el sitio Uxuxubi en el pozo W3 y una en el sitio Chemuyil en el cenote C3.

6.4 Geofísica

La prospección geofísica se basa en inferir la estructura geológica del subsuelo a través de la distribución de alguna propiedad física del subsuelo, aunque vale señalar que esta propiedad depende del método utilizado (Telford *et al.*, **1990**).

Existen diferentes métodos geofísicos que se usan para la detección de cavernas, así como para el estudio de acuíferos como son métodos sísmicos (Rechtien y Stewart, **1975**; Grandjean, **2006**), radar de penetración (Benson, **1995**; McMechan *et al.*, **1998**) y Tomografía de Resistividad Eléctrica o ERT (Faust, **1953**; Redhaounia *et al.*, **2016**), por

mencionar algunos. Este último presenta ventajas importante con respecto a los otros: una alta resolución de las imágenes del subsuelo (Daily *et al.*, **2005**). Debido a lo anterior y ante la disponibilidad de equipo se aplicó la técnica ERT para el estudio de la estructura del acuífero.

6.4.1 Fundamentos teóricos de la tomografía de resistividad eléctrica

EL método ERT, se basa en las propiedades eléctricas de las rocas como son constante dieléctrica, potencial eléctrico y conductividad eléctrica (Telford *et al.*, **1990**). Específicamente, el método ERT, se basa en la distribución de resistividades (inverso de la conductividad) del subsuelo, con lo cual se puede determinar heterogeneidades del medio, mapeos de agua dulce y agua salada, indicar orientación de fracturas, entre otros (Daily *et al.*, **2005**).

Ya que el método ERT utiliza una fuente de energía eléctrica, es necesario comprender algunos conceptos de electricidad. A continuación, se mencionan algunos conceptos y sus definiciones tomados de Liao, Dourmashkin y Belcher (**2004**); Bueche y Hecht (**2007**); Hugh D., Roger A. y A. Lewis (**2009**):

- La corriente eléctrica I en un área determinada se define como la carga eléctrica neta Q que fluye a través del área por unidad de tiempo:

$$I = \frac{dQ}{dt}. \quad (6.1)$$

- La corriente eléctrica promedio I_{avg} es:

$$I_{avg} = nqv_dA, \quad (6.2)$$

donde n es el número de portadores con carga por unidad de volumen, q es la carga de cada portador, v_d , es la velocidad a la que cada portador con carga se mueve, y A es el área de la sección transversal al movimiento.

- La densidad de corriente \vec{j} es la corriente por unidad de área en una sección transversal:

$$\vec{j} = nq\vec{v}_d. \quad (6.3)$$

- Ley de Ohm microscópica establece que la densidad de corriente eléctrica (\vec{j}) es proporcional al campo eléctrico \vec{E} , y la constante de proporcionalidad es la conductividad (σ) del material:

$$\vec{j} = \sigma\vec{E}. \quad (6.4)$$

- El recíproco de la conductividad es la resistividad, y se define como la razón de las magnitudes del campo eléctrico y la densidad eléctrica:

$$\rho = \frac{E}{j} = \frac{1}{\sigma}. \quad (6.5)$$

- La ley de Ohm macroscópica establece que la resistencia, R , de un conductor es igual a la diferencia de potencial ΔV que se aplica en las terminales del conductor con corriente I :

$$R = \frac{\Delta V}{I}. \quad (6.6)$$

- La resistividad ρ se puede relacionar con la resistencia de un objeto como sigue:

$$R = \frac{l\rho}{A}, \quad (6.7)$$

donde l es la longitud y A es el área transversal del conductor.

Si las mediciones se realizan en un medio homogéneo e isotrópico de resistividad ρ y sometido a una intensidad I , el valor del potencial ΔV de un punto situado a una distancia r con respecto a un electrodo puntual es:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi r}. \quad (6.8)$$

En la práctica las mediciones se obtienen a partir de un arreglo de cuatro electrodos como se muestra en la Fig. 6.4, por lo que la resistividad puede expresarse como:

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \frac{1}{\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}}\right) - \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}}\right)}. \quad (6.9)$$

donde r_{AM} es la distancia entre el electrodo A y el electrodo M. Similarmente se definen las otras distancias en (6.9).

En la Ec. (6.9) se denomina factor geométrico (P) al término:

$$P = 2\pi \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right) - \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right). \quad (6.10)$$

Al medir la diferencia de potencial ΔV y la corriente eléctrica I y conociendo el arreglo geométrico de los electrodos, se puede obtener la resistividad ρ . En un suelo homogéneo, la resistividad es constante para cualquier corriente y arreglo de electrodos.

Si el suelo es heterogéneo, el valor de la resistividad es diferente en cada medición. La magnitud de la medición está directamente relacionada con el arreglo de los electrodos. Esta medición se denomina *resistividad aparente* (ρ_a) y la Ec. (6.10) se reescribe de la siguiente manera:

$$\rho_a = PR. \quad (6.11)$$

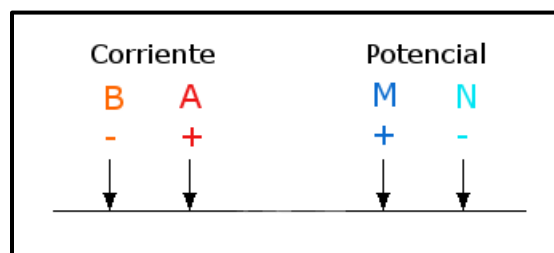


Figura 6.4 Arreglo convencional de cuatro electrodos para realizar mediciones de resistividad eléctrica.

Existen diferentes arreglos geométricos que se pueden utilizar para el sistema de electrodos que se describe en la Ec. (6.10): Wenner, Schlumberger, polo-dipolo, y dipolo-dipolo, ver detalles en Loke (1999).

En la Fig. 6.5 se muestra como es la configuración de los arreglos geométricos Wenner y dipolo-dipolo. En la figura C1 y C2 se representan los electrodos que inyectan corriente eléctrica, P1 y P2 representan los electrodos que miden la diferencia de potencial y a representa la separación entre cada uno de los electrodos.

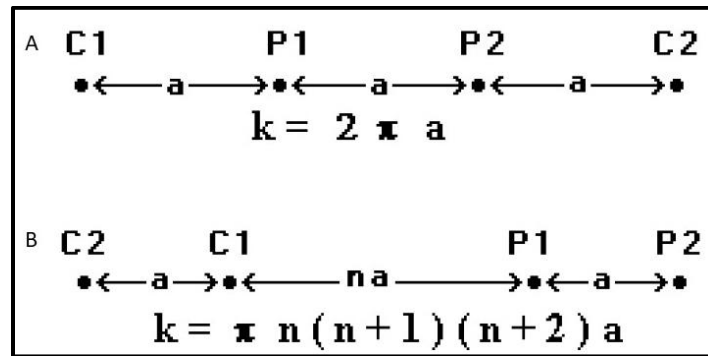


Figura 6.5 Configuración geométrica de los arreglos utilizados en el trabajo de campo. En la parte A se muestra el arreglo tipo Wenner y en la parte B el arreglo tipo dipolo-dipolo. Tomado de Loke (1999)

La profundidad de investigación, de acuerdo a Roy y Apparao (1971), es la profundidad a la cual los datos de la superficie son sensibles al valor de la propiedad física del subsuelo. La estimación de este valor para mediciones de resistividad y de polaridad inducida son esenciales para realizar la interpretación geológica de los modelos obtenidos en la inversión de los datos, debido a que cualquier estructura debajo de la profundidad de investigación no debe ser interpretada (Szalai *et al.*, 2008). Los arreglos elegidos en este trabajo de acuerdo a Sharma y Verma, (2015) tienen profundidades de investigación confiables por lo que es posible confiar en el análisis de las secciones que se obtengan.

Se obtuvieron secciones ERT en la zona de Akumal con el fin de determinar los valores de resistividad de la roca en la zona saturada, así como determinar si existen conductos de disolución en nuestra zona de estudio. Una de las limitantes de la aplicación de la técnica fue el camino, ya que este debe de tener por lo menos 350 metros de longitud en línea recta, con el fin de disminuir la incertidumbre asociada a la configuración de electrodos elegida.

6.4.2 Obtención de Tomografías de Resistividad Eléctrica

Se tomaron ocho perfiles ERT, cuatro usando el arreglo Wenner y cuatro usando el arreglo Dipolo-Dipolo. El primer tipo de arreglo se eligió debido a su capacidad de detectar cambios en estructuras verticales, con lo cual es posible detectar fracturas o conductos de disolución, además, de permitir una buena profundidad de investigación con una amplia cobertura de datos horizontales. Mientras que la segunda configuración se eligió debido a que el arreglo permite detectar los cambios en estructuras horizontales y la excelente intensidad de señal (Zhou *et al.*, **2000**; Sharma y Verma, **2015**)

Todos los perfiles se obtuvieron con 70 electrodos, con un espaciamiento entre electrodos de cinco metros, obteniendo así, una distancia total de 350 metros y una profundidad de penetración máxima de hasta 70 metros de acuerdo con las especificaciones del equipo y la configuración de electrodos elegida. La ubicación de las ERT es la siguiente: dos perfiles en el sitio Chemuyil, tres en el sitio Uxuxubi, uno sobre el camino a Aktun-Chen, uno sobre la carretera Cancún-Tulum y uno sobre la playa en Akumal (ver Fig. 7.2). En cada uno de los sitios donde se obtuvieron los perfiles ERT's se tomaron los cambios de elevación entre electrodos con el fin de evaluar si existían cambios asociados a la topografía del terreno que pudieran afectar la inversión y procesamiento de los datos.

Las orientaciones de los perfiles ERT fueron tres: T1 con dirección este-oeste, T2, T7 y T8 con dirección noreste-suroeste y T3, T4, T5 y T6 con dirección noroeste-sureste como se muestra en la Fig. 6.6.

En campo, una ilustración del montaje del equipo se muestra en la Fig. 6.7. El equipo consta de la consola, ésta es la memoria del equipo donde se guardan las mediciones; el switch box, esta parte del equipo se encarga de hacer el cambio entre un electrodo que inyecta corriente eléctrica o un electrodo que mide la diferencia de potencial; cable pasivo de 355 metros con los electrodos numerados del 1-72 (en las mediciones solo se utilizaron 70 electrodos) con un espaciamiento entre electrodos de 5 m.

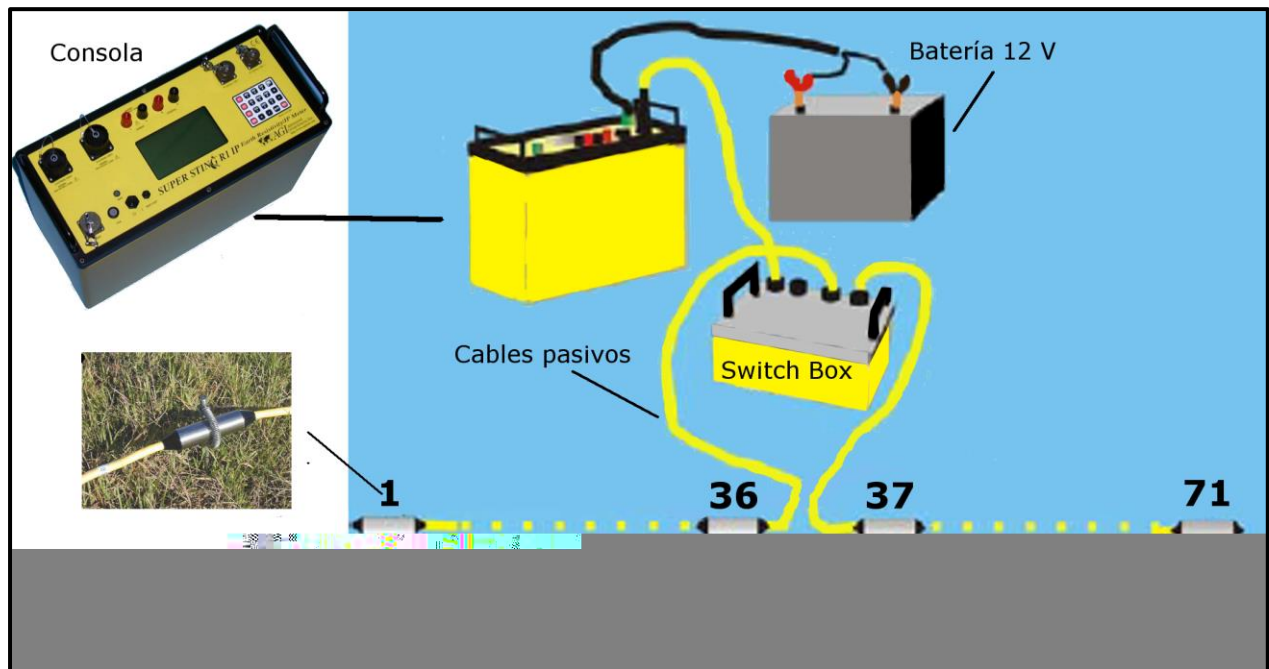


Figura 6.7 Esquema conceptual del montaje experimental en campo.

El SuperSting *R1/IP* solo cuenta con un canal, por lo que solo puede realizar una medición entre dos electrodos por cada inyección de corriente. Debido a esto, en promedio el tiempo para las mediciones con el arreglo Dipolo-Dipolo fue de 6.5 horas y con el arreglo Wenner fue de dos horas.

6.4.3 Procesamiento e inversión de datos de resistividad eléctrica

Las mediciones obtenidas en campo fueron procesadas en el software AGI EarthImager 2D v.2.4.0® (Advanced Geosciences Inc.). El proceso de inversión en el software se divide en tres partes: condiciones iniciales, simulación directa e inversión; en cada una de estas partes se definen los parámetros del procesado de datos, los cuales se eligieron de acuerdo a lo recomendado por AdvancedGeosciences (2014) y Gómez-Nicolás *et al.* (2017).

Los datos crudos obtenidos de la medición en campo se muestran como una *pseudosección de resistividad aparente*, al invertir los datos el resultado es una *sección de resistividad invertida a resistividad real* a partir de la cual se hace el análisis del subsuelo. A continuación, se describen los pasos que siguen en el software para obtener la *sección de resistividad invertida*:

- a) Ajustes iniciales: en esta parte se remueven los datos que no contienen mediciones de voltaje o el valor medido es muy bajo, esto con el fin de procesar datos de buena intensidad. Los criterios para el procesamiento de los datos fueron los siguientes: se descartaron valores de voltaje y resistividad menores a 0.2 mV y 0.1 ohm-m, respectivamente. Los valores que se muestran en la Fig. 6.8 para el eje Y y el espacio mínimo de electrodos se definieron de acuerdo a lo establecido por el fabricante (AdvancedGeosciences Inc., 2014). También se descartaron valores de resistividad mayores a 10^5 ohm-m, véase la Fig. 6.8 para mayores detalles.

Figura 6.8 Datos de entrada de ajuste inicial para el procesamiento de inversión de datos de resistividad aparente.

- b) En la simulación directa se eligió el método de elementos finitos con una descomposición de Cholesky y una condición de frontera de tipo Dirichlet, los ajustes se observan en la Fig. 6.9.

Figura 6.9 Datos de entrada para el modelo directo. Se consideran el solucionador directo de la ecuación y la condición límite.

- c) De los tres métodos de inversión disponibles se eligió el *smoth model* (Fig. 6.8) el cual se detalla en Constable, Parker y Constable (1987). Este método de inversión se basa en un semiespacio homogéneo con un valor de resistividad igual a la media de todos los valores de resistividad aparente (AVG AppRes).
- d) En la inversión de resistividad (Fig. 6.10), se eligió 15 como el número de iteraciones, un RMS máximo de 5% y una reducción del error del 5%, el modelo inicial en el cual se basa la iteración se eligió una pseudosección.

The screenshot shows the 'Inversión Resistividad' settings window. The parameters are as follows:

- Criterio para Detener:**
 - Numero de Iteración: 15
 - Máx. Error RMS (%): 5
 - Reduc. Err(%): 5
 - Norma L2
- Factor de Suavidad:** 10
- Factor Amortiguación:** 10
- Datos Pesados:**
 - Ruido Estimado (%): 5
 - Usar Err. Recip.
 - Reprimir Datos Ruidosos
- Modelo Inicial:** Pseudosección
- Resistividad Ohm-m:** 109.39
- Min. Resistividad (ohm-m):** 0.1
- Máx. Resistividad (ohm-m):** 100000
- Parámetro Anchura-Modelo:** 1
- Parámetro Altura-Modelo:** 1
- Proporción Rugosidad Horizontal/Vertical:** 0.5
- No. Iteración CG:** 8
- Acondicionar Datos Robustos:** 1
- Acondicionar Modelo Robusto:** 1
- Factor Resolución:** 0.05
- Iniciar Iteración de Método Quasi-Newton:** 20

Figura 6.10 Parámetros utilizados para realizar la inversión de los datos de resistividad. Se observan los criterios establecidos para finalizar la inversión.

A continuación, se explica las ecuaciones que se resuelven en cada uno de los pasos descritos anteriormente:

1. Modelado directo

La transformada de Fourier se aplica a la ecuación que describe los cambios de voltaje y se obtiene la ecuación 6.12 para una sección vertical. Para resolver esta ecuación, en el programa utiliza dos métodos posibles: diferencias finitas y elementos finitos; en este trabajo se usó elementos finitos de acuerdo a lo recomendado por Gómez-Nicolás *et al.* (2017).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma \frac{\partial V}{\partial z} \right) - k^2 \sigma V = -I * \delta(x) * \delta(z), \quad (6.12)$$

donde V es el potencial eléctrico en el dominio de la transformada de Fourier, I es la fuente de corriente eléctrica, k es el número de onda en el dominio de la transformada, y σ es la conductividad eléctrica como una función de (x, z) .

2. Inversión suavizada (Smooth model)

Esta inversión trata de encontrar el modelo más suave posible que responda a un ajuste de los datos con el método de Chi cuadrada. La inversión suavizada está basada en el supuesto de la distribución gaussiana de errores de datos. La función objetivo está dada por la Ecuación 6.13:

$$S(m) = (d_{obs} - g(m))^T W_d (d_{obs} - f(m)) + \alpha \cdot m^T R m, \quad (6.13)$$

donde d_{obs} son los datos observados, $g(m)$ son los datos calculados, W_d es una matriz de ponderación de datos, α es un multiplicador de Lagrange y un factor de estabilización que determina la cantidad de rugosidad del modelo impuesto en la inversión, y R es un operador de rugosidad (AdvancedGeosciences Inc., 2014).

6.5 Estimación de la porosidad

A continuación, se presentan los pasos que se siguieron para determinar la porosidad en el área de estudio usando los datos de resistividad eléctrica y los valores de resistividad de la columna de agua obtenidos en los pozos.

6.5.1 Ley de Archie

Para determinar la porosidad de la roca se usó la Ley de Archie (Archie, **1942**), esta ecuación relaciona la conductividad de la roca con su porosidad y el fluido que se encuentra saturando el poro y se expresa de acuerdo a la Ec. (6.14):

$$\rho_r = \frac{a\rho_w}{\emptyset^m S^n}, \quad (6.14)$$

donde ρ_r es la resistividad de la roca, ρ_w es la resistividad del agua en el poro, \emptyset es la porosidad, S es la saturación, a es la tortuosidad, m es el exponente de cementación y n el exponente de saturación; tanto a , m y n son constantes derivadas de manera empírica.

Esta relación empírica ha sido ampliamente utilizada en el estudio de diferentes formaciones con diferentes tipos de roca y se ha verificado por métodos analíticos y en medios anisótropos (Azar *et al.*, **2008**; Di Maio *et al.*, **2015**; Sen *et al.*, **1981**; Mendelson y Cohe nf, **1982**).

En formaciones donde los poros están 100% saturados de agua el factor de saturación (S) toma el valor de uno, por lo tanto, la Ec. (6.14) se reduce a:

$$\emptyset = \left(\frac{a\rho_w}{\rho_r}\right)^{\frac{1}{m}}. \quad (6.15)$$

La Ec. (6.15) se usó para estimar la porosidad en el espesor del lente de agua dulce de la zona de estudio. Se asumió el valor de tortuosidad, $a = 1$, de acuerdo los

estudios realizados por Kwader (1985) quien se enfocó en acuíferos de tipo granulares y de tipo carbonato encontrando este valor de tortuosidad; y el exponente de cementación $m = 2$, obtenido a partir de modelos de resistividad de formaciones de tipo carbonato con doble porosidad y el análisis de núcleos (Kazatchenko y Mousatov, 2002).

La resistividad del fluido ρ_w se determinó a partir de los valores obtenidos en la columna de agua del pozo W3 y del cenote C3. Los valores de resistividad del fluido en la columna de agua dulce medido en pozo van de 1180 a 2000 $\frac{\mu S}{cm}$ (8.4 – 4.8 Ωm , respectivamente).

A continuación, se relacionaron los valores de resistividad real de la roca obtenidos de la inversión de las pseudosecciones de resistividad aparente con los valores de resistividad de la columna de agua, obteniendo así el perfil de porosidades. En la tabla 6.1 se presentan los datos de resistividad real a diferentes profundidades, para una subsección horizontal de la tomografía T5 (entre los 100 y los 210 metros). El valor de resistividad está asociado a una cuadrícula o píxel de ancho fijo (1 m en la dirección x) y con un espesor variable en la dirección “y” que aumenta con la profundidad (con un incremento de 1.1 veces el espesor de la celda anterior).

Tabla 6.1 Se muestran los valores de resistividad de la roca asociado a cuatro diferentes longitudes con la resistividad de la columna de agua.

Profundidad (m)	100	140	175	210	R agua (γ)
6.172	848.753	547.95	381.007	421.867	7.682
7.683	490.158	464.422	232.202	390.13	7.480
9.344	349.946	424.989	174.885	365.487	5.894
11.172	171.354	200.694	107.873	125.041	5.308
13.182	129.928	159.585	116.366	166.361	5.032
15.393	123.606	71.232	94.608	86.113	4.895
17.825	60.904	54.242	70.904	81.735	4.736
20.502	31.233	30.251	61.974	39.956	4.723
23.444	26.881	37.38	44.432	23.32	4.721
26.682	12.196	20.362	38.509	12.826	4.674
30.244	12.623	9.967	19.987	13.792	1.369

En el transecto T1 se analizó la sección de 100 a 225 m, T2 de 100 a 265 m, T3 de 110 a 230 m, T4 de 100 a 230 m, T5 de 90 a 230 m y T7 de 110 a 260 m. La longitud de la sección a analizar no es igual en todas las secciones debido a la calidad de los datos obtenidos en cada transecto, así como al tipo de arreglo geométrico que se usó en las mediciones.

Después de haber discretizado las secciones tanto en longitud como en profundidad, se obtuvieron los valores de resistividad asociados a la roca de la zona saturada con agua dulce/salada.

7. Resultados

En esta sección se presenta un análisis de resultados de los datos de campo obtenidos con las técnicas descritas en el capítulo anterior.

7.1 Hidrogeología física: nivel freático

La configuración de las mediciones del nivel freático se puede observar en la Fig. 6.9. En esta se localizan tres mediciones de pozo (W1, W2 y W3) y dos de lagunas (Lux1 y Lux2) en el sitio Uxuxubi. Ahí también se muestran las dos mediciones en cenotes (C1 y C2) en el sitio Akumal pueblo y una medición en cenote (C3) en el sitio Chemuyil. Los valores del nivel freático obtenidos se presentan en la Tabla 7.1.

Tabla 7.1 Valores del nivel freático obtenidos en los tres sitios de la zona de estudio. El asterisco indica que el valor del nivel freático fue medido con respecto a superficie.

Punto	Nivel freático (msnm)
Sitio Uxuxubi	
W1	0.628
W2	0.930
W3	1.043
Lux1	0.941
Lux2	0.954
Sitio Akumal pueblo	
C1	0.785
C2	0.742
Sitio Chemuyil*	
C3	8.96

El nivel freático en el pozo W1 es de 0.628 metros sobre el nivel del mar (msnm), en el pozo W2 es de 0.930 msnm y el pozo W3 es de 1.043 msnm. En las lagunas fue posible medir el nivel del agua directamente, los valores obtenidos son, 0.941 y 0.954 para lux1 y lux2, respectivamente.

En el sitio Akumal pueblo se obtuvieron dos mediciones en cenotes, éstas se encontraban separadas aproximadamente 1.04 km (Fig. 6.9). Los valores obtenidos en estos dos puntos son: C1 con un valor de 0.785 msnm y C2 con un valor de 0.742 msnm.

En el sitio Chemuyil, no fue posible obtener la medición del nivel freático debido a que existen cables de alta tensión que causan interferencia con la antena del GPS diferencial, solo se obtuvo una medición que se referenció a la superficie, con un valor de 8.96 metros en el punto C3.

A partir de los valores del nivel freático obtenidos (Tabla 7.1), se realizó una iteración para ver como es el comportamiento de estos. Como se observa en la Fig. 7.1, la fractura actúa como una zona conductiva, lo que tiene como resultado un valor menor del nivel freático. En general, el flujo es en dirección hacia la costa con valores del nivel freático de 0.76 msnm.

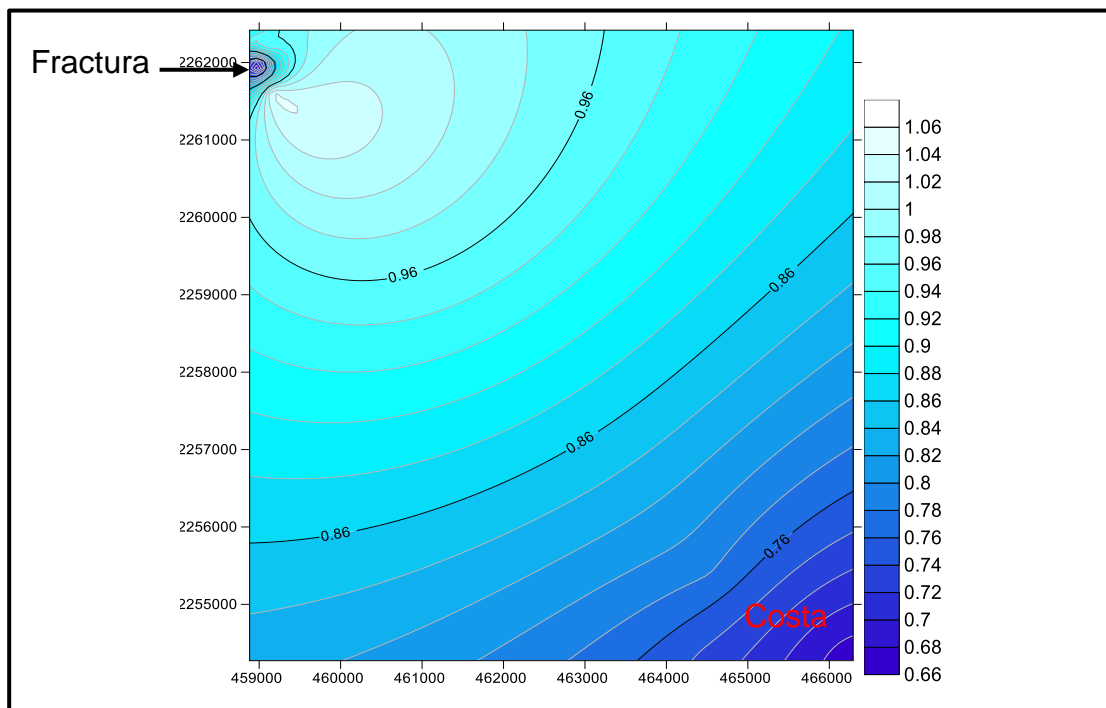


Figura 7.1 Isótopos que muestran el comportamiento del nivel freático dentro de la zona de estudio.

7.2 Hidrogeoquímica: perfiles de columna de agua

Se obtuvieron 2 perfiles de conductividad a lo largo de la columna de agua: uno en el sitio de Uxuxubi (pozo W3) y otro en el sitio Chemuyil (cenote C3).

Los datos de conductividad en el pozo W3, se presentan en la Fig. 7.2. Las mediciones inician a partir de la superficie de columna de agua. En esta figura se aprecian tres secciones en la gráfica, un rango de valores de 1100 hasta 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ que corresponden a la columna de agua dulce con un espesor aproximado de 23 metros; a partir de este punto inicia la haloclina hasta los 30 metros, profundidad a la cual se estabiliza la conductividad con valores de 5000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ característico de agua salada. Los datos de columna de agua indican que existe intrusión salina.

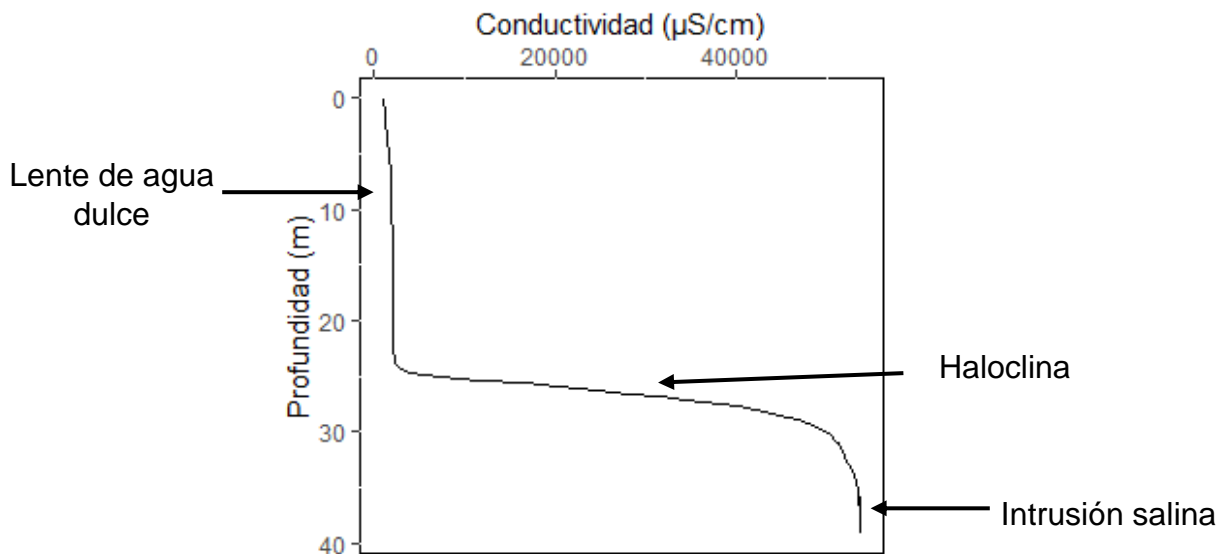


Figura 7.2 Perfil de los valores de conductividad versus profundidad medidos en un pozo (W3) frente al transecto T5. Se muestra el espesor de la columna de agua dulce y el espesor de la haloclina.

El perfil de conductividad para el cenote C3 se observa en la Fig. 7.3. La profundidad máxima del perfil fue de 22.6 metros con respecto a la superficie libre de la columna de agua. El comportamiento de la conductividad muestra tres secciones en la

gráfica, una primera sección que se interpreta como el lente de agua dulce con un espesor aproximado de 17 metros, después de este punto inicia la haloclina hasta los 21 metros, profundidad a la cual los valores de conductividad se incrementan coincidiendo con valores de salinidad que se interpreta como agua salada.

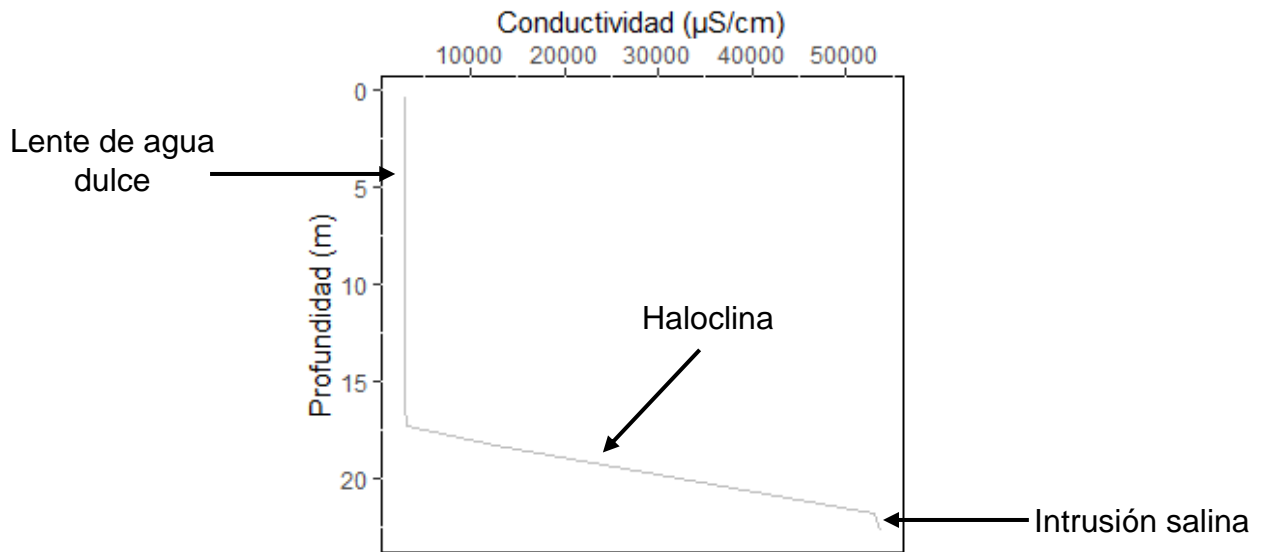


Figura 7.3 Comportamiento de la conductividad en el cenote C3. De acuerdo con el comportamiento se observan tres capas que representa el lente de agua dulce, la haloclina y la intrusión salina.

Los perfiles mostrados en las Figs. 7.2 y 7.3, presentan un comportamiento similar, de acuerdo con los valores observados de conductividad. Sin embargo, el espesor del lente de agua y el espesor de la haloclina se reducen considerablemente. Esto puede observarse con más detalle en la Fig. 7.4, donde se comparan ambos perfiles. No obstante, es importante mencionar que el nivel de referencia de cada uno se encuentra a diferente altura con respecto al nivel del mar.

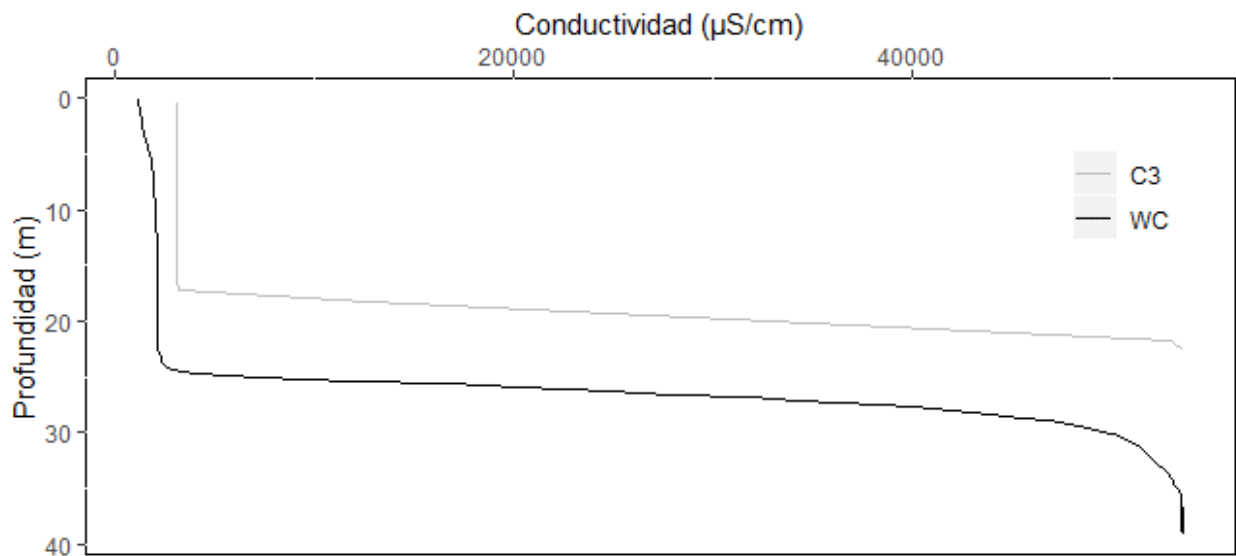


Figura 7.4 Comportamiento de los valores de conductividad obtenidos en los puntos W3 y C3. Se observa la variación del espesor del lente de agua dulce, además, se observa como la haloclina se mantiene constante en los dos puntos.

7.3 Geofísica

El análisis de los datos de geofísica se dividió en dos partes: 1) validación y depuración de los datos que no cumplen los criterios de inversión (AdvancedGeosciences Inc., 2014) y 2) obtención de las secciones geológicas de resistividad real. En este último punto se utilizaron los parámetros de inversión descritos en la sección 6.2.2.

7.3.1 Obtención y análisis de las pseudosecciones de resistividad aparente

La localización de las mediciones de ERT se presentan en la Tabla 7.2. En cada uno de los transectos obtenidos se realizó una prueba de resistencia de contacto (Fig. 7.5), la cual consiste en inyectar corriente entre dos electrodos y al mismo tiempo medir la diferencia de potencial. Por lo tanto se mide un valor que mide la diferencia de potencial

entre el primer electrodo y el subsuelo, la resistencia en el suelo y resistencia de contacto entre el subsuelo y la segunda estaca (AdvancedGeosciences Inc., 2011).

El manual del software EarthImager 2D® (AdvancedGeosciences, 2014) especifica que valores con una resistencia de contacto superiores a 10000 Ω son una señal de electrodos mal instalados. Valores con resistencias muy altas, no asociados a la instalación del electrodo, se deben a las condiciones de saturación del terreno y pueden disminuirse agregando agua con sal a los electrodos tal y como se especifica en el manual del equipo Super Sting R1/IP (AdvancedGeosciences Inc., 2011).

Tabla 7.2 Coordenadas UTM (zona 16Q) de cada transecto en la zona de Akumal.

Transecto	Electrodo 1		Electrodo 70	
	Coordenada X	Coordenada Y	Coordenada X	Coordenada Y
T1	459755.53	2251455.99	459486.28	2251610.33
T2	458441.82	2251280.82	458593.23	2251554.05
T3	458894.11	2262303.82	458880.66	2262100.88
T4	459159.86	2261867.99	459146.96	2261529.60
T5	459143.95	2261239.23	459212.77	2260937.80
T6	463070.10	2254577.96	463095.63	2254319.68
T7	466205.66	2254777.67	466379.87	2255101.81
T8	466491.68	2254443.76	466273.75	2254224.95

Los transectos T1, T2, T3, T4, T5, T7 y T8 pasaron la prueba de contacto de acuerdo con lo especificado en el manual. Sin embargo, los valores obtenidos en el transecto T6 fueron demasiado elevados con respecto al valor máximo permitido, por lo que se tomaron en cuenta al realizar la inversión de datos de la pseudosección de resistividades aparentes.

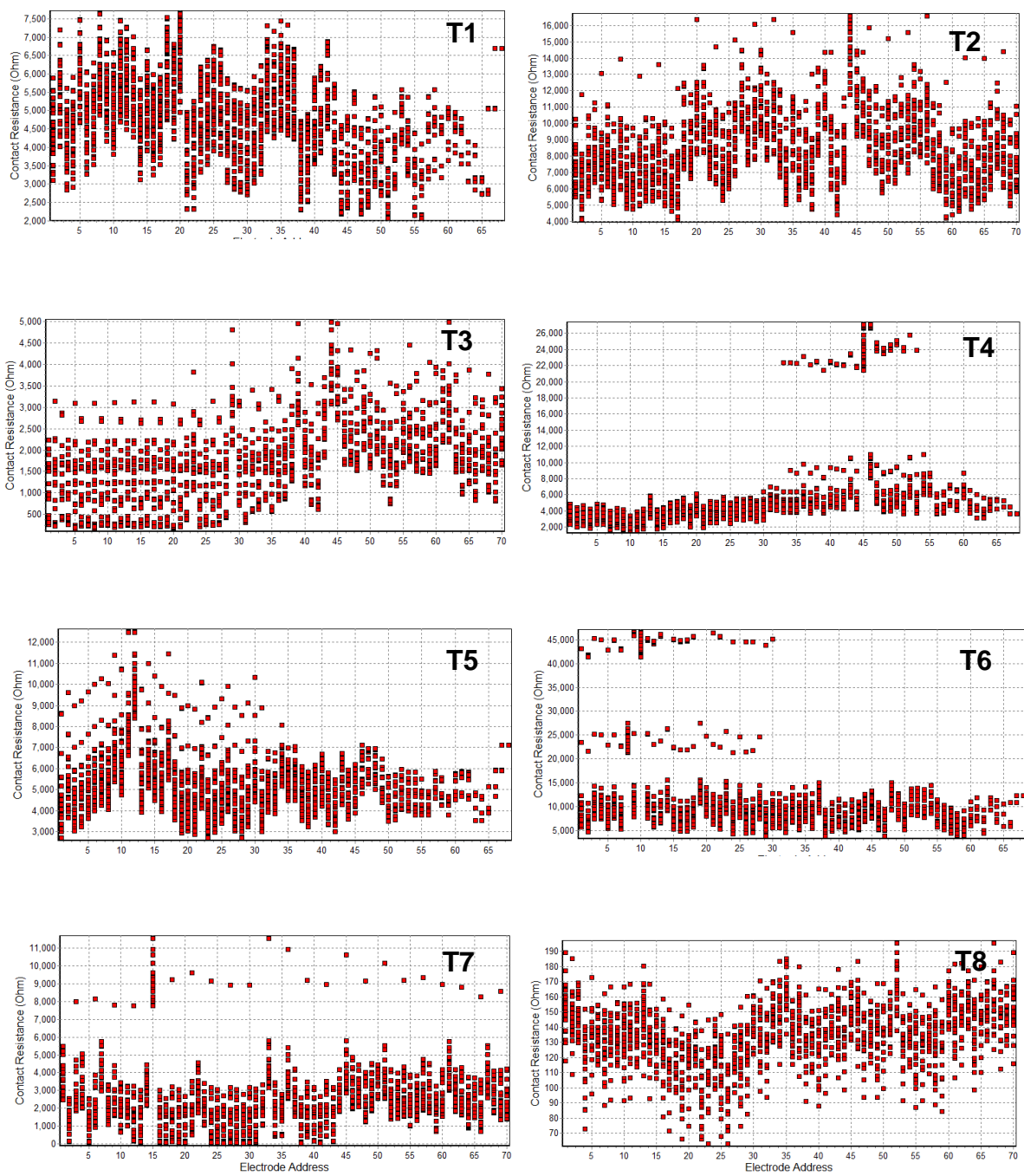


Figura 7.5 Valores de la resistencia de contacto en cada uno de los transectos. Se observa que los valores de la sección T6 son los que presentan los valores más altos al valor de referencia de 10000 Ω .

Además, del análisis de las pruebas de resistencia de contacto realizadas en campo, también se analizaron los diagramas de voltaje medido en cada uno de los transectos. Estos diagramas se relacionan con una correcta instalación del tendido de la línea de electrodos y con las características del terreno donde se realizaron las mediciones y se muestran en la Fig. 7.6.

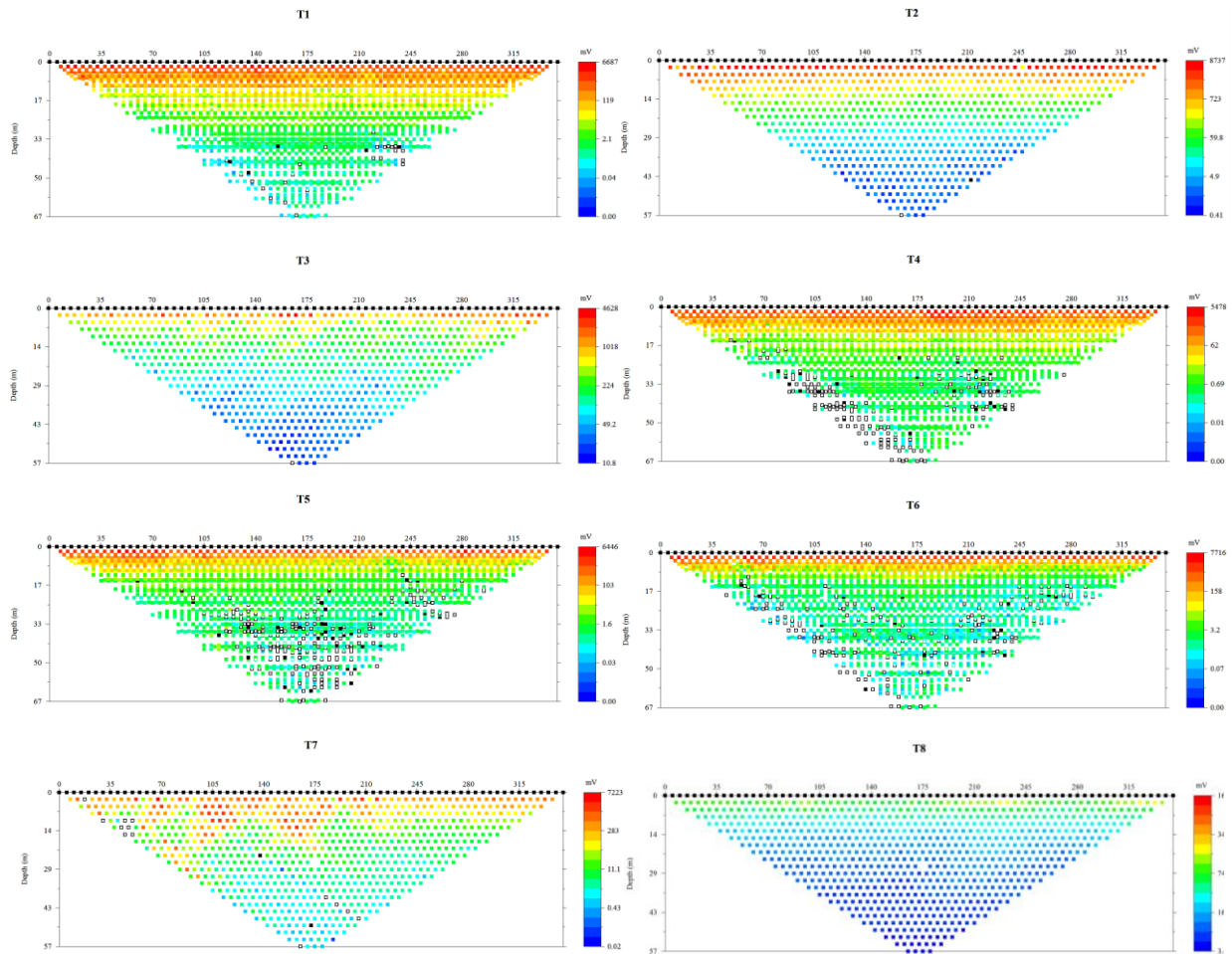


Figura 7.6 Diagramas que muestran los valores de voltaje medido en cada una de las secciones. Se observa que conforme avanza la profundidad los valores medidos son menores.

Los cuadros vacíos en los diagramas son puntos donde no se midió ningún valor de voltaje. Se aprecia que en T4, T5 y T6 se tienen varios puntos sin medición, por lo que la ausencia de estos valores sirvió como criterio para recortar en profundidad las pseudosecciones de resistividad aparente. En el caso de la T5 los datos se recortaron a hasta una profundidad de 40 metros, mientras que para las pseudosecciones T4 y T6 se recortaron a una profundidad de 30 metros.

Realizados los análisis de resistencia de contacto y de voltajes medidos, se procedió a invertir los datos bajo los parámetros establecidos en las Figuras 6.8-6.10. Utilizando las pseudosecciones recortadas como modelo de entrada para el proceso de inversión.

7.3.2 Proceso de Inversión

Las secciones de resistividad invertida se presentan en las Figs. 7.8-7.115. Debido a que la topografía de los sitios donde se realizaron las mediciones era casi plana en todos los transectos (variaciones menores a cinco metros), la inversión se realizó considerando el arreglo en línea recta, tal y como se estipula en el manual (Geoscience, **2009**).

La calidad de las secciones de resistividad obtenidas se basa en el root mean square (RMS), el número de iteraciones y la norma L2 (AdvancedGeosciences Inc., **2014**). Los valores obtenidos para cada una de las secciones se muestran en la Tabla 7.3. Los valores obtenidos se encuentran dentro del rango de aceptación de acuerdo a Basheer *et al.* (**2014**) y Gómez-Nicolás *et al.* (**2017b**). Sin embargo, el valor RMS del transecto T6 está arriba de este límite. Este punto se tomó en cuenta para hacer el análisis e interpretación de la sección.

Tabla 7.3 Valores RMS y L2 obtenidos en cada transecto.

Transecto	Iteración	RMS (%)	L2
-----------	-----------	---------	----

T1	3	9.31	0.85
T2	3	7.14	0.64
T3	3	8.40	0.54
T4	3	12.25	1.81
T5	3	9.62	1.06
T6	3	16.71	4.04
T7	5	13.62	1.66
T8	1	4.13	0.68

Para poder analizar y comparar las imágenes de ERT, se estableció una escala de color con un rango de valores de resistividad aparente que va de 20802.900 ohm-m a 2.943 ohm-m, como se muestra en la Fig. 7.7. A partir de esta escala de color se puede realizar un análisis cualitativo de las secciones invertidas y relacionarlo con la geología estructural del acuífero.

No.	Nivel	Línea	Llenar
1	2.943	—————	■
2	5.313	—————	■
3	9.594	—————	■
4	17.323	—————	■
5	31.279	—————	■
6	56.477	—————	■
7	101.976	—————	■
8	184.129	—————	■
9	332.466	—————	■
10	600.306	—————	■
11	1083.922	—————	■
12	1957.146	—————	■
13	3533.852	—————	■
14	6380.776	—————	■
15	11521.226	—————	■
16	20802.900	—————	■

Figura 7.7 Escala de colores establecida para el análisis de las secciones de resistividad eléctrica.

Los valores de resistividad permiten realizar un análisis estructural de las secciones ya que este valor varia si la roca se encuentra saturada con agua, llena de aire o si se encuentra una cueva en el subsuelo (Chalikakis y Plagnes, 2011). Además, la escala de color que se muestra en las imágenes permite definir límites entre capas esto debido al gradiente de color (Rid *et al.*, 2017).

Para realizar la interpretación geológica de las imágenes obtenidas en este trabajo se tomó como base los valores obtenidos por Supper *et al.* (2009) para la zona de la reserva de la biosfera de Sian Ka'an en el Sur del estado de Quinta Roo (Tabla 7.4), donde definieron valores aproximados de resistividad de acuerdo con el tipo de fluido con que se encuentra saturada la roca, basándose en un modelo sintético del subsuelo.

Tabla 7.4 Valores de resistividad aproximados para una zona kárstica de acuerdo con el tipo de fluido que se encuentra en la roca. Tomado de Supper et al. (2009)

Resistividad (Ωm)	Tipo de roca
$\rho > 1000$	Caliza compacta
$300 < \rho < 1000$	Caliza fracturada
$20 < \rho < 300$	Caliche
$20 < \rho < 100$	Caliza saturada con agua dulce
$10 < \rho < 20$	Caliza saturada con agua salobre
$\rho < 10$	Caliza saturada con agua salada
$1 < \rho < 10$	Agua dulce
$\rho < 1$	Agua salada

En las imágenes de ERT se pueden identificar diferentes condiciones del subsuelo como: zona vadosa y zona saturada.

7.3.3 Interpretación de perfiles de resistividad eléctrica

A continuación, se muestran los resultados de las secciones de 2D de resistividad eléctrica y la interpretación cualitativa que se realizó a partir del contraste de colores y los valores de resistividad asociados.

En la Fig. 7.8 se observan diferentes zonas inferidas a partir de la escala de color, que corresponden a determinados valores de resistividad real. La zona superficial con colores rojo-amarillo, con altos valores de resistividad se interpreta como la zona vadosa (no saturada); la zona con colores cyan-verde se interpreta como la zona saturada con agua dulce y la zona con color azul se asume es la zona saturada con agua salada. En la Fig. 7.6-B, la línea roja representa el nivel freático de acuerdo con la medición obtenida en el punto C3.

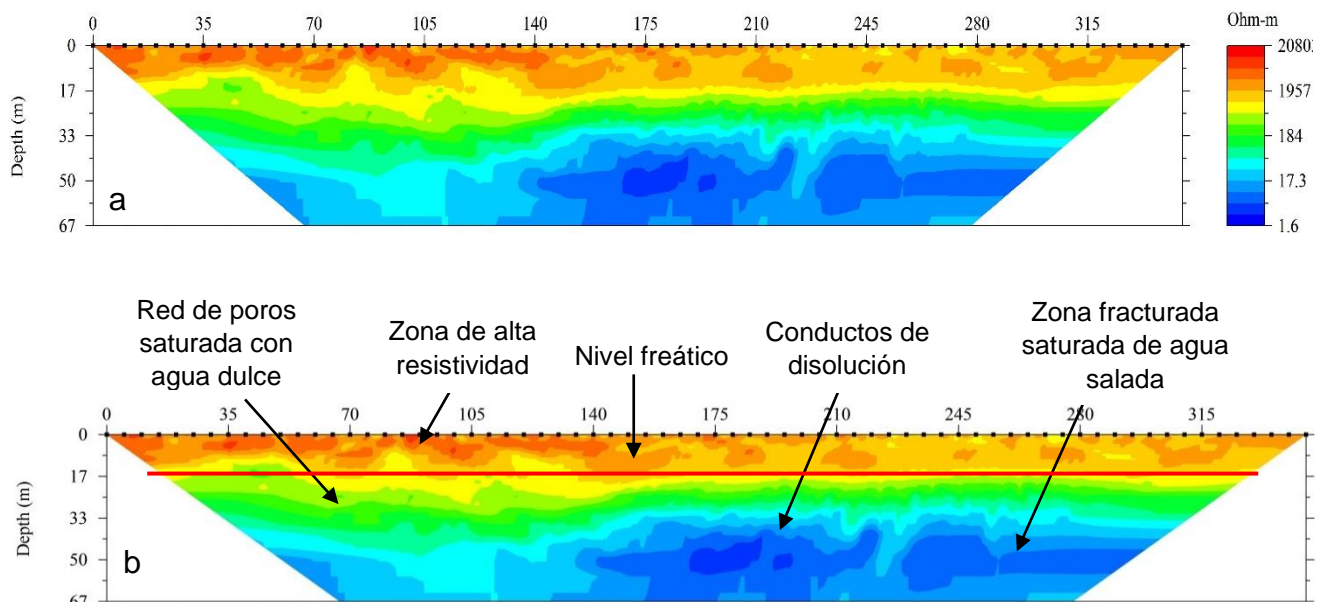


Figura 7.8 Transecto T1, adquirido con el arreglo geométrico Dipolo-Dipolo, en la parte A se muestra el resultado de la sección invertida y en la parte B se muestra el análisis geológico a partir de la escala de colores.

La Fig. 7.9 presenta tres capas bien definidas, una primera capa con colores rojo-amarillo que se interpreta como la zona vadosa del acuífero, y una segunda capa que representa la zona saturada. La parte saturada con colores verde-azul, donde los colores verde-cyan, se interpreta como la zona saturada con agua dulce, y los colores cyan-azul, se interpreta como la zona saturada con agua salada. Al contrario del transecto T1, el transecto T2 tiene una dirección noreste-suroeste.

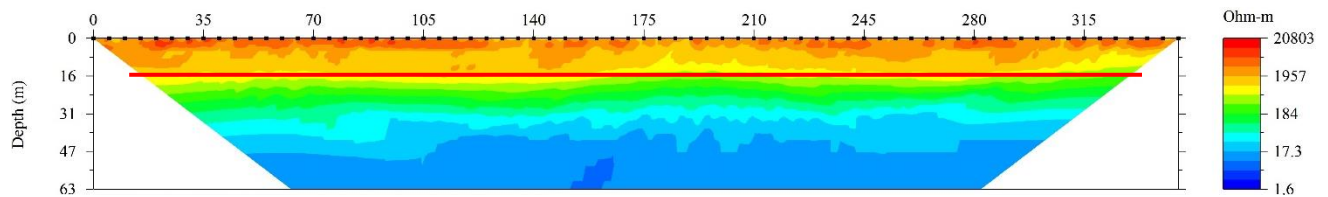
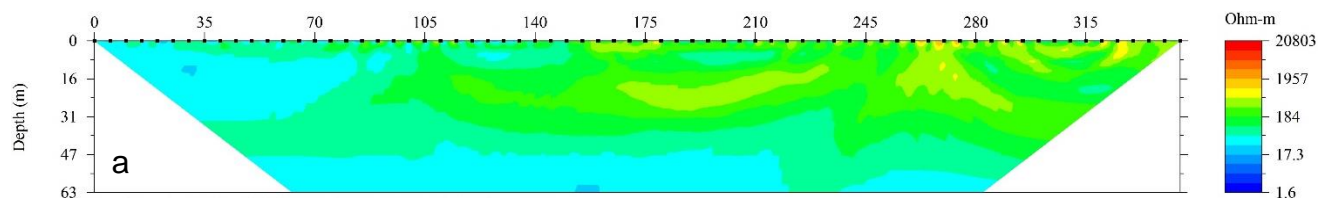


Figura 7.9 Transecto T2, adquirido con el arreglo geométrico Wenner, la línea es donde se infiere inicia el nivel freático.

El transecto T3, se obtuvo a un costado de la laguna Lux1 (ver Fig. 6.6), esto da como resultado una zona de menor resistividad como se observa de los 0 a 70 metros en la Fig. 7.10, además, los colores cyan-verde y sus valores de resistividad asociado, se interpretan como roca saturada con agua dulce, los cuales se verifican con los resultados del nivel de agua medido en los puntos LUX1 y LUX2, los cuales muestran que estos cuerpos de agua son parte del acuífero.



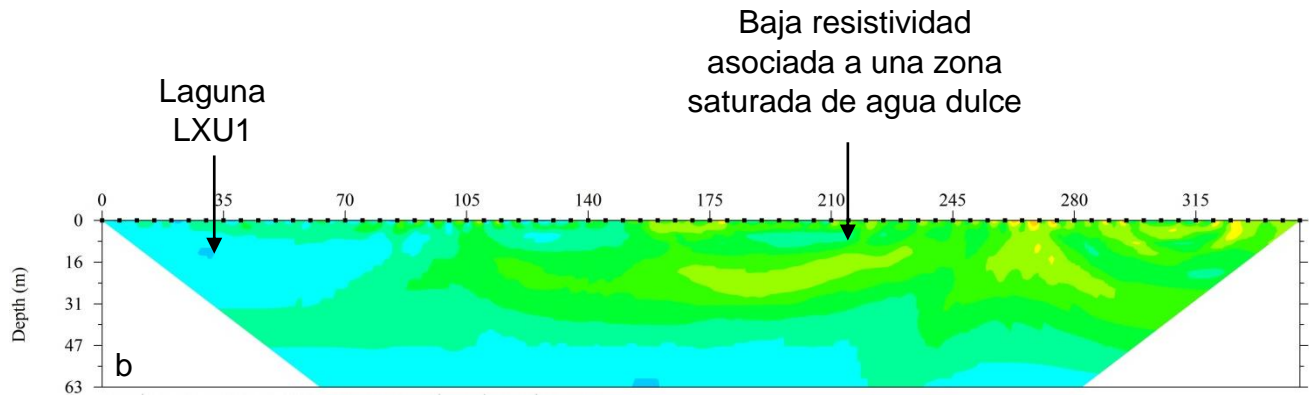


Figura 7.10 Transecto T3, adquirido con el arreglo geométrico Wenner. En la parte A, se muestra la sección de resistividad invertida, la ausencia de colores rojo-amarillo, debido a que esta sección se tomó sobre una laguna.

El transecto T4, muestra una capa superficial no-saturada que de acuerdo con las variaciones de resistividad se puede interpretar como roca micro fracturada de acuerdo a Gómez-Nicolás *et al.* (2017a). A los 175 metros, frente a este transecto se tomaron los valores de conductividad en un pozo (W3). De acuerdo con esto, el nivel freático inicia a los seis metros como se muestra en la línea roja en la Fig. 7.11, que en la tomografía se puede interpretar como el color amarillo. De acuerdo con los valores obtenidos, la columna de agua tiene un espesor de 23 metros posterior a esto inicia la haloclina, que en la tomografía se interpreta como el color cyan, posterior a esto se encuentra una zona saturada con agua salada interpretada con el color azul en la tomografía.

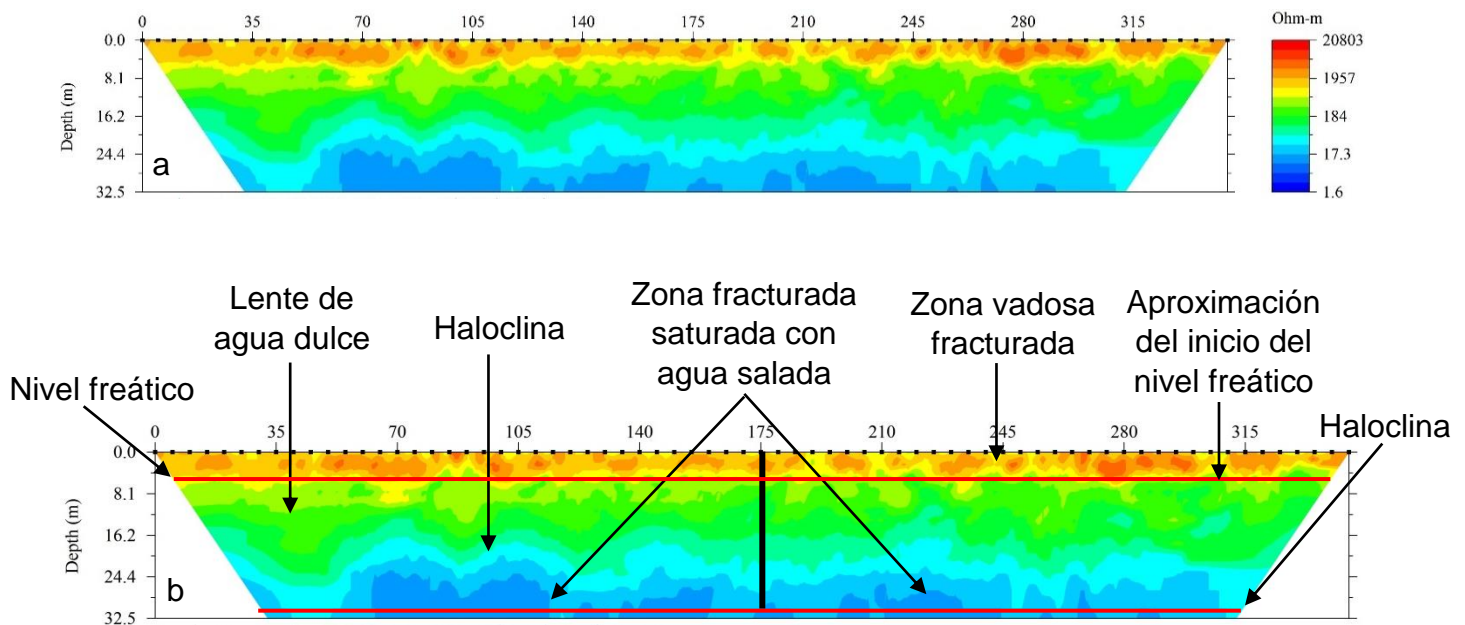


Figura 7.11 Transecto T4, adquirido con el arreglo geométrico Dipolo-Dipolo. La parte A, muestra la sección invertida de resistividad, en la parte B, se muestra el análisis geológico de la sección.

El transecto T5 (Fig. 7.12), se obtuvo a menos de un kilómetro del transecto T4, en la misma dirección (Fig. 6.1). Sin embargo, a diferencia del transecto T4 muestra diferencias importantes. La primera de estas diferencias es que la zona saturada con agua dulce no es tan homogénea como en el transecto T4, quizás esto se deba a los posibles conductos de disolución que se encuentra aproximadamente a 40 metros de profundidad y a una distancia de 40 m con respecto al primer sensor y a una profundidad de 30 metros a una distancia de 240 m con respecto del primer sensor. Adicionalmente, si se toma el color cyan como la haloclina al igual que el perfil T4, es notorio que en el perfil T5 presenta una mayor variación respecto a profundidad.

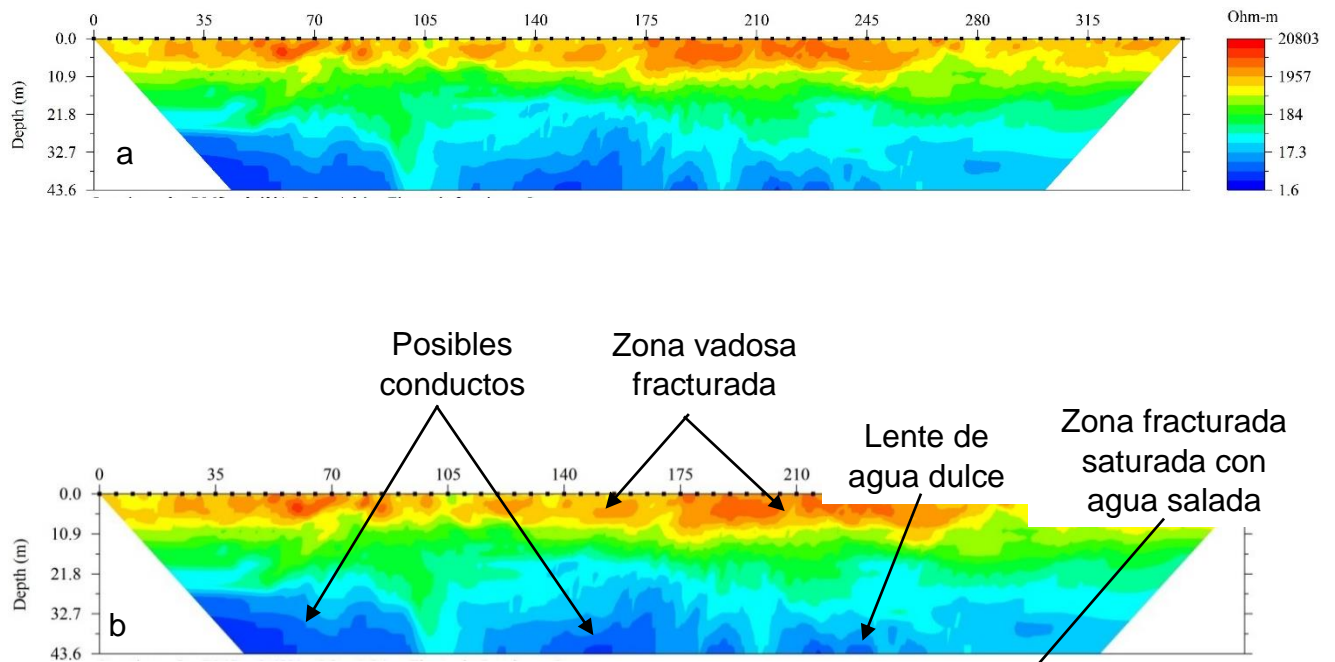


Figura 7.12 Transecto T5, adquirido con el arreglo geométrico Dipolo-Dipolo. Parte B muestra la imagen de resistividad invertida, en la parte B, la interpretación muestra dos posibles conductos en la zona saturada.

El transecto T6 (Fig. 7.13), se obtuvo en el parque Aktun Chen (Fig 6.2). Esta es una zona de cavernas, ya que se puede apreciar en el perfil, que aproximadamente a los 270 metros con respecto al primer perfil y a una profundidad de 30 metros hay indicios de un posible conducto de disolución. Puede observarse también que este transecto tiene un comportamiento similar al transecto T5, donde la haloclina presenta una gran variación, así como el lente de agua dulce.

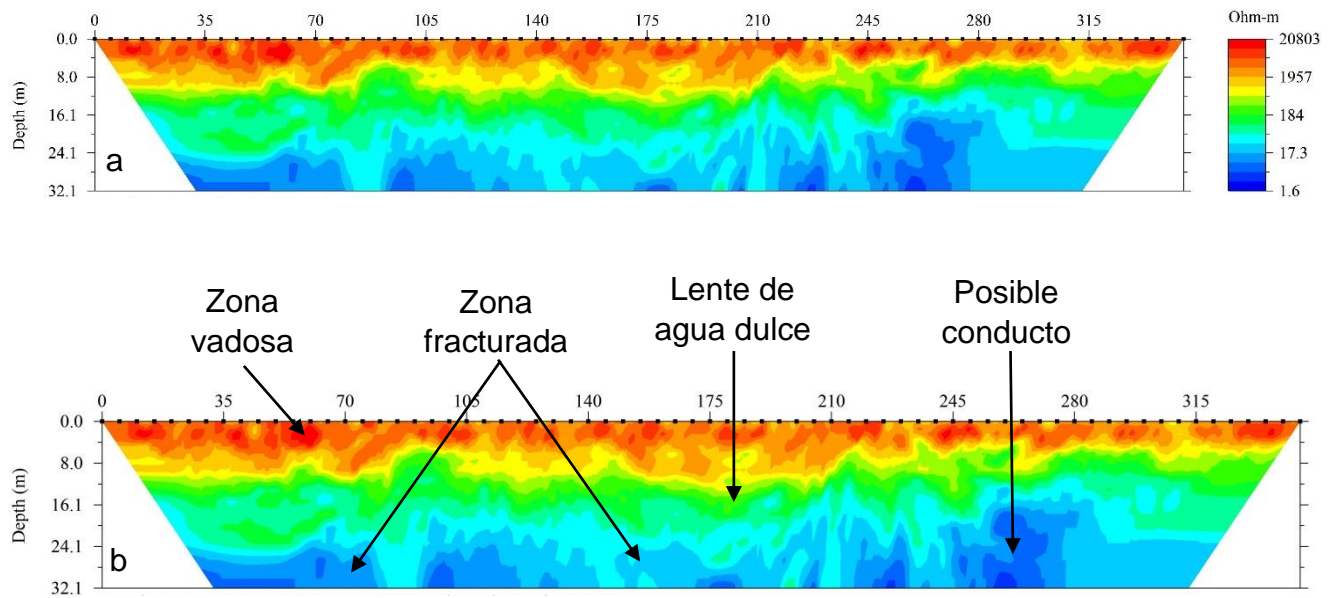


Figura 7.13 Transecto T6, adquirido con el arreglo Dipolo-Dipolo. En la parte A se observa el resultado de la sección invertida, el análisis geológico en la parte B, muestra un lente de agua afectado por los conductos y la zona de fractura, además, de la zona vadosa bien definida.

El transecto T7 se obtuvo a 400 metros paralelos a la línea de costa, a un costado de la carretera; véase la Fig. 7.14. Puede observarse que hay una capa superficial que se interpreta como arena húmeda, debajo de la cual se encuentra una zona saturada con agua salada. Existe un marcado contraste de colores lo cual puede interpretarse como posibles conductos de disolución, véase, por ejemplo, el color azul en la Fig. 7.1 donde hay un marcado cambio de color.

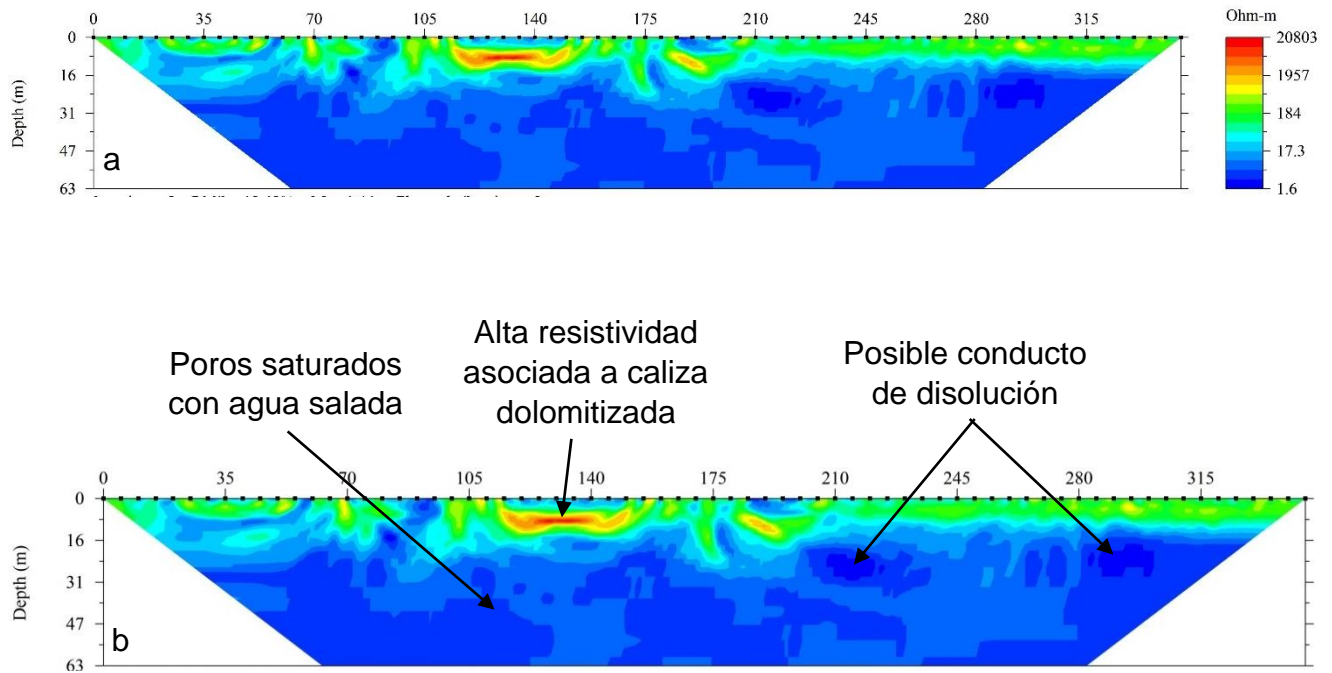


Figura 7.14 Transecto T7, adquirido con el arreglo geométrico Wenner. El resultado de la sección invertida (parte A) muestra una zona saturada por agua salada con bajos valores de resistividad y la presencia de conductos de disolución (parte B).

El transecto T8, se tomó sobre la línea de playa, como se muestra en la Fig. 7.15. Puede observarse que los valores de resistividad son menores a 10 ohm-m, lo que se puede interpretar como una zona totalmente saturada con agua salada, y donde el contraste de colores se debe a cambios en la porosidad/permeabilidad de la roca.

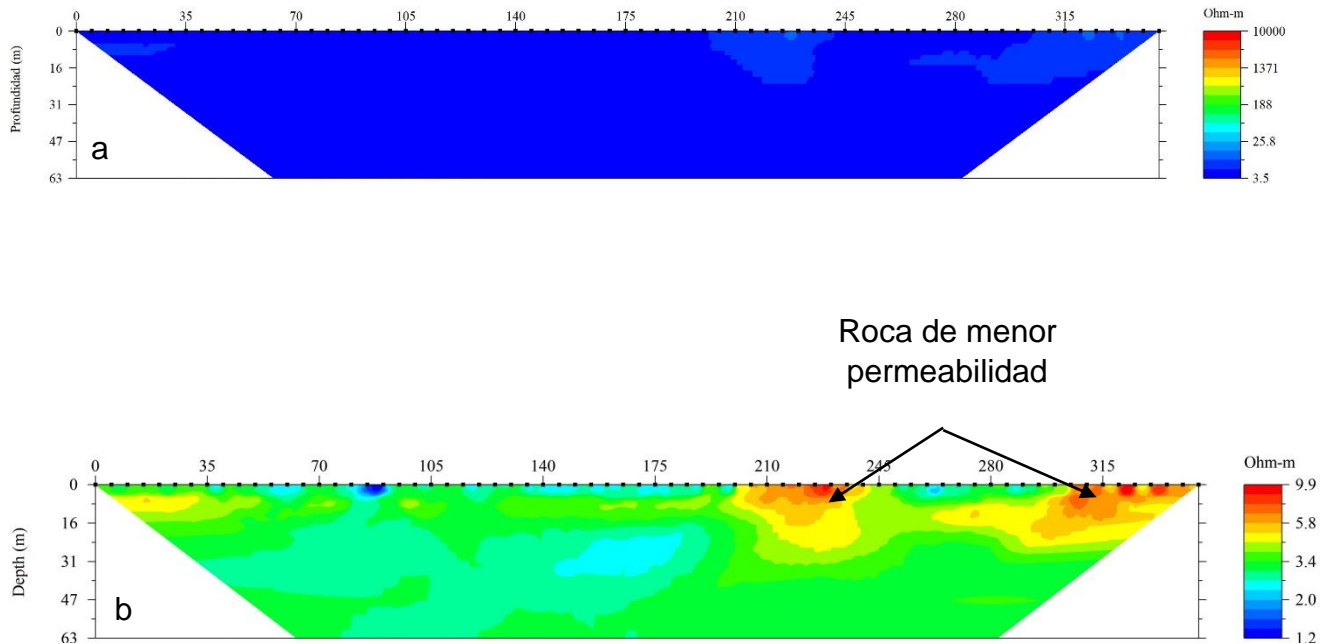


Figura 7.15 Transecto T8, adquirido con el arreglo Wenner. El resultado de la inversión (parte A) muestra bajos valores de resistividad en el análisis (parte B) se observa una zona de mayor resistividad asociada a zonas de roca de menor permeabilidad.

De acuerdo con el contraste de colores que se observa en las imágenes procesadas y los valores de resistividad asociados, se puede identificar la zona no saturada (zona vadosa) con un rango de valores de 1000-16800 Ohm-m con colores amarillo-rojo. La matriz saturada de agua dulce se puede identificar con los colores cian-verde con valores de resistividad de 20-1000 Ohm-m, además, de acuerdo a Telford, Geldart and Sheriff (1990) se puede asociar a caliza micro fracturada. Las zonas con color azul se pueden asociar a zonas de matriz saturada con agua salada con valores menores a 100 Ohm-m y se comprueba con los datos obtenidos en la columna de agua.

7.4 Estimación de la porosidad (Φ)

A continuación, se describen los resultados obtenidos de porosidad en la zona de estudio a partir de la Ley de Archie y los resultados del ajuste paramétrico que se hizo con los valores de porosidad en cada una de las secciones.

7.4.1 Ley de Archie

Usando la Ley de Archie se obtuvieron los valores de porosidad en cada uno de los transectos. En la Tabla 7.5 se muestra un extracto de los valores obtenidos a una profundidad de 12.85 metros con diferentes longitudes con respecto a la sección de resistividad eléctrica.

Tabla 7.5 Valores estimados de porosidad usando la Ley de Archie a una profundidad de 12 metros en una longitud de 20 metros.

Longitud (m)	Profundidad	Porosidad calculada (%)
101.2500	12.8570	7%
103.7500	12.8570	7%
106.2500	12.8570	7%
108.7500	12.8570	6%
111.2500	12.8570	6%
113.7500	12.8570	7%
116.2500	12.8570	7%
118.7500	12.8570	6%
121.2500	12.8570	7%
123.7500	12.8570	7%

En las Figs. 7.16 y 7.17 se muestra la variación espacial de los valores de porosidad. En la Fig. 7.16 se observan los valores de porosidad de las secciones que se obtuvieron con arreglo dipolo-dipolo y en la Fig. 7.17 los valores de porosidad que se obtuvieron con arreglo Wenner.

Se observa en la Fig. 7.16 que el rango de valores de porosidad va de 5% (trayecto T1) hasta un máximo de 40% (trayecto T4 y T5). Se observa un patrón de incremento de porosidad conforme aumenta la profundidad en los tres trayectos.

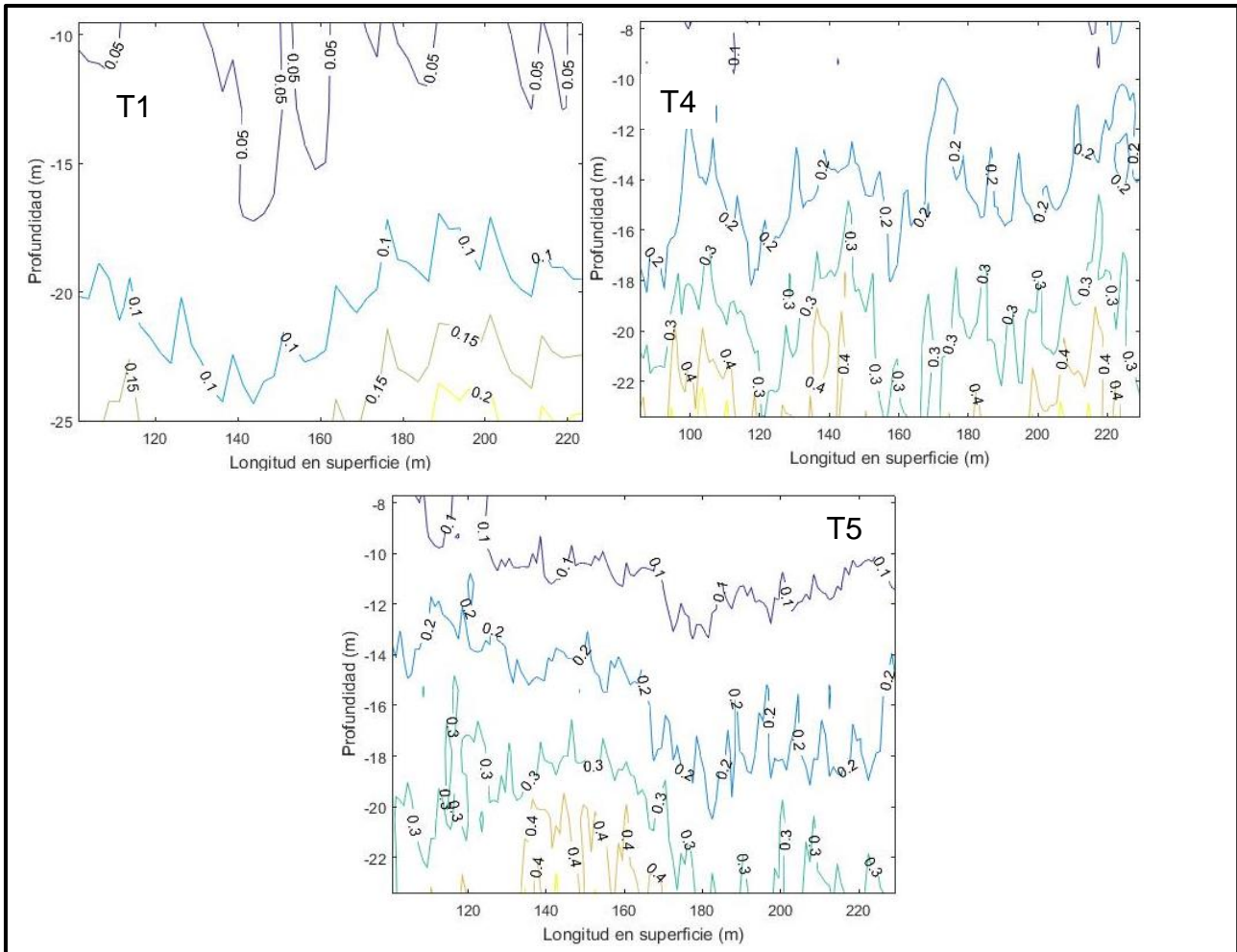


Figura 7.16 Variación de la porosidad en las secciones obtenidas con el arreglo dipolo-dipolo. Se observa mayores variaciones de porosidad en el trayecto T1 obtenido en Chemuyil con respecto a los trayectos T4 y T5 obtenidos en Uxuxubi.

En la Fig. 7.17 se presenta el comportamiento de la porosidad en los trayectos obtenidos con el arreglo Wenner. Aunque en los tres trayectos la porosidad incrementa con respecto a la profundidad, no existe un patrón como el que se observa en la Fig. 7.16.

De igual forma nótese que los transectos fueron tomados en diferentes puntos de la zona de estudio, T2 en la zona de Chemuyil, T3 en Uxuxubi y T7 a 400 metros de la playa.

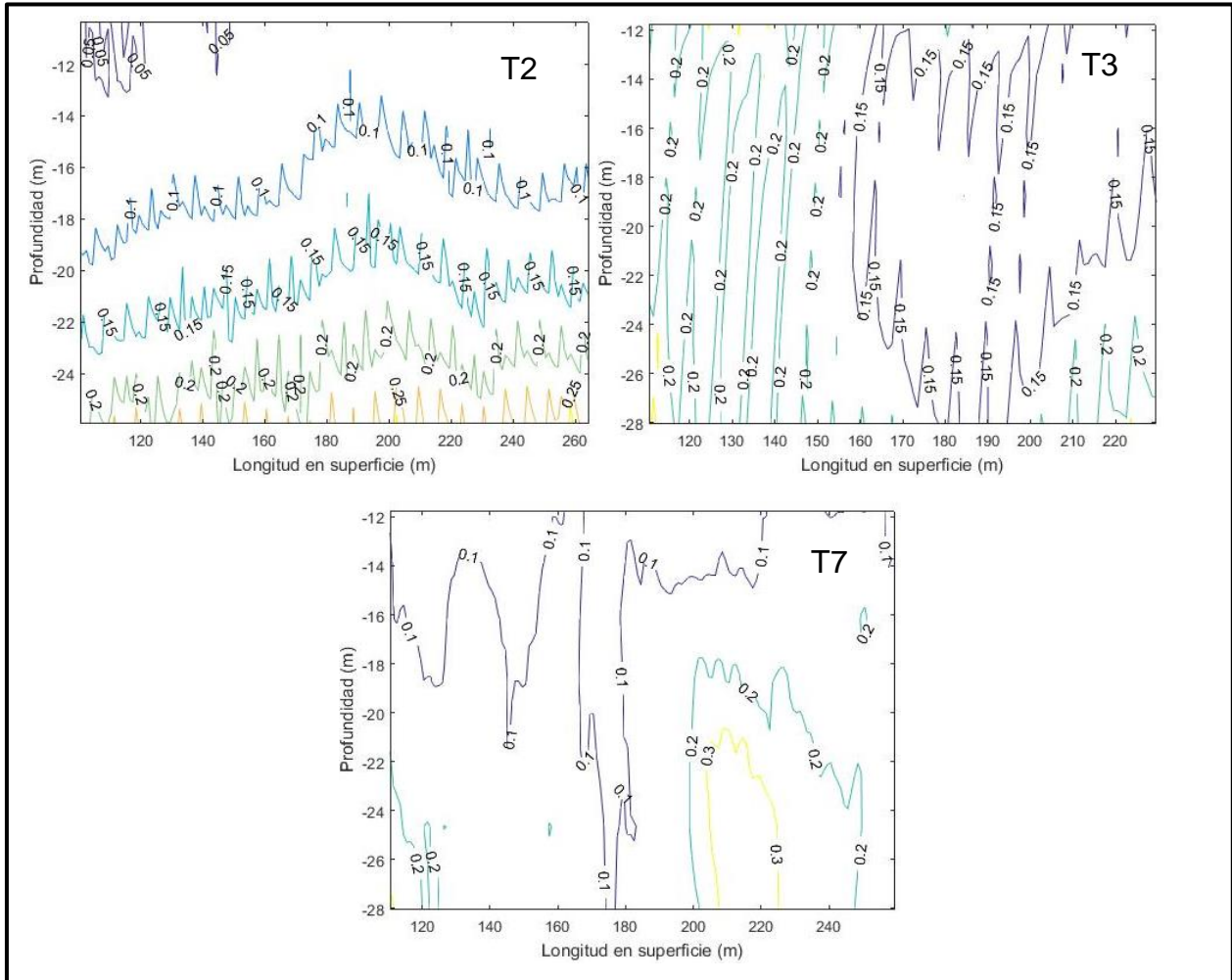


Figura 7.17 Variación de la porosidad en las secciones obtenidas con el arreglo Wenner. Se observa valores similares de porosidad entre las secciones de resistividad con un rango de 5 a 30%, con un incremento con respecto a la superficie.

Es importante notar el comportamiento de la porosidad entre Chemuyil (transectos T1 y T2) y Uxuxubi (transectos T3-T5), en esta última es donde se presentan los valores más altos de porosidad (>40%), mientras que en la zona de Chemuyil los valores más altos son de hasta 25%.

8. Discusión

La PY es una plataforma carbonatada que presenta cinco áreas fisiográficas principales (Perry, Velazquez-Oliman y Marin, **2002**) las cuales generan una influencia a una escala regional en el flujo del acuífero de la PY. Sin embargo, estructuras de menor escala como son fallas y fracturas han sido identificadas por el Servicio Geológico Mexicano las cuales se observan en la Fig. 2.7. Estas estructuras, aunque son de menor tamaño en comparación las cinco áreas fisiográficas, sí generan cambios a nivel de flujo dentro de la PY.

De acuerdo al mapa de la geología regional de la PY (SGM, **2006**), en la zona de Akumal se encuentran dos fracturas. Los resultados obtenidos en este trabajo indican que estas estructuras influyen en el comportamiento del agua subterránea a una escala local ya que funcionan como una división o parteaguas del comportamiento del agua subterránea (groundwater divide en inglés), esto se evidencia en las tomografías T3 y T4.

En la Fig. 7.10 se observa, que, de acuerdo con la interpretación de los valores de resistividad obtenidos en la inversión de la sección geológica, no existe intrusión salina al menos hasta los 63 metros de profundidad, de acuerdo con los datos obtenidos en esta ERT (Fig. 7.10).

Mientras que en la Fig. 7.1, donde se muestra la tomografía T4, se observan cambios en los valores de resistividad, los cuales se asocian a una zona saturada con agua salada, esto de acuerdo a los resultados obtenidos en el perfil de la zona de playa (Fig. 7.15) donde se observan valores de resistividad de una zona saturada con agua salada. Además, esto se corrobora con los valores de conductividad obtenidos en la columna de agua del pozo W3 (Fig. 7.2), por lo cual esta fractura se interpreta como una estructura que funciona como una barrera del agua subterránea.

Como consecuencia de la barrera que forma la fractura dentro del área de estudio, existe un cambio de dirección de flujo a nivel local, lo cual es un indicativo de una

microcuenca en esta zona (Marín *et al.*, **2000**) como lo muestran las mediciones obtenidas del nivel freático como se aprecia en la Fig. 7.1.

Los valores obtenidos del nivel freático dentro de la zona de estudio no presentan variaciones mayores a cuatro centímetros, lo cual concuerda con lo reportado por Gondwe *et al.* (**2010**) quienes mencionan que el gradiente hidráulico en PY es de menos de cinco centímetros cada diez kilómetros (Back y Hanshaw, **1970**; Moore *et al.*, **1992**; Beddows, **2004**). Es decir, es una zona de estudio con un comportamiento hidrogeológico uniforme respecto a los cambios de nivel.

Sin embargo, el valor del nivel freático obtenido sobre la fractura (pozo W1 donde el nivel freático se encuentra a 0.30 msnm por debajo de los puntos W2, W3, Lux1 y Lux2, Tabla 7.1) muestra una variación importante comparado con los puntos cercanos, lo cual indica que esta fractura presenta una mayor permeabilidad y como consecuencia existe un flujo preferencial sobre esta zona, tal y como indica Tulaczyk *et al.* (**1993a**) respecto al comportamiento característico de las fracturas que se encuentran sobre la zona de fractura Hol Box- Xel Ha (comportamiento regional). Por la escala de las estructuras y su intersección con el flujo subterráneo se puede indicar que esta evidencia refuerza la idea de que esta área es una microcuenca con un límite definido por esta fractura.

De acuerdo a Weidie (**1978**) sobre la superficie de la fractura Hol Box-Xel Ha, que se encuentra aproximadamente a 10 km paralelo a la costa, existen depresiones tipo Poljes, las cuales son expresiones superficiales características de ambientes kársticos (Kranjc, **2013**). Las mediciones obtenidas en las lagunas Lux1 y Lux2, muestra tres cosas importantes:

- 1) Las expresiones que se encuentran en el sitio Uxuxubi no son poljes, pero sí son expresiones kársticas (Kranjc, **2013**);
- 2) que se encuentran conectadas hidráulicamente, de acuerdo con la altura con respecto al nivel del mar obtenidos (0.941 y 0.954 msnm, respectivamente);
- 3) si se toman en cuenta las mediciones de nivel freático realizadas en los pozos W2 y W3, se aprecia que sus valores corresponden al mismo nivel, y además son

considerados como los valores del nivel freático. Por lo tanto, estas dos lagunas son una exposición directa del acuífero en esta zona del acuífero de la PY, por lo cual es incorrecto usar el término “lagunas” como localmente se denominan, cuando el término correcto es: depresiones kársticas.

Por otro lado, la estratigrafía en la cual se encuentra el acuífero en esta zona de la PY, está conformada por secuencias de carbonatos jóvenes de edad pleistoceno con intercalaciones de calizas recristalizadas en la parte superficial (Kambesis y Coke IV, **2013**). Sin embargo, aun cuando se trata de un solo estrato, de acuerdo al modelo estratigráfico propuesto por López-Ramos (**1975**), existen cambios estructurales, como se aprecia las secciones geológicas obtenidas (Fig. 7.8-7.15). Estos cambios estructurales se dan tanto en profundidad como en distancia de la costa hacia tierra adentro.

Las secciones de resistividad invertida T1, T2, T4, T5 y T6 (Figuras 7.8, 7.9, 7.11, 7.12, 7.13) muestran un patrón de tres capas/secciones:

Una capa/sección superficial de alta resistividad (resistividades mayores 1000 Ω m), la cual se interpreta como la zona vadosa del acuífero y se encuentra fracturada. Note que esto es característico de la zona y concuerda con lo señalado por Isphording (**1974**).

Una segunda capa/sección se interpreta como el lente/espesor de agua dulce del acuífero de acuerdo con la correlación de los valores obtenidos en los perfiles de conductividad (Fig. 7.4); el lente se observa como una capa casi homogénea de acuerdo a los valores de resistividad mostrados en los perfiles T1 y T2 , mientras que en los perfiles T5 y T6 se aprecian variaciones importantes en lente de agua dulce (Kambesis y Coke IV, **2013**).

Una tercera capa/sección se interpreta como la zona de intrusión salina con valores de resistividad menores a 10 Ω m, ésta se observa hasta una distancia de 10 km con respecto a la costa tanto en la tomografía T4 y T5 (Figuras 7.11 y 7.12) como en el perfil de conductividad de la columna de agua medido en el pozo W3 (Fig. 7.2). Sin

embargo, en la tomografía T3 (Fig. 7.10) ya no se observa el efecto de intrusión por lo que la fractura funciona como una barrera en esta microcuenca.

Por otro lado, en los transectos T1, T5, T6 y T7 se observa posibles conductos de disolución. Es importante tomar en cuenta que las TRE no permiten determinar la dirección de los conductos, no obstante, dada la alineación de las TRE, existe la posibilidad que los conductos encontrados en las T1 y T5 están orientados con la fractura de mayor escala que se encuentra en la zona (zona de fractura Hol Box- Xel Ha con dirección sursureste). Este hecho coincide con lo planteado por Tulaczyk *et al.* (1993) quienes indican que sobre esta fractura existe un flujo preferencial a nivel PY e influye en la formación de este tipo de conductos en esta dirección. Además, también se observan conductos de disolución perpendiculares a la costa en los transectos T6 y T7. Esta observación concuerda con los valores del nivel freático del área, los cuales muestran que el flujo dentro de la microcuenca es en dirección hacia la costa como lo indican Bauer-Gottwein *et al.* (2011).

Los conductos que se encuentran en la zona de mezcla (haloclina) se pueden apreciar en los transectos T1, T5 y T6 (Figuras 7.8, 7.12 y 7.13). Estos conductos afectan el comportamiento de la haloclina, se plantea un efecto en las propiedades hidrogeológicas ya que se aprecia como existen variaciones en la haloclina mostrando conos entre conductos de disolución a comparación de lo que se observa en la sección T2 (Fig. 7.9). Esto se debe en los conductos existe una mayor permeabilidad comparada con la matriz porosa, lo que tiene como resultado que el agua tenga una mayor velocidad en estos conductos y provoque una caída de presión (Beddows, 2004; Kambesis y Coke IV, 2013).

Los cambios estructurales se dan a diferentes profundidades (20-50 metros), observándose a profundidades mayores conforme se aleja de la costa (43 metros a 9.8 km). Esto puede estar relacionado con la profundidad a la que se encuentra la zona de mezcla entre agua dulce y agua salada (Collins *et al.*, 2015), ya que estas profundidades coinciden y pueden estar relacionadas al proceso de disolución en la haloclina, ya que la zona de mezcla se encuentra sobre saturada de carbonatos, propiciando la disolución

de la roca caliza (Beddows, **2004**), y en consecuencia, ha originado la formación de conductos de disolución (Smart *et al.*, **2006**). La evidencia más clara de este proceso se presentó en la tomografía T7 (Fig. 7.14) tomada a 800 m de la costa, donde se aprecia un conducto de disolución aproximadamente a 20 metros de profundidad.

En las Tomografías T5 y T6 (Figuras 7.12 y 7.13, respectivamente) también aparecen los conductos de disolución, generados en este proceso, a una profundidad de aproximadamente de 30 y 43 metros, respectivamente.

La razón por la cual los conductos se encuentran a diferentes profundidades se puede deber a diferentes factores: 1) la topografía aumenta conforme se aleja de la costa y 2) al proceso de glacio-eustasia que ha tenido la PY (Kambesis y Coke IV, **2013**), en este proceso el nivel del mar tiende a subir y en consecuencia también la zona de la haloclina también. Este fenómeno también genera que aun cuando el acuífero se encuentra en un mismo estrato (Bauer-Gottwein *et al.*, **2011**), se pueden observar cambios de porosidades por capas como los observados en las Figuras 7.16 y 7.17.

En otras palabras, estas capas/secciones detectadas permiten identificar un cambio en la porosidad en función de la profundidad como se observa en las Figuras 7.16 y 7.17 con valores de porosidad menores de 10% en superficie, que corresponde a la roca esta conformada por caliza recristalizada (Richards y Richards, **2007**) hasta valores de más de 30% a 40 m de profundidad.

El rango de porosidad encontrado en este trabajo coincide con los valores reportados por Harris (**1984**) para muestras del pleistoceno en la PY. Los valores encontrados permiten identificar hasta una triple porosidad, el cual es característico de ambientes kársticos, donde se observa el proceso de disolución de la roca caliza, dando origen a los conductos de disolución.

El comportamiento de la porosidad desde el punto de vista de flujo se observa como capas casi homogéneas, esto debido al flujo horizontal que se presenta en el acuífero de la PY. Las zonas donde se observan valores mayores de porosidad como el que se aprecia en la Fig. 7.17, se debe probablemente a zonas de conductos de

disolución donde los poros tienen una mayor interconexión (Whitman y Yeboah-forson, **2015**) como el que se interpretó en la sección T7 (Fig. 7.14).

Los valores de resistividad interpretados como intrusión salina (resistividades menores a $10 \Omega\text{m}$) indican un grado de intrusión severo con rangos de salinidad de hasta 25-30 mg/litro (de Franco *et al.*, **2009**). Los resultados prueban que las ERT son una herramienta valiosa en sitios donde los pozos son escasos como en la PY (Bauer-Gottwein *et al.*, **2011**).

El espesor del lente de agua dulce medido en los dos sitios con una distancia entre puntos con respecto a la costa de 5 km muestra una diferencia importante. El perfil obtenido en la zona de Uxuxubi en mayo de 2018, tiene un espesor de aproximadamente 23 metros, mientras que el perfil obtenido en la zona de Chemuyil medido en Julio de 2018 tiene un espesor de 18 metros. Estos valores concuerdan con los valores medidos por otros autores (Kovacs *et al.*, **2017**) sobre la costa del caribe mexicano donde encontraron valores similares a los nuestros, lo cual muestra homogeneidad en el lente de agua dulce en el acuífero kárstico-costero de la Península de Yucatán. En consecuencia, la metodología combinando las herramientas hidrogeológicas, geofísica y de hidrogeoquímica básica son confiables para el estudio del efecto de intrusión salina (de Franco *et al.*, **2009**; Ronczka, Voß y Günther, **2015**).

9. Conclusiones

Se presentaron datos de geofísica, hidrogeoquímica e hidrogeología física que en conjunto muestran que existen evidencias que nos permiten suponer que la zona de Akumal funciona como una microcuenca desde el punto de vista hidrogeológico dentro del acuífero de la PY.

La información estructural muestra de una zona altamente resistiva lo que se atribuye a caliza cristalizada fracturada, mientras que en la zona saturada se pueden observar cambios estructurales con presencia de conductos de disolución y un incremento de la porosidad en las zonas más profundas.

La zona saturada muestra un lente de agua dulce relativamente delgado con un espesor máximo de hasta 23 metros en el límite de la microcuenca. Además, se identificó la presencia del fenómeno de intrusión salina en toda la posible microcuenca, tanto en las ERT como en las mediciones de conductividad de columna de agua, y una variación de la zona de haloclina afectada por la presencia de los conductos de disolución.

Los valores de porosidad muestran variación dentro del mismo estrato en el que se encuentra el acuífero. Se identifican valores atribuidos a la triple porosidad del acuífero. La porosidad varía con respecto a la profundidad, esto se asoció al fenómeno de glacio-eustasia que se ha presentado en la PY.

La información muestra que el límite de la microcuenca propuesta son las fracturas localizadas en esta área, las cuales funcionan como un parteaguas en el flujo del agua subterránea como se observó en los valores del nivel freático.

De acuerdo con estos resultados, es importante que los planes de explotación del agua subterránea tomen en cuenta los factores estructurales que controlan la disponibilidad del agua en las diferentes zonas, ya que estos pueden limitar la cantidad disponible como es el caso de la zona de Akumal donde las estructuras presentes crean condiciones de una microcuenca con límites en las fracturas presentes que cambian la dirección del flujo, disminuyendo la cantidad de agua explotable. Esto es de vital

importancia, ya que de acuerdo al plan de desarrollo de esta localidad (Akumal, **2007**) se espera una población de hasta 150000 habitantes para el año 2030 sin tomar en cuenta si existe la disponibilidad del recurso hídrico para tal población.

10. Perspectivas

La determinación de las propiedades del acuífero desde el punto de vista de la caracterización estática es el primer paso para desarrollar modelos de simulación más realistas con el fin de entender el comportamiento del flujo de agua subterránea y que permita construir un programa de explotación y manejo sostenible del acuífero.

Se recomienda la evaluación de toda la fractura que se encuentra sobre el sitio Uxuxubi, así como la fractura que se encuentra sobre el sitio Chemuyil con el fin de verificar si esta fractura presenta el mismo comportamiento.

11. Bibliografía

AdvancedGeosciences (2014) “EarthImager 2D Manual”, pp. 1–140.

AdvancedGeosciences Inc. (2011) *Instruction Manual for SuperSting Earth Resistivity , IP & SP System PowerSting External High Power Transmitters.*

AdvancedGeosciences Inc. (2014) “EarthImager 2D Manual”, pp. 1–140.

Akumal, P. P. D. U. (2007) *Programa de Desarrollo Urbano del Centro de Población Akumal 2007-3032.* Disponible en: <https://es.scribd.com/doc/6383/PDDU-AKUMAL>.

Archie, G. E. (1942) *The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics, Transactions of the AIME.* Society of Petroleum Engineers. doi: 10.2118/942054-G.

Azar, J. H. et al. (2008) “An approach to defining tortuosity and cementation factor in carbonate reservoir rocks”, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 60(2), pp. 125–131. doi: 10.1016/j.petrol.2007.05.010.

Back, W. y Hanshaw, B. B. (1970) “Comparison of chemical hydrogeology of the carbonate peninsulas of Florida and Yucatan”, *Journal of Hydrology*, 10(4), pp. 330–368. doi: 10.1016/0022-1694(70)90222-2.

Basheer, A. A. et al. (2014) “Application of Geophysical Methods for Geotechnical Parameters Determination at New Borg El-Arab Industrial City , Egypt”, *Current Urban Studies*, 2(March), pp. 20–36. doi: <http://dx.doi.org/10.4236/cus.2014.21003> Application.

Bauer-Gottwein, P. et al. (2011) “Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico”, *Hydrogeology Journal*, 19(3), pp. 507–524. doi: 10.1007/s10040-010-0699-5.

Beddows, P. A. (2004) *Groundwater hydrology of a coastal conduit carbonate aquifer : Caribbean coast of the Yucatán Peninsula, México.* University of Bristol.

Benson, A. K. (1995) “Applications of ground penetrating radar in assessing some geological hazards: examples of groundwater contamination, faults, cavities A. K. Benson,

Journal of Applied Geophysics, 33(1–3), 1995, pp 177–193”, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts*, 32(8), p. A385. doi: 10.1016/0148-9062(95)99580-Q.

Bueche, F. J. y Hecht, E. (2007) *Física general*. Décima edi.

Carranza-Edwards, A. et al. (2015) “Cambios morfológicos y sedimentológicos en playas del sur del Golfo de México y del Caribe noroeste”, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(1), pp. 21–43.

Chalikakis, K. y Plagnes, V. (2011) “Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview”, *Hidrogeology Journal*, 19, pp. 1169–1180. doi: 10.1007/s10040-011-0746-x.

Collins, S. V et al. (2015) “Reconstructing water level in Hoyo Negro, Quintana Roo, Mexico, implications for early Paleoamerican and faunal access”, *Quaternary Science Reviews*, 124, pp. 68–83. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.024>.

CONAGUA (2002a) “Determinación de la disponibilidad del agua en el acuífero de la Península de Yucatán”, pp. 1–20.

CONAGUA (2002b) “Determinación de la disponibilidad del agua en el acífero Xpujil, estado de Campeche”, pp. 1–21.

CONAGUA (2012) *Programa hídrico regional visión 2030*. Disponible en: <http://www.conagua.gob.mx/conagua07/publicaciones/publicaciones/12-sgp-17-12py>.

CONAGUA (2014) *Reporte del Clima en México*.

CONAGUA (2015) *Atlas del agua en México 2015*. Disponible en: <http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Publicaciones/Publicaciones/ATLAS2015>.

Constable, S. C., Parker, R. L. y Constable, C. G. (1987) “Occam’s inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data”, *Geophysics*, 52(3), p. 289. doi: 10.1190/1.1442303.

Daily, W. et al. (2005) “17. Electrical Resistance Tomography?Theory and Practice”, en

Near-Surface Geophysics. Society of Exploration Geophysicists (Investigations in Geophysics), pp. 525–550. doi: doi:10.1190/1.9781560801719.ch17.

Faust, L. Y. (1953) “A Journal of General and Applied Geophysics”, *A journal of General and Applied Geophysics*, 18(2), pp. 271–288.

de Franco, R. et al. (2009) “Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography: The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy)”, *Journal of Applied Geophysics*, 69(3), pp. 117–130. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.08.004>.

Freeze, R. A. (2010) “Encyclopedic Dictionary of Hydrogeology”, *Groundwater*. John Wiley & Sons, Ltd (10.1111), 48(4), p. 485. doi: 10.1111/j.1745-6584.2010.00723.x.

Geoscience, A. (2009) *EarthImager 2D*.

Gómez-Nicolás, M. et al. (2017a) “Connectivity in a Karst System Using Electrical Resistivity Tomography and Network Theory”, *Groundwater*. Wiley/Blackwell (10.1111), 56(5), pp. 732–741. doi: 10.1111/gwat.12618.

Gómez-Nicolás, M. et al. (2017b) “Connectivity in a Karst System Using Electrical Resistivity Tomography and Network Theory”, *Groundwater*, pp. 1–10. doi: 10.1111/gwat.12618.

Gondwe, B. R. N. et al. (2010) “Hydrogeology of the south-eastern Yucatan Peninsula: New insights from water level measurements, geochemistry, geophysics and remote sensing”, *Journal of Hydrology*, 389(1–2), pp. 1–17. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.04.044.

Gondwe, B. R. N. et al. (2012) “Regional-scale airborne electromagnetic surveying of the Yucatan karst aquifer (Mexico): geological and hydrogeological interpretation”, *Hydrogeology Journal*, 20, pp. 1407–1425. doi: 10.1007/s10040-012-0877-8.

Gondwe, B. R. N., Merediz-alonso, G. y Bauer-gottwein, P. (2011) “The influence of conceptual model uncertainty on management decisions for a groundwater-dependent ecosystem in karst”, *Journal of Hydrology*. Elsevier B.V., 400(1–2), pp. 24–40. doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.01.023.

González-Herrera, R., Sánchez-y-Pinto, I. y Gamboa-Vargas, J. (2002) “Groundwater-flow modeling in the Yucatan karstic aquifer, Mexico”, *Hydrogeology Journal*, 10(5), pp. 539–552. doi: 10.1007/s10040-002-0216-6.

Grandjean, G. (2006) “Imaging subsurface objects by seismic P-wave tomography: Numerical and experimental validations”, *Near Surface Geophysics*, 4(5), pp. 279–287. doi: 10.3997/1873-0604.2005051.

Harris, N. (1984) *Diagenesis of upper Pleistocene strand-plain limestones, northeastern Yucatan Peninsula, Mexico*. University of New Orleans.

Hernández-Terrones, L. M. et al. (2015) “Water quality assessment in the Mexican Caribbean: Impacts on the coastal ecosystem”, *Continental Shelf Research*. Elsevier, 102, pp. 62–72. doi: 10.1016/j.csr.2015.04.015.

Hugh D., Y., Roger A., F. y A. Lewis, F. (2009) *Física Universitaria con física moderna*. Decimosegu.

INEGI (2010) *Censo de Población y Vivienda 2010*.

Isphording, W. (1974) “Weathering of Yucatan Limestones; the genesis of terra rosas”, en Weidie, A. (ed.) *Yucatan guidebook: New Orleans*. Louisiana: New Orleans Geological Society, pp. 78–93.

Kambesis, P. N. y Coke IV, J. G. (2013) “Overview of the Controls on Eogenetic Cave and Karst Development in Quintana Roo, Mexico”, en Lace, M. y Mylroide, J. (eds.) *Coastal Karst Landforms*. Springer, Dordrecht: Coastal Research Library, vol. 5, pp. 347–373. doi: 10.1007/978-94-007-5016-6.

Kazatchenko, E. y Mousatov, A. (2002) “Primary and Secondary Porosity Estimation of Carbonate Formations Using Total Porosity and the Formation Factor”, *Soc. Pet. Engng J.*, 77787, p. 6.

Kovacs, S. E. et al. (2017) “Calcite raft geochemistry as a hydrological proxy for Holocene aquifer conditions in Hoyo Negro and Ich Balam (Sac Actun Cave System), Quintana Roo,

Mexico”, *Quaternary Science Reviews*, 175, pp. 97–111. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.09.006>.

Kranjc, A. (2013) “6.10 Classification of Closed Depressions in Carbonate Karst”, en Shroder, J. F. B. T.-T. on G. (ed.). San Diego: Academic Press, pp. 104–111. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00125-1>.

Kwader, T. (1985) “Estimating Aquifer Permeability from Formation Resistivity Factors”, *Grou*, 23(6), pp. 762–766.

Lauderdale, R. W., Ward, W. C. y Weidie, A. E. (1979) “Carrillo Puerto Formation of Northeastern Quintana Roo, Mexico”, *Gulf Coast Assoc Geol Soc Trans*, 29, pp. 275–280.

Liao, S., Dourmashkin, P. y Belcher, J. W. (2004) “Current and Resistance”, en *Electricity and Magnetism*. Massachusetts, pp. 1–18.

Loke, D. M. (1999) *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies*, Copyright (1997, 1999).

López-Ramos, E. (1975) “Geological summary of the Yucatan Peninsula”, en Press, P. (ed.) *The Gulf of Mexico and the Caribbean*. Tercera, p. 26.

Di Maio, R. et al. (2015) “A combined use of Archie and van Genuchten models for predicting hydraulic conductivity of unsaturated pyroclastic soils”, *Journal of Applied Geophysics*. Elsevier B.V., 112, pp. 249–255. doi: 10.1016/j.jappgeo.2014.12.002.

Marín, L. E. et al. (2000) “Hydrogeology of a contaminated sole-source karst aquifer , Mérida , Yucatán , Geofísica Internacional Universidad Nacional Autónoma de México Universidad Nacional Autónoma de México”, *Geofísica Internacional*, 39(January), pp. 359–365.

Marín, L. E. et al. (2004) “Hydrogeological investigations and numerical simulation of groundwater flow in the karstic aquifer of northwestern Yucatan, México.”, en Cheng, A. y Ouazar, D. (eds.) *Coastal Aquifer Management-Monitoring, Modeling, and Case Studies*.

CRC, pp. 257–278.

Maxey, G. B. (1964) “Hydrostratigraphic units”, *Journal of Hydrology*, 2(2), pp. 124–129. doi: [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(64\)90023-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(64)90023-X).

McMechan, G. A. et al. (1998) “Ground penetrating radar imaging of a collapsed paleocave system in the Ellenburger dolomite, central Texas”, *Journal of Applied Geophysics*, 39(1), pp. 1–10. doi: 10.1016/S0926-9851(98)00004-4.

Medina-Moreno, S. A. et al. (2014) “Hydrocarbon pollution studies of underwater sinkholes along Quintana Roo as a function of tourism development in the mexican caribbean”, *Revista Mexicana de Ingeniería Química*, 13, pp. 509–516.

Mendelson, K. S. y Cohenf, M. H. (1982) “The effect of grain anisotropy on the electrical properties of sedimentary rocks”, *Geophysics*, 47(2), pp. 257–263.

Monreal, R. et al. (2011) “Metodología para la definición de unidades hidroestratigráficas : caso del acuífero del valle del río Yaqui , Sonora , México”, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(1), pp. 119–135. doi: 10.18268/BSGM2011v63n1a10.

Moore, Y. H., Stoessell, R. K. y Easley, D. H. (1992) “Fresh-Water/Sea-Water Relationship Within a Ground- Water Flow System, Northesatern Coast of the Yucatan Peninsula”, *Ground Water*, 3(3), pp. 343–350.

Null, K. A., Rebolledo-Vieyra, M. y Hernández-Terrones, L. (2014) “Composition and fluxes of submarine groundwater along the Caribbean coast of the Yucatan Peninsula”, *Continental Shelf Research*. Elsevier, 77(July 2014), pp. 38–50. doi: 10.1016/j.csr.2014.01.011.

Ochoa-Tinajero, L. E. (2016) *Inversión e interpretación 2D y 3D de datos de resistividad eléctrica en el cenote Chac-Mool, Quintana Roo*. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.

Perry, E. et al. (1995) “Ring of Cenotes (sinkholes), northwest Yucatan, Mexico: its

hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater”, *Geology*, 23(1), pp. 17–20. doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<0017:ROCSNY>2.3.CO;2.

Perry, E., Velazquez-Oliman, G. y Marin, L. E. (2002) “The hydrogeochemistry of the karst aquifer system of the northern Yucatan Peninsula, Mexico”, *International Geology Review*, 44(3), pp. 191–221. doi: 10.2747/0020-6814.44.3.191.

Rebolledo-Vieyra, M. et al. (2000) “UNAM Scientific Shallow-Drilling Program of the Chicxulub Impact Crater UNAM Scientific Shallow-Drilling Program”, *International Geology Review*, 6814(42), pp. 928–940. doi: 10.1080/00206810009465118.

Rechtien, R. D. y Stewart, D. M. (1975) “A seismic investigation over a near-surface cavern”, *Geoexploration*, 13(1–4), pp. 235–245. doi: 10.1016/0016-7142(75)90026-5.

Redhaounia, B. et al. (2016) “Electrical Resistivity Tomography (ERT) Applied to Karst Carbonate Aquifers: Case Study from Amdoun, Northwestern Tunisia”, *Pure and Applied Geophysics*, 173(4), pp. 1289–1303. doi: 10.1007/s00024-015-1173-z.

Reyes-Cortés, M. et al. (2012) “Origen y distribución de la radiactividad natural en la zona norte de la cuenca de Chihuahua, México”, *Revista mexicana de ciencias geológicas*. scielomx, 29(3), pp. 659–675. Disponible en: http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742012000300011&nrm=iso.

Richards, D. y Richards, S. (2007) “OVERVIEW OF THE GEOLOGY AND HYDROLOGY OF COASTAL QUINTANA ROO, MEXICO”, *AMCS Activ Newsl*, 30, pp. 104–109.

Rid, V. F. et al. (2017) “Statistical Analysis of Resistivity Anomalies Caused by Underground Caves”, 174, pp. 997–1012. doi: 10.1007/s00024-015-1106-x.

Ronczka, M., Voß, T. y Günther, T. (2015) “Cost-efficient imaging and monitoring of saltwater in a shallow aquifer by using long electrode ERT”, *Journal of Applied Geophysics*, 122, pp. 202–209. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.08.014>.

Roo, G. de Q. (2007) “Discurso del Gobernador Feliz Gonzalez Canto: La población demográfica, herramienta para el combate de la pobreza y marginación.”

Roy, A. y Apparao, A. (1971) “DEPTH OF INVESTIGATION IN DIRECT CURRENT METHODS”, *GEOPHYSICS*. Society of Exploration Geophysicists, 36(5), pp. 943–959. doi: 10.1190/1.1440226.

Sanz, D. et al. (2004) “Hydrostratigraphic framework and hydrogeological behaviour of the Mancha Oriental System (SE Spain)”. doi: 10.1007/s10040-009-0446-y.

Sen, P. N., Scala, C. y Coheni, M. H. (1981) “A self-similar model for sedimentary rocks with application to the dielectric constant of fused glass beads”, *Geophysical Research Letters*, 46(5), pp. 781–795.

SGM (2006) *CARTA GEOLÓGICO-MINERA COZUMEL F16-11 QUINTANA ROO Y YUCATÁN*. Pachuca, Hidalgo.

Sharma, S. y Verma, G. K. (2015) “Inversion of Electrical Resistivity Data : A Review”, *International Journal of Environmental, Ecological, Geological and Geophysical Engineering*, 9(4), pp. 400–406.

Sharpton, V. L. et al. (1992) “New links between the Chicxulub impact and the Cretaceous/Tertiary boundary”, *Nature*, 359, p. 6.

Sinha, S. V., Argyilan, E. P. y Krekeler, M. P. S. (2015) “An environmental investigation of the mineralogical , geotechnical , hydrogeologic and botanical properties of subsurface flow constructed wetlands in Akumal Mexico Belize”, *Environment Earth Science*, 73, pp. 2299–2317. doi: 10.1007/s12665-014-3577-y.

Smart, P. et al. (2006) *Cave Development on the Caribbean coast of the Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico, Geological Society of America Special Papers*. doi: 10.1130/2006.2404(10).

Supper, R. et al. (2009) “Spatial mapping of submerged cave systems by means of airborne electromagnetics : an emerging technology to support protection of endangered

karst aquifers”, *Near Surface Geophysics*, 7(July 2009), pp. 613–627. doi: 10.3997/1873-0604.2009008.

Szalai, S. et al. (2008) “Depth of Investigation and Vertical Resolution of Surface Geoelectric Arrays”, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 14(1), pp. 15–23.

Tassy, A. et al. (2014) “Electrical resistivity tomography (ERT) of a coastal carbonate aquifer (Port-Miou, SE France)”, *Environmental Earth Sciences*, 71(2), pp. 601–608. doi: 10.1007/s12665-013-2802-4.

Telford, W. M., Geldart, L. P. y Sheriff, R. E. (1990) *Applied Geophysics*. 2a ed. Cambridge University Press. doi: 10.1017/CBO9781139167932.

Trimble (2016) *Trimble R8s GNSS Receiver*.

Trimble (2018) “Trimble Business Center User Guide”, p. 527.

Tulaczyk, S. M. et al. (1993) “Influence of the holbox fracture zone on the karst geomorphology and hydrogeology of northern Quintana Roo, Yucatan Peninsula, Mexico”, en *Proc 4th Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst, Panama City, Florida, 25–27 January 1993*. Publ Rotterdam: AA Balkema, 1993, pp. 181–188. doi: [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(94\)92835-5](https://doi.org/10.1016/0148-9062(94)92835-5).

Ward, W. C., Weidie, A. E. y Back, W. (1985) “Geology and hidrogeology of the Yucatan and Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula”, *New Orleans Geological Society, New Orleans, LA*, p. 0.

Weidie, A. (1978) “Lineaments of the Yucatán Peninsula and fractures of the Central Quintana Roo Coast”, en *Field trip no. 10-Yucatan, Road Log and suplement to 1978 Guidebook , 1982 GSA annual meeting, New Orleans, Louisiana*, pp. 21–25.

Weidie, A. E. (1985) “Part I: Geology of Yucatan Platform.”, *Geology and hydrogeology of the Yucatan and Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula.*, pp. 1–19.

Disponible en: <http://archives.datapages.com/data/nogs/data/006/006007/0001.htm>.

Whitman, D. y Yeboah-forson, A. (2015) “Electrical resistivity and porosity structure of the upper Biscayne Aquifer in Miami-Dade County , Florida”, *Journal of h*, 531, pp. 781–791.

Worthington, S. R. H. (2009) “Diagnostic hydrogeologic characteristics of a karst aquifer (Kentucky, USA)”, *Hydrogeology Journal*, 17(7), pp. 1665–1678. doi: 10.1007/s10040-009-0489-0.

Zhou, W., Beck, B. F. y Stephenson, J. B. (2000) “Reliability of dipole-dipole electrical resistivity tomography for defining depth to bedrock in covered karst terranes”, *Environmental Geology*, 39(7), pp. 760–766. doi: 10.1007/s002540050491.