



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.

FACULTAD DE INGENIERÍA.

CENTRO DE INVESTIGACIONES Y ESTUDIOS DE POSGRADO.

TEMA:

CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE LA RECARGA NATURAL EN LA
REGIÓN MÉRIDA-PROGRESO DEL ACUÍFERO KÁRSTICO "PENÍNSULA
DE YUCATÁN".

TESIS PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRÍA EN TECNOLOGÍA Y GESTIÓN DEL AGUA.

PRESENTA:

ING. DARIO DEL ANGEL CAUICH KAU.

DIRECTOR DE TESIS.

DR. ANTONIO CARDONA BENAVIDES.

COMITÉ TUTELAR:

DR. RODOLFO CISNEROS ALMAZÁN.

M.I. SALVADOR MARTÍNEZ HERNÁNDEZ.



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.

FACULTAD DE INGENIERÍA.

CENTRO DE INVESTIGACIONES Y ESTUDIOS DE POSGRADO.

TESIS PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRÍA EN TECNOLOGÍA Y GESTIÓN DEL AGUA.

TEMA:

CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE LA RECARGA NATURAL EN LA REGIÓN
MÉRIDA-PROGRESO DEL ACUÍFERO KÁRSTICO "PENÍNSULA DE YUCATÁN".

PRESENTA:

ING. DARIO DEL ANGEL CAUICH KAU.

COMITÉ TUTELAR:

DIRECTOR: DR. ANTONIO CARDONA BENAVIDES.

ASESOR: DR. RODOLFO CISNEROS ALMAZÁN.

ASESOR: M.I. SALVADOR MARTÍNEZ HERNÁNDEZ.

SINODALES:

PRESIDENTE: DR. ANTONIO CARDONA BENAVIDES.

SECRETARIO: DR. RODOLFO CISNEROS ALMAZÁN.

VOCAL: M.I. SALVADOR MARTÍNEZ HERNÁNDEZ.

CRÉDITOS INSTITUCIONALES.

PROYECTO REALIZADO EN:

**ÁREA DE CIENCIAS DE LA TIERRA DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA DE LA UNIVERSIDAD
AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ**

Y

**ÁREA DE UNIDAD DE POSGRADO DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA UNIVERSIDAD
AUTÓNOMA DE YUCATÁN**

CON FINANCIAMIENTO DE: FONDO SECTORIAL CONAGUA-CONACYT

A TRAVÉS DEL PROYECTO DENOMINADO:

**“EVALUACIÓN DE LA CALIDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA QUE SUBYACE A LA CIUDAD DE
MÉRIDA Y SU IMPACTO EN LA ZONA COSTERA DEL ESTADO DE YUCATÁN” CLAVE: 148167.**

RESPONSABLE: DR. EDUARDO HIDALGO GRANIEL CASTRO.

AGRADEZCO AL CONACYT EL OTORGAMIENTO DE LA BECA TESIS

BECARIO NO. 297688

**AL PROGRAMA DE MAESTRÍA EN TECNOLOGÍA Y GESTIÓN DEL AGUA A TRAVÉS DEL
PROGRAMA NACIONAL DE POSGRADOS DE CALIDAD (PNPC).**

**A LA SECRETARIA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO DE LA UASLP POR LA BECA OTORGADA
PARA REALIZAR UNA ESTANCIA CORTA EN COLORADO SHOOLOF MINES, ESTADOS
UNIDOS.**

**AL CONSEJO NACIONAL DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA POR LA BECA OTORGADA PARA
REALIZAR UNA ESTANCIA CORTA EN RWTH AACHEN UNIVERSITY, ALEMANIA.**

**AL LABORATORIO DE INGENIERÍA AMBIENTAL DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA DE LA
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE YUCATAN POR LA FACILIDADES OTORGADAS PARA EL
TRABAJO DE CAMPO.**

**AL LABORATORIO DE ANÁLISIS QUÍMICOS DE AGUA Y SUELO DE LA FACULTAD DE
INGENIERÍA DE LA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ.**

Agradecimientos.

A todos los profesores de la Maestría en Tecnología y Gestión del Agua, por las enseñanzas impartidas en cada una de las materias cursadas, las cuales pude aplicar en el presente trabajo de tesis, así como también reconocer el trabajo del personal administrativo.

A mi director de tesis el Dr. Antonio Cardona Benavides por su amistad, enseñanzas que han sido fundamentales para cumplir con un logro más en mi formación profesional, por sus consejos académicos, por permitirse ser mi guía en estos dos años.

Al Dr. Eduardo Hidalgo Graniel Castro (q.e.p.d.) mi más profundo reconocimiento por su amistad, consejos, compartirme sus conocimientos a lo largo de mi formación profesional, así como motivarme para seguir adelante con mis estudios. Gracias por haber confiado en mí todos los años que tuvimos la oportunidad de trabajar en equipo, ya que sin sus conocimientos y disposición este trabajo no habría podido llevarse a cabo de manera satisfactoria

Agradezco el apoyo recibido por el Dr. Rodolfo Cisneros Almazán y el M.I. Salvador Martínez Hernández por formar parte de mi comité tutelar, por la revisión de este documento y haber realizado los comentarios pertinentes para su elaboración.

Al Dr. Thomas Rüde jefe del departamento de Hidrogeología en la RWTH Aachen University, Alemania, por el apoyo recibo en la estancia de investigación realizada en esta universidad, así como el apoyo para la interpretación de la información generada durante este trabajo.

Al Dr. Adrián Flores Orozco, Jefe del Grupo de Geofísica en el Instituto de Geodesia y Geoinformación en la Universidad Tecnológica de Viena, Austria, por enseñarme parte de sus conocimientos en la estancia de investigación realizada en la Colorado School of Mines, Estados Unidos.

Al Dr. Germán Giacomán Vallejos jefe del laboratorio de ingeniería ambiental de la FIUADY por las facilidades otorgadas para realizar el trabajo de campo.

A la Dra. María Elena García Arreola, M.C. Ana María Guadalupe López Hernández y a la Ing. Sandra Dinorah Ramos Castillo por la realización de análisis químicos de agua utilizados en la investigación realizada.

Al Ing. Carlos Pita, por el apoyo recibido en la capacitación de los softwares para la interpretación de los datos geofísicos.

Por la ayuda recibida de los colegas que participamos en el mismo durante el desarrollo de este trabajo: Hermann Rocha, Alfonso Lorenzo, Littbarski Lazo y Mónica Pérez, así como al grupo del Dr. Thomas Rüde: Lisa Krienen, Claudia Kind, Tim Reisinger, David, Thomas Demmel por la ayuda otorgada durante la estancia en Alemania.

A la gente que conocí y conviví en este proceso de experiencias y aprendizaje: Aida García, Vaca, Sergio, Mele, Sierra, Mayra, Báez, Ale, Erika, Montse, las Cecis, Lucero, Silvana, Nury, Diana, Sonia, Zóe, Carmen, Lalo, Aceves, Isidro, Claudia, Manuel, Evelin, un agradecimiento especial a la Secretaria Lupita por el apoyo recibido también a Sócrates Alonso por todo el apoyo y enseñanzas recibidas desde el momento que llegue a San Luis Potosí.

Resumen.

La zona de estudio se ubica a 20° 45' y 21° 15' de latitud Norte y los meridianos 89° 30' y 89° 45' de longitud Oeste, comprende un área total de 539.94 km² dentro del cual se encuentran cinco municipios (Mérida, Progreso, Conkal, Chicxulub Pueblo y Ucú).

Se realizaron 153 sondeos con el método (TDEM) y mediciones de conductancia específica (CE) en dos campañas (Noviembre-Diciembre 2014 y Enero 2015), con los TDEM se realizaron secciones paralelas y perpendiculares a la dirección de flujo, las cuales se correlacionaron con las mediciones de CE de los pozos de observación. La correlación de estas mediciones permitió identificar tres unidades geoelectricas en cada una de las secciones. La unidad más resistiva (> 5 [Ohm-m]) se ubicó en la parte superior, esta unidad incluye la zona vadosa así como la zona de agua dulce, las cuales varían en función de la cercanía al mar, por esta razón, se ubicó en la zona sur del área de interés el mayor espesor de este cuerpo, llegando a profundidades del orden de 45 m, subyaciendo a esta unidad se encuentra la unidad dos con resistividades (>1 y < 5 [Ohm-m]), la cual esta correlacionada con la zona de agua de mezcla entre el agua dulce y salada, este cuerpo también varía según la distancia que se encuentre de la costa, variando su profundidad de inicio desde los 45 m al sur, hasta valores de 10 m en la zona norte del área de interés, finalmente la unidad tres con resistividades (< 1 [Ohm-m]) se ubicó en la zona más profunda, ya que se correlaciona con la zona de agua salada, esto es, debido a la profundidad a la que inicia, la cual varía de 55 m en la zona sur hasta 10 m en la zona norte; también se correlacionaron las familias de agua obtenida del muestreo de agua somera (< 20 m) y profunda (> 20 m) con la cual resistividades del agua obtenidas a diferentes profundidades, en las cuales se aprecia la evolución del agua a medida que incrementa su profundidad, ya que las familias Bicarbonatada-Cálcica, Bicarbonatada-Mixta y Mixta-Mixta tienen una resistividad > 5 [Ohm-m] indicando que la muestra es somera, mientras que las familias Clorurada-Cálcica, Clorurada-Mixta y Clorurada-Sódica tienen una resistividad entre > 1 y < 5 [Ohm-m] indicando que las muestras fueron tomadas en la zona de agua de mezcla y finalmente la familia Clorurada-Sódica con resistividad < 1 [Ohm-m] indica que las muestras fueron tomadas en la zona de agua salada. Asimismo se estableció la correlación que existe entre los eventos de precipitación con los cambios en la CE y la elevación del agua dentro los pozos de observación, ya que al ocurrir una precipitación, esta genera un cambio en la CE, la cual generalmente tiende a disminuir sus valores por efecto de dilución debido al volumen de agua que ingresa al acuífero, pero también se logró observar que existe un incremento en la CE debido a la reacción de la calcita con el agua, la cual genera sales y por consiguiente un incremento en la CE, por otra parte, al observar las precipitaciones ocurridas durante 13 meses en la zona de interés, se logró apreciar la influencia de la precipitación en el incremento de la elevación del lente de agua, ya que al ocurrir una precipitación y esta se infiltra al acuífero, se genera un incremento variable, ya que si este evento ocurre en temporada de estiaje, la elevación sufre un ligero cambio, pero si el evento de precipitación ocurre después de la temporada de lluvias el incremento de la elevación puede ser de hasta 2 m, esto es, debido a que la zona vadosa ya se encuentra saturada, por esta razón se da el incremento a 2 o 3 días después de la precipitación, es decir, casi de manera inmediata. Finalmente la característica más sobresaliente de todo el estudio fue la variación de 10 m de espesor del cuerpo de agua dulce al sur de la zona de interés, posiblemente causado por la extracción de agua de abastecimiento de la ciudad de Mérida.

ÍNDICE GENERAL

INTRODUCCIÓN.....	1
Antecedentes relacionados con acuíferos kársticos.....	2
Descripción estudios previos.....	4
Justificación.....	7
Objetivos.....	8
Objetivo General	8
Objetivos específicos:	8
1. MARCO TEÓRICO Y ESTADO DEL ARTE.....	9
1.1. Agua subterránea.....	9
1.2. Intrusión salina.	10
1.3. Aplicación de métodos Geofísicos.	13
1.4. Método de Prospección Electromagnética en el Dominio del Tiempo (TDEM).....	13
1.4.1. Antecedentes Teóricos.	15
1.4.2. Proceso TDEM.	21
2. CARACTERÍSTICAS DE LA REGIÓN MÉRIDA-PROGRESO.....	24
2.1. Localización del área de estudio.	24
2.2. Uso de suelo.	25
2.3. Clima.	26
2.4. Fisiografía.....	30
2.5. Geología.	32
2.6. Hidrogeología.	37
3. MÉTODOS DE CAMPO UTILIZADOS PARA LA INVESTIGACIÓN.	41
3.1. Sondeos Electromagnéticos.....	41
3.2. Procesamiento de los datos de los Sondeos Electromagnéticos.	45
3.3. Registros de Conductancia Específica (CE) del agua.....	48
3.4. Registro continuo de la variación de los niveles de agua y CE en los pozos de observación. 51	
3.5. Toma de muestras de agua subterránea.	53

4. ANÁLISIS DE LA RECARGA NATURAL MEDIANTE REGISTROS EN POZOS DE MONITOREO.	56
4.1. Registros de Conductancia Específica (CE).	56
4.2. Correlación datos transductores (elevación) con la precipitación.	61
4.3. Correlación de datos temporales de CE con respecto de la precipitación.	67
4.4. Muestras de agua dulce y agua salada.	75
5. CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE LA RECARGA NATURAL Y SU CORRELACIÓN CON LOS REGISTROS EN POZOS DE MONITOREO.	80
5.1. Correlación unidades geoelectricas con los registros de (CE).	80
5.1.1. Campañas Noviembre-Diciembre 2014 y Enero 2015.	82
5.2. Modelo GeoModeller.	101
5.2.1. Modelo del GeoModeller de la campaña Noviembre-Diciembre 2014.	103
5.2.2. Modelo del GeoModeller de la campaña Enero 2015.	104
CONCLUSIONES.	106
REFERENCIAS.	109

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Distribución de regiones kársticas del mundo (Fuente: modificado de: Circle of blue, 2010).	1
Figura 2. Variación de la precipitación y la fluctuación de los niveles de agua (Fuente: Heise, 2013).	5
Figura 3. Variación de los niveles de agua y conductancia específica (Fuente: Heise, 2013).	5
Figura 4. Ubicación de pozos de observación, puntos de sondeos y perfiles (Fuente: Ovando, 2013).	5
Figura 5. Unidades Geoeléctricas (Fuente: Ovando 2013).	6
Figura 6. Vista de la posición del agua salada (exageración vertical 150) (Fuente: Kind, 2014).	7
Figura 7. El principio de condiciones de equilibrio (Fuente: Ghyben-Herzberg, 1901).	11
Figura 8. Representación zonas resistivas.	15
Figura 9. Voltaje $b(t)$ sobre tiempo (t) para un material poco conductor y buen conductor (Fuente: Nabighian y Macnae, 1993).	16
Figura 10. Difusión de las corrientes Eléctricas de Foucault dentro de un suelo conductor. a) Expansión del sistema de corriente con el tiempo un medio homogéneo con una resistividad eléctrica específica de $30 \Omega \text{ m}$ (Fuente: Greinwald <i>et al.</i> , 2005). Se muestran las isolíneas de la densidad de corriente en tres diferentes tiempos ($40 \mu\text{s}$, $100 \mu\text{s}$ y $280 \mu\text{s}$). b) Comportamiento cilíndrico y simétrico del flujo de corriente dentro de un medio homogéneo (Fuente: Nabighian y Macnae 1993).	17
Figura 11. Principios TDEM. (a) corriente en la bobina transmisora, (b) fuerza electromotriz inducida en el subsuelo, (c) campo magnético secundario medido en la bobina receptora (Fuente: Kirsh, 2006).	21
Figura 12. Diagramas de flujos de corriente generados por el TDEM (Fuente: Northwest Geophysical Associates, Inc.).	22
Figura 13. Configuraciones de bobina comunes: a) Coincident Loop, b) InLoop, c) Single Loop (Fuente: Monex Geoscope, 2008).	23
Figura 14. Ubicación Zona de Estudio (Fuente: INEGI, 2014).	25
Figura 15. Climas de la Península de Yucatán (Fuente: García, 2004).	27
Figura 16. Ubicación estaciones climatológicas.	27
Figura 17. Zonas climáticas en el área de estudio (Fuente: INEGI, 2014).	28
Figura 18. Precipitación observada en los observatorios de Mérida y Progreso en el período (enero 2014 – enero 2015) (Fuente: CONAGUA, 2015).	30
Figura 19. Fisiografía de la zona de estudio (Fuente: INEGI, 2014).	31
Figura 20. Clasificación Geológica de la Península de Yucatán (Fuente: Villasuso y Méndez, 2000).	32
Figura 21. Tipos de suelo en la zona de estudio (Fuente: INEGI, 2014).	33
Figura 22. Cortes de cuatro pozos de observación a lo largo de la sección Norte-Sur, al norte de Mérida (PC-1). Formaciones terciarias fueron depositadas en el Mioceno-Plioceno; depósitos cuaternarios del Pleistoceno al Holoceno. Fuente: Compilado por Kind (2014).	35
Figura 23. Ubicación pozos de observación con corte litológico.	36
Figura 24. Elevaciones del nivel del agua dentro la zona de estudio (Fuente: Rocha <i>et al.</i> , 2015).	40
Figura 25. Dispositivo TerraTEM.	42
Figura 26. Tendido del cable para realizar la bobina.	43

Figura 27. Modelo de capas planas procesado en el software Temix.	45
Figura 28. Modelo de multicapas.	46
Figura 29. Secciones generadas en las dos campañas.	47
Figura 30. Registro de parámetros de calidad de agua.	48
Figura 31. Transductores.	52
Figura 32. Botella muestreadora.	54
Figura 33. Gráficas Conductancia Específica campaña Noviembre 2014.	57
Figura 34. Gráficas Conductancia Específica campaña Enero de 2015.	61
Figura 35. Precipitación vs Elevación registrada en el Observatorio de la Ciudad de Mérida.	62
Figura 36. Precipitación registrada en el CICY vs elevación registrada en P-13.	64
Figura 37. Precipitación registrada en FIUADY vs elevación registrada en P-8.	64
Figura 38. Precipitación registrada en FIUADY vs elevación registrada en P-6.	65
Figura 39. Precipitación registrada en FIUADY vs elevación registrada en P-5.	66
Figura 40. Precipitación registrada en Conkal vs elevación registrada en P-4.	67
Figura 41. Ubicación transductor P-8 y P-6 respectivamente.....	68
Figura 42. Ubicación transductor en P-4 y P-13 respectivamente.....	69
Figura 43. Precipitación registrada en FIUADY vs elevación del nivel del agua en P-8.	69
Figura 44. Elevación y CE registradas en P-8.	70
Figura 45. Precipitación registrada en FIUADY vs CE registrada en P-6.....	71
Figura 46. Elevación y CE registradas en P-6.	71
Figura 47. Precipitación registrada en Conkal vs CE registrada en P-4.....	72
Figura 48. Elevación y CE registradas en P-4.	73
Figura 49. Precipitación registrada en CICY CE registrada en P-13.....	74
Figura 50. Elevación y CE registradas en P-13.	74
Figura 51. Familia de aguas para las muestras de agua somera.	78
Figura 52. Familia de aguas para las muestras de agua profunda.....	78
Figura 53. Correlación familias de agua con Sodio y Cloruro.....	79
Figura 54. Correlación familias de agua con la resistividad.....	79
Figura 55. Resistividades agua dulce obtenidas del registro del pozo PC-1 en noviembre 2014.....	81
Figura 56. Perfil S-01, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoeléctricas, primer campaña.	85
Figura 57. Perfil S-01, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoeléctricas, segunda campaña.	86
Figura 58. Perfil S-06, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoeléctricas, primer campaña.	88
Figura 59. Perfil S-03, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoeléctricas, segunda campaña.	90

Figura 60. Perfil S-10, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, primera campaña.	92
Figura 61. Perfil S-05, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, segunda campaña.	93
Figura 62. Perfil S-03, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, primer campaña.	95
Figura 63. Perfil S-07, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, segunda campaña.	97
Figura 64. Perfil S-05, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, primer campaña.	98
Figura 65. Perfil S-09, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, segunda campaña.	100
Figura 69. Modelo generado en GeoModeller.	103
Figura 70. Modelo generado en GeoModeller.	105

LISTA DE TABLAS.

Tabla 1. Resistividades eléctricas específicas y CE de diferentes materiales (Fuente: compilados de Grombach (2000), WEIDELT (2005), PITMAN y Lauchli (2002)).....	14
Tabla 2. Ubicaciones observatorios y estaciones meteorológicas.	28
Tabla 3. Pozos monitoreados para la obtención de la dirección de flujo.....	39
Tabla 4. Arreglo parámetros utilizados para el dispositivo TerraTEM.	44
Tabla 5. Secciones realizadas en las dos campañas.	47
Tabla 6. Pozos de observación en los cuales se llevaron registros de calidad (los pozos resaltados se encuentran dentro del área de estudio).	49
Tabla 7. Profundidades de las muestras tomadas.	53
Tabla 8. Resultados agua somera.	76
Tabla 9. Resultados agua profunda.	77
Tabla 10. Unidades geoelectricas.	81
Tabla 11. Características generales de las secciones.....	83

INTRODUCCIÓN

El agua subterránea es un recurso natural fácilmente accesible y es un suministro económico y seguro de agua potable en los medios urbano y rural, y juegan un papel fundamental en el bienestar del ser humano y muchos ecosistemas acuáticos. A escala mundial, los acuíferos están experimentando una creciente amenaza de contaminación causada por la urbanización, el desarrollo industrial, las actividades agrícolas y desarrollos mineros (Foster *et al.*, 2002).

Se conoce que los paisajes kársticos carbonatados de todo el mundo ocupan alrededor del 15% de la superficie continental de la Tierra (Figura 1) (Ford y Williams, 2007).

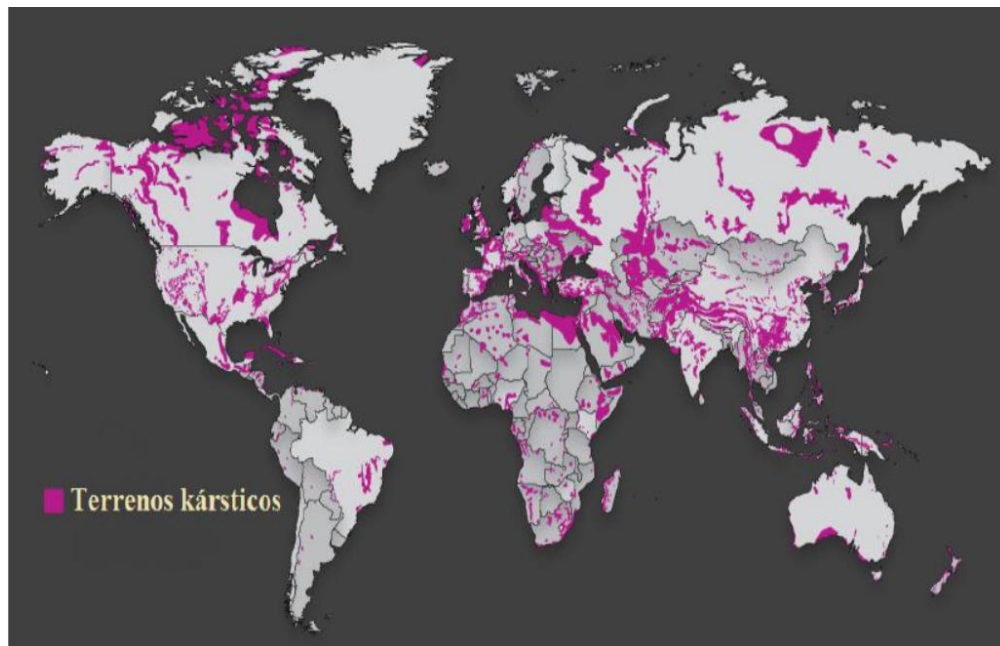


Figura 1. Distribución de regiones kársticas del mundo (Fuente: modificado de: Circle of blue, 2010).

Los paisajes kársticos surgen de la combinación de una alta solubilidad de la roca, porosidad secundaria (fractura) y la disponibilidad de agua. En zona kárstica los acuíferos desempeñan un papel importante, sobre todo porque el 20-25% de la población mundial depende de las aguas subterráneas que almacenan (Ford y Williams, 2007). Lamentablemente, estos recursos son cada vez más sometidos a sobreexplotación, por esta razón es necesario su indispensable conservación y gestión sostenible.

En México, la fuente de abastecimiento para la población más utilizada, es el agua subterránea que se extrae por medio de pozos; en algunos lugares del país sus profundidades pueden ser mayores a los 600 m. En ocasiones la recarga del agua subterránea puede ser muy lenta lo que conlleva en ciertas ocasiones un serio problema para las grandes ciudades que extraen agua del acuífero de manera intensiva (Chi, 2006), esta situación implica el consumo progresivo del agua que se encuentra almacenada en el terreno, y acarrea numerosas consecuencias negativas, por ejemplo: un gradual encarecimiento de la producción, problemas en los cursos de agua y, frecuentemente, una degradación de la calidad del agua. Si la situación de captación intensiva se mantiene, es posible que los acuíferos terminen incluso agotándose.

El Estado de Yucatán presenta un ambiente kárstico, y desarrollado en depósitos sedimentarios recientes, ha sido subdividido en: "karst de la planicie escalonada por fallas" que se encuentra únicamente en la porción oriental de la Planicie del Norte de la Península de Yucatán y "karst de elevaciones menores plegadas y de pliegue de bloque" que corresponde con las planicies y lomeríos del Sur de la Península de Yucatán (Espinasa, 1990), sus principales características incluyen presentes en las cavernas, cenotes, vegetación caducifolia, además de una pendiente topográfica suave, contiene a la única fuente de abastecimiento de agua para la población de la península consistente en agua dulce flotando sobre agua salina, el cual es susceptible de ser alterado por acciones antropogénicas (Chi, 2006).

Antecedentes relacionados con acuíferos kársticos.

La alta permeabilidad de los acuíferos kársticos es debida al material geológico lo que tiene como consecuencia particular que sea frágil y vulnerable a la contaminación (Ford y Williams, 2007). El aumento de la temperatura media del aire y por consiguiente el aumento de la evapotranspiración y la disminución de la precipitación ha reducido la recarga de las aguas subterráneas, ejerciendo un impacto en el régimen de flujo del agua subterránea, con la disminución de los flujos de descarga desde tierra al mar y el aumento de la intrusión salina (Bautista, 2011).

Otro hecho importante es que el aumento del nivel del mar promueve la migración de agua hacia la tierra, sin embargo los impactos antropogénicos debido al aumento de la extracción de las aguas subterráneas que disminuyen la carga hidráulica del acuífero, son propensos a ser más significativos. Estudios previos (Sherif y Singh VP, 1999; Loaiciga *et al.*, 2011) proporcionan información acerca de los impactos de la extracción de agua y la disminución de la descarga hacia el mar son más importantes para la migración hacia el interior de la interfase agua dulce-agua salada que el aumento del nivel del mar. Al parecer, esto depende de una serie de características específicas hidrogeológicas y geomorfológicas del acuífero como la porosidad y conductividad hidráulica.

De acuerdo con Bauer-Gottwein *et al.*, (2011) la intrusión de agua de mar en Yucatán es ya extensa y llega a decenas de kilómetros hacia el interior, sin embargo la dinámica de la interfase agua dulce-agua salada no se han estudiado en detalle todavía. Pocos estudios han abordado la dinámica de la interfase agua dulce-agua salada en la Península de Yucatán. Graniel *et al.*, (2005) analizaron la dinámica del acuífero costero de Yucatán y la interfase de agua dulce-agua salada en la costa noreste de Yucatán para el período 2002-2004. Detectaron que la interfase agua dulce-agua salada responde a las variaciones estacionales en la recarga y descarga y que los pozos cercanos a la costa están expuestos a la contaminación orgánica y la intrusión salina.

En el caso de la Península de Yucatán el principal desafío para la conservación de la calidad del agua subterránea es el impacto humano por la contaminación, debido a que la recarga por precipitación en la zona es relativamente alta, el abatimiento continuo de los niveles de agua en el acuífero no constituye una amenaza (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011). Sin embargo, la evidencia de que una gran parte de los acuíferos se ven afectados por la intrusión salina debido a la baja carga hidráulica (cerca al nivel medio del mar) y el hecho de que el uso del agua subterránea se restringe a una lente de agua dulce relativamente delgada (< 10-100 m de espesor; Bauer-Gottwein *et al.*, 2011) indica la necesidad de nuevas investigaciones sobre la interfase agua dulce-agua salada, de tal modo que la degradación de la calidad del agua subterránea, por

debajo de la ciudad de Mérida y sus alrededores, ha sido reportado por varios estudios de investigación (Graniel *et al.*, 1999; Marín *et al.*, 2000; Pacheco *et al.*, 2004) entre otros.

En el estado de Yucatán las principales problemáticas de contaminación del agua subterránea se han debido al desarrollo poblacional, turístico y agrícola que se ha incrementado en los últimos años en el estado, lo que ha ocasionado que la variación de la calidad del agua esté influenciada por estas acciones, además el cambio climático que se ha presentado en los últimos años ha originado que las temporadas de estiaje se incrementen por lo que disminuye la recarga natural (Zambrano *et al.*, 2011).

Descripción estudios previos.

El recurso hídrico es de gran importancia para el desarrollo de la entidad, sin embargo a la fecha se han realizado pocos estudios para caracterizar el espesor del lente de agua dulce la cual se encuentra sobre un cuerpo de agua de mayor salinidad.

Al norte de Mérida, donde se encuentra el área de estudio de la presente tesis de maestría, se presenta una anomalía relativa a la intrusión de agua salada que fue detectado por Kunert (2012) y Reisinger (2013) mediante la aplicación de mediciones específicas de conductancia específica (CE) del agua dentro de pozos de observación. La zona se caracteriza por una posición relativamente superficial de la interfase entre el agua dulce y el agua salobre en comparación con los alrededores. Esto lleva a la hipótesis de que una alta estructura permeable está conectado directamente al mar, permite que el agua salada presentarse a menor profundidad en esta zona.

Heise (2013) estudió la dinámica del kárst del acuífero costero en el norte de la Península de Yucatán (Figura 2 y 3), en la cual concluyó que el funcionamiento y la dinámica de los ecosistemas costeros son muy sensibles a pequeños cambios que pueden alterar los procesos geoquímicos y puede conducir a problemas de largo alcance. Además la población de la Península de Yucatán y la enorme cantidad de turistas, que ejercen cada vez más presión sobre los recursos de agua subterránea y

los ecosistemas, constituye la principal amenaza para el medio ambiente (Heise, 2013).

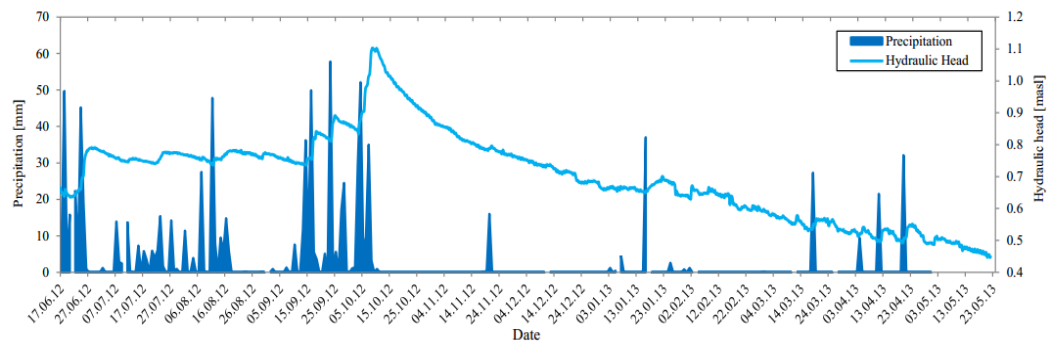


Figura 2. Variación de la precipitación y la fluctuación de los niveles de agua (Fuente: Heise, 2013).

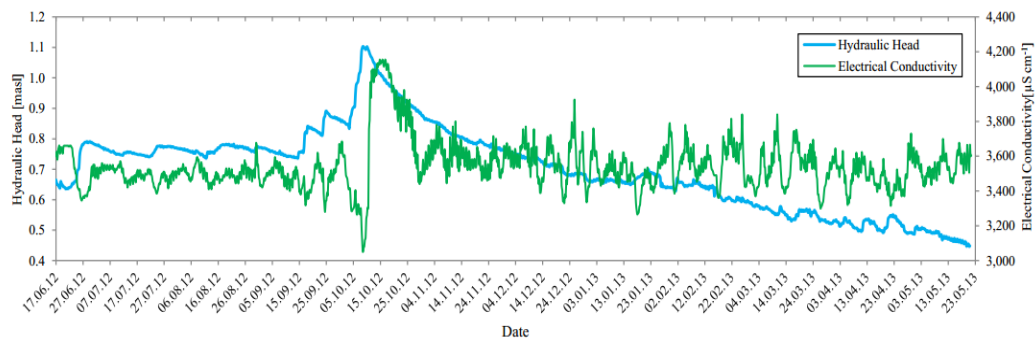


Figura 3. Variación de los niveles de agua y conductancia específica (Fuente: Heise, 2013).

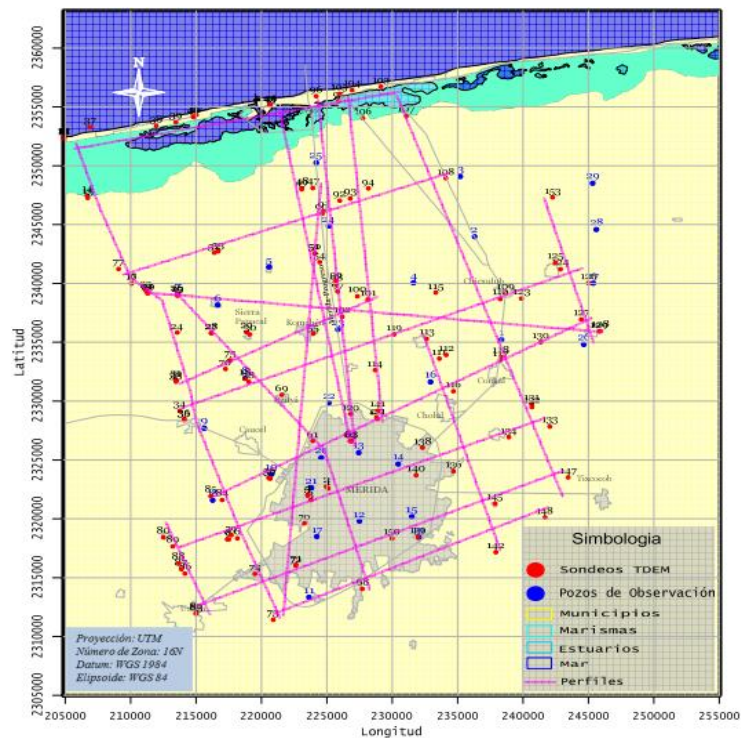


Figura 4. Ubicación de pozos de observación, puntos de sondeos y perfiles (Fuente: Ovando, 2013).

Por otra parte Ovando (2013) realizó la cartografía del lente de agua dulce en la región Mérida-Progreso, Yucatán (Figura 4 y 5), utilizando métodos geofísicos e hidrogeológicos. Identificó 3 unidades geoelectricas con los siguientes rangos de resistividad: U1 de 13 hasta 200 ohm-m (consistente a la zona vadosa y los primeros m del lente de agua dulce), U2 de 4 hasta 13 ohm-m (valores correspondientes al inicio del agua salobre) y U3 de 2 hasta 4 ohm-m (indicando la presencia del cuerpo de agua salada). Con la ubicación de estas unidades se identificaron zonas muy resistivas que representan la U1 y U2, en donde los menores espesores de estas unidades se localizaron al Noroeste del área de estudio incrementándose hacia el Este.

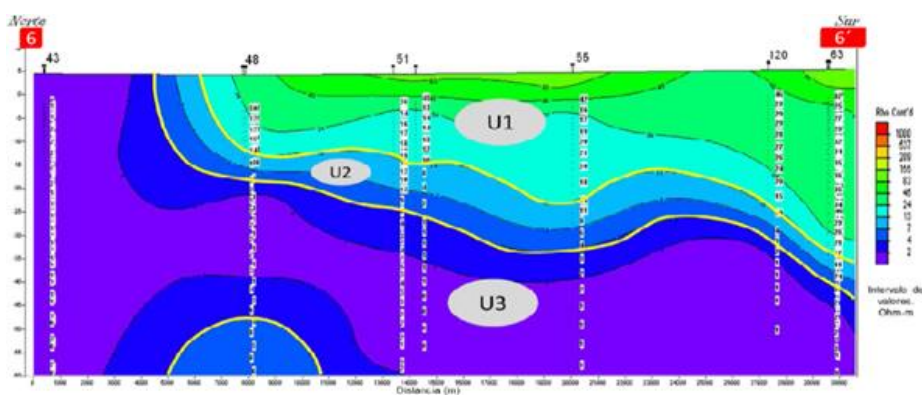


Figura 5. Unidades Geoelectricas (Fuente: Ovando 2013).

Kind (2014) llevó a cabo la exploración geofísica de la intrusión salina en el acuífero kárstico al noroeste de Mérida, Yucatán, México utilizando el método electromagnético de dominio en el tiempo (TDEM), como resultado señala que la capa de agua salada que subyace al lente de agua dulce ha tenido un incremento del nivel de la capa de agua salada en el noroeste de Mérida.

La posición elevada de la haloclina, el cual es un efecto local causada por las características kársticas desarrolladas a poca profundidad en esta zona, el agua salada ingresa de la costa, se dispersa por las características kársticas bien desarrolladas y conectadas, que están presentes en diferentes profundidades, en rocas del Cuaternario y los depósitos del Terciario.

De este modo, señala que debido al alto grado de karstificación de todo el acuífero de Mérida a Progreso, también se pueden esperar niveles elevados de la capa de agua salada en otras áreas alrededor de Mérida (Figura 6).

En contraste con las características kársticas, la piedra caliza compacta está influenciada principalmente por agua el dulce debido a los procesos de infiltración del agua meteórica, y como resultado de las velocidades de flujo más bajas dentro de la matriz de la roca, el suministro de agua de mar de la costa hacia el interior está restringida. Por lo tanto, el agua dentro de la matriz de la roca se caracteriza por lo general de tener menor CE.

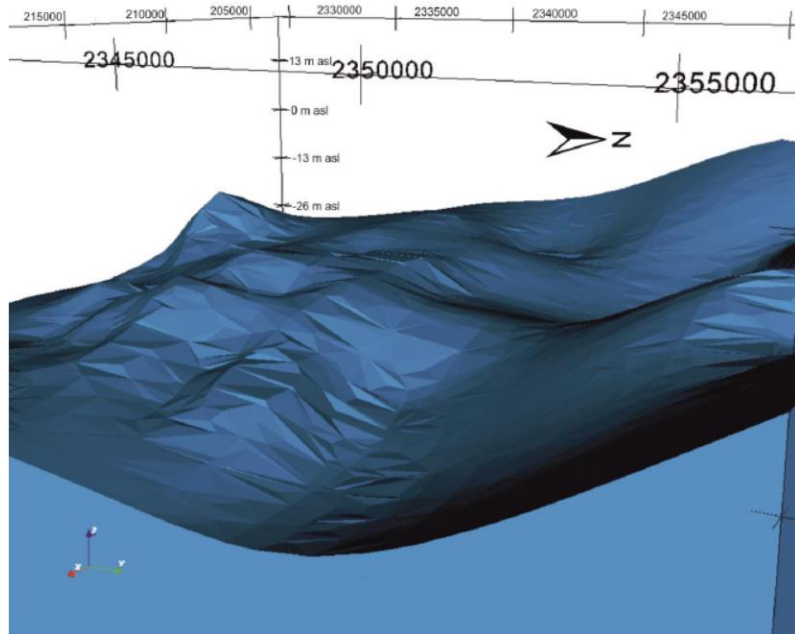


Figura 6. Vista de la posición del agua salada (exageración vertical 150) (Fuente: Kind, 2014).

Justificación.

Debido a la evidencia que existe a la rápida respuesta de los niveles de agua a la precipitación en los pozos de observación ubicados dentro el área de interés y que el área del trabajo está en función de correlacionar la información generada en el interior de estos pozos, es posible evaluar su respuesta geofísica, ya que las variaciones de salinidad del agua subterránea y la interacción con el medio geológico causan contrastes de resistividad en el medio y por lo tanto es posible la identificación de unidades geoelectricas.

El TDEM correlaciona la resistividad eléctrica del medio, parámetro medido, con el cual es posible identificar heterogeneidades y estructuras geológicas, además de la

caracterización del agua subterránea por medio de los parámetros: porosidad, permeabilidad, transmisibilidad de la roca y la CE del agua.

Por lo tanto, es importante obtener una caracterización espacial del lente de agua subterránea ya que el desarrollo del estado depende en gran medida.

Objetivos

Objetivo General

Identificar la variación espacio-temporal de la respuesta Geofísica (resistividad) generada por la recarga natural del agua subterránea sobre una sección perpendicular a la costa.

Objetivos específicos:

1. Identificar la distribución de la resistividad en el subsuelo y relacionarla con la composición química global del agua en el acuífero kárstico.
2. Registrar de manera continua la variación de los niveles de agua y la conductancia específica en los pozos de observación ubicados en la sección para identificar la respuesta de los niveles de agua a la precipitación.
3. Compilar la información climatológica (precipitación) del período comprendido de enero de 2014 a enero de 2015 disponible en las estaciones climatológicas y relacionarlo con la respuesta de los niveles de agua en pozos de observación.
4. Definir el comportamiento de la Conductancia Específica del agua con respecto a la profundidad en pozos de observación distribuidos en la zona de interés.
5. Analizar la composición química del agua subterránea (elementos mayores).

1. MARCO TEÓRICO Y ESTADO DEL ARTE.

1.1. Agua subterránea

Desde el punto de vista de abastecimiento, el agua subterránea tiene ventajas sobre el agua superficial. El agua subterránea generalmente puede extraerse donde y cuando se necesita por medio de los pozos que se perforan y se construyen en los lugares adecuados. Al contrario de los depósitos de agua superficial que ocupan áreas amplias que frecuentemente son de gran valor para la agricultura (Custodio y Llamas, 1983).

La presencia y utilización del agua subterránea no presenta conflictos por el uso del suelo bajo el cual se encuentra localizada en las profundidades, no queda a la vista, está resguardada de los cambios de temperatura y protegida de la evaporación que en un verano caliente puede causar pérdidas sustanciales de agua en presas y lagos (Price, 2003).

Debido a la profundidad a la que se encuentra el agua subterránea, es menos vulnerable a la contaminación, lo que es un riesgo potencial del agua en la superficie. Esta situación dio origen a la suposición errónea de que el agua subterránea era inmune a la contaminación, sin embargo a partir de 1960's, los estudios de la calidad del agua subterránea se han incrementado y hacen más énfasis en el movimiento de contaminantes dentro de los sistemas de agua subterránea.

Actualmente se tiene la certeza de que aunque el agua subterránea está fuera del alcance visual directo, no está fuera del alcance de la contaminación, y aunque un acuífero contaminado puede ser menos ofensivo a la vista que un río contaminado, esto no significa que la contaminación sea menos grave que la del agua superficial. También es importante reconocer que, comparada con el agua superficial, la contaminación del agua subterránea es más difícil de detectar y observar, además, es más complicado identificar su fuente (Price, 2003).

1.2. Intrusión salina.

Debido que la zona de estudio se encuentra cercana al mar, así como el carácter kárstico del acuífero, la hidrogeología también se ve influida por la intrusión de agua salada. La intrusión salina supone que el agua salada (procedente del mar) fluye hacia el subsuelo continental mezclándose con las reservas de agua dulce del acuífero. Este proceso se produce por la mayor densidad del agua del mar (debido a que contiene más solutos) que el agua dulce. Esta diferencia de densidades provoca que la presión en el fondo de una columna de agua salada sea mayor que la de una columna de agua dulce de la misma altura. Si se conectaran ambas columnas por debajo, el agua salada fluiría hacia la columna de agua dulce. El proceso se detiene cuando la columna de agua dulce se hace mayor, la presión aumenta y consigue igualar a la presión de agua salada, cuando está en contacto con el agua dulce y salada estas se mezclan.

De este modo, existen tres capas diferentes de los cuerpos de agua en el subsuelo. En la parte superior hay una lente delgada de agua dulce, en el medio una zona de mezcla de agua salobre que continúa hasta agua salada mientras más se profundiza o se aproxima al mar. La zona de mezcla entre el agua dulce y de agua salada intrusiva resulta de los procesos de difusión en la interfase salina (Graniel *et al.*, 2004), así como las fluctuaciones de la marea afectan el nivel estático del agua (Perry *et al.*, 1989).

Steinich y Marín (1996) utilizaron mediciones de resistividad para detectar la interfase agua dulce-salada (haloclina) en el noroeste de Yucatán dentro del anillo de cenotes y al oeste de Mérida. Detectaron que incluso la interfase salina se pudo encontrar a 90 kilóm hacia el interior de la plataforma continental. El espesor de la capa de agua dulce aumenta con la distancia del mar, desde 18 m a 10 km, de la costa (Perry *et al.*, 1989; Steinich y Marín 1996) hasta 40 m en promedio por debajo de Mérida (Graniel *et al.*, 1999; Steinich y Marín 1996; Villasuso y Méndez Ramos 2000). Steinich y Marín (1996) y Perry *et al.*, (1989) afirman una buena correlación de la profundidad de la haloclina con la ecuación Ghyben-Herzberg (Ec. 1) que determina la profundidad por debajo del nivel del mar donde se encuentra la interfase agua dulce-agua salada, en relación con la altura sobre el nivel del mar de agua dulce (Figura 7).

$$h_s = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} * h_f \quad (\text{Ec. 1})$$

Donde: h_s = Profundidad de agua salada [m].
 h_f = Profundidad de agua dulce [m]
 ρ_s = Densidad de agua salada [$\text{Kg} \cdot \text{L}^{-1}$]
 ρ_f = Densidad de agua dulce [$\text{Kg} \cdot \text{L}^{-1}$]

Fuera de los valores comunes de ρ_f de agua dulce y salada ρ_s densidades ($1,0 \text{ kg} \cdot \text{L}^{-1}$ y $1,025 \text{ kg} \cdot \text{L}^{-1}$ respectivamente) se desprende que la profundidad de la interfase de abajo del nivel del mar h_s es de 40 veces la altura de agua fresca h_f sobre el nivel del mar se ilustra en la Figura 7.

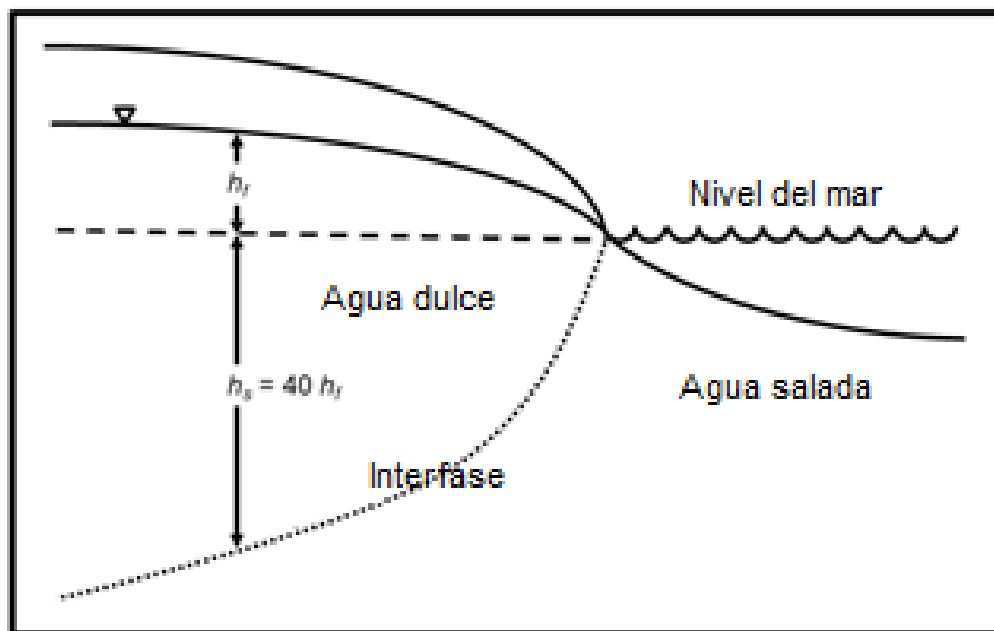


Figura 7. El principio de condiciones de equilibrio (Fuente: Ghyben-Herzberg, 1901).

Esta relación es válida bajo la suposición de un medio geológico homogéneo con una interfase brusca de pequeño espesor y de estado estable en ambos cuerpos de agua (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011; Bear 1979). Sin embargo las condiciones del agua subterránea raramente siguen equilibrio hidrostático, y en los acuíferos costeros hay una zona de transición denominada de mezcla entre el agua dulce y el agua salada, donde las aguas se mezclan por dispersión hidrodinámica y la difusión molecular debido a diferentes densidades y que pueden tener varios m de espesor.

El modelo Ghyben-Herzberg ofrece una base teórica para explicar la configuración y la hidrología de los acuíferos kársticos costeros, pero una gran canti-

dad de estudios de campo han revelado que la variación de las condiciones de frontera (por ejemplo, el nivel del mar) y porosidad secundaria pueden ser factores de control importantes para la solución salina fresca y flujo de agua subterránea (Gondwe *et al.*, 2010).

En resumen, la profundidad del agua salina en acuíferos costeros es una función de la carga hidráulica del agua dulce con respecto al nivel del mar y la densidad del agua de mar, así como la abundancia de estructuras kársticas permitiendo la intrusión de agua de mar para la el interior de la península (Villasuso y Méndez-Ramos 2000). Además, el confinamiento de la franja costera ayuda a estabilizar la profundidad de la haloclina. Rompiendo esta capa se podría disminuir el espesor de la lente de agua dulce extremadamente (Perry *et al.*, 1989).

En los acuíferos kársticos anisotrópicos heterogéneos la forma y la ubicación de la interfase es difícil de predecir y dependen en gran medida de la permeabilidad del karst y la geología costera. Con la disminución de la capa freática hacia la costa, la profundidad de la interfase agua dulce-agua salada también disminuye.

La mayoría de los acuíferos kársticos presentan una porosidad triple resultado de tres componentes de flujo: matriz, la fractura y el flujo de canal que sigue diferentes leyes de flujo que pueden producir tanto un flujo turbulento como un flujo laminar (Darcy, Hagen-Poiseulle y Darcy-Weisbach, respectivamente) (Ford y Williams, 2007).

Sólo la ley de Darcy no puede describir el flujo a través de toda la cuenca del acuífero kárstico porque la mayoría de los supuestos que se aplican para el flujo a través de los medios de comunicación de Darcy no se cumplen (Ford y Williams, 2007): de todos los acuíferos carbonatados del mundo, el acuífero de Yucatán tiene la mayor conductividad hidráulica (orden de 10^{-4} [m^*s^{-1}] a una escala de 10 cm y 1 [m^*s^{-1}] a una escala de 100 km) (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011) esto es debido a la gran variabilidad material geológico presente en el sistema acuífero kárstico debido a las redes y los poros (Ford y Williams, 2007) de los canales con buenos contactos y conduce a un gradiente hidráulico muy baja, del orden de 7-10 mm/km (Steinich y Marín, 1997) o (Marín *et al.*, 2000).

Las trayectorias de flujo preferenciales en este acuífero tienen que ser analizadas en una amplia gama de escalas. El patrón general de la dirección del flujo descrito en varios estudios de investigación para la región de estudio es de sur a norte o noroeste (Marín y Perry, 1994; Steinich y Marín, 1996; Perry *et al.*, 2003).

1.3. Aplicación de métodos Geofísicos.

Las técnicas geofísicas son empleadas en zonas donde existe poca información de las características del subsuelo para la estimación los recursos hídricos. Con las técnicas geofísicas se pueden realizar medidas desde la superficie en un área pequeña, teniendo la oportunidad de identificar propiedades de los materiales geológicos hasta profundidades del orden de unos miles de m. Estas técnicas utilizan métodos físicos como la reflexión y refracción de ondas sísmicas, tomando además en cuenta la medición de la gravedad, los campos electromagnéticos, magnéticos y fenómenos radiactivos dependiendo del tipo de método, algunos se llevan a cabo aprovechando los campos o fenómenos naturales (gravedad, magnetismo terrestre), y otros se realizan por los fenómenos producidos por el hombre (campos eléctricos y fenómenos sísmicos) (Quintana, 2008).

1.4. Método de Prospección Electromagnética en el Dominio del Tiempo (TDEM).

El TDEM es una técnica geofísica para determinar la resistividad del subsuelo. Se dio a conocer por primera vez a principios de la década de 1950 como un método para investigar yacimientos minerales (Nabighian y Macnae 1993). Con el mejoramiento de las tecnologías informáticas en la década de 1970, la aplicación de TDEM proliferaron y la forma en la recolección y procesamiento de datos TDEM se sometió a una revolución. Desde mediados de la década de 1980 el método TDEM se ha desarrollado con mayor intensidad (Christiansen *et al.*, 2009) y para el final de la década de 1980 todos los productores vendían equipos TDEM totalmente digital (Nabighian y Macnae 1993). Mientras el TDEM inicialmente se convirtió en un método importante para las investigaciones minerales, ha ganado cada vez más importancia

para la cartografía geológica, así como en los problemas hidrogeológicos (Christiansen *et al.*, 2009; Greinwald *et al.*, 2005), por ejemplo, para la exploración de las intrusiones de agua salada en los acuíferos costeros (Duque-Calvache *et al.*, 2006; Goldman *et al.*, 1991; Trabelsi *et al.*, 2006).

Por lo tanto los métodos electromagnéticos han sido ideales en este tipo de investigaciones, debido a que permiten delimitar zonas con agua dulce y salada y de igual manera su zona de mezcla, lo anterior se debe a la sensibilidad del método con respecto a las variaciones de resistividad. Teniendo de conocimiento que zonas saturadas con agua salina se comporta de manera más conductiva que zonas saturadas de agua dulce, se puede realizar una aproximación del comportamiento del acuífero; el agua dulce presenta resistividades entre 10 y 300 ohm-m y el agua salada entre 1 y 10 ohm-m (Tabla 1). Los métodos electromagnéticos asimilan muy bien este tipo de contrastes de resistividades eléctricas (Figura 8) (Navarro, 2006).

Tabla 1. Resistividades eléctricas específicas y CE de diferentes materiales (Fuente: compilados de Grombach (2000), WEIDELT (2005), PITMAN y Lauchli (2002)).

Material	Resistividad Eléctrica Específica [Ohm-m]		Conductancia Específica [$\mu\text{S cm}^{-1}$]	
	Máxima	Mínima	Máxima	Mínima
Caliza	>105	30	330	<0.1
Agua Dulce	300	10	1,000	33
Agua ligeramente salada	10	7	1,500	1,000
Salobre	7	3	3,000	1,500
Moderamente agua salina	3	1	8,000	3,000
Agua salina	1	0.7	15,000	8,000
Agua altamente salina	0.7	0.1	100,000	15,000
Agua de mar (salinidad 35 ppt)	0.25		40,000	
Salmuera	<.1		>100,000	

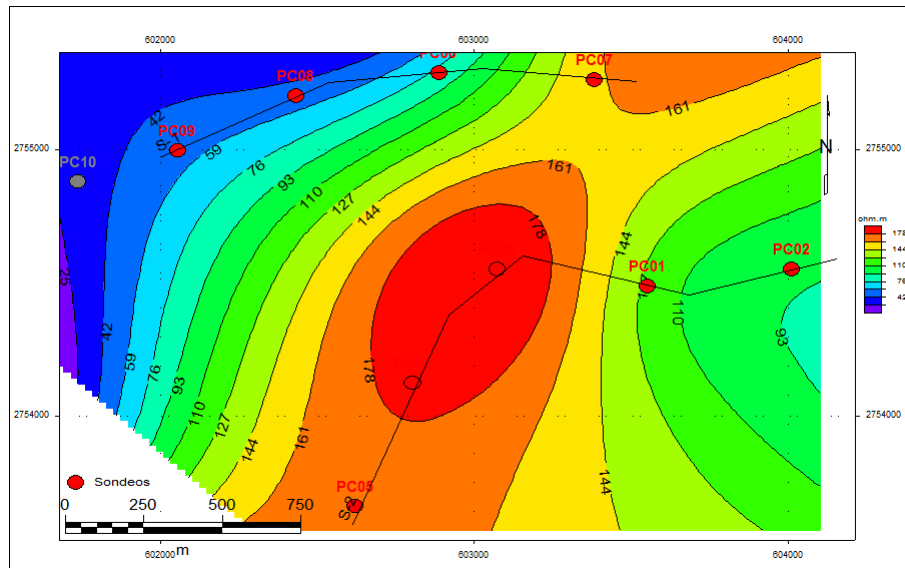


Figura 8. Representación zonas resistivas.

1.4.1. Antecedentes Teóricos.

En el método TDEM una corriente continua se suministra a través de un transmisor en el subsuelo. Esto puede llevarse a cabo en dos geometrías del transmisor:

- a) el acoplamiento galvánico (dipolo eléctrico horizontal) y
- b) el acoplamiento inductivo (dipolo magnético vertical).

En el acoplamiento galvánico la corriente continua se suministra a través de dos electrodos, mientras que en el acoplamiento inductivo de la inducción tiene lugar a través de una bobina transmisora sin conexión a tierra (Greinwald *et al.*, 2005). Dado que el método inductivo es la forma más común, ya que tiene ventajas en términos de distancias pequeñas transmisor-receptor, en adelante sólo este tipo de mediciones TDEM se considera.

La corriente directa, inducida a través de una bobina transmisora (Tx-), produce un campo magnético estático. Después del abrupto corte de la corriente directa, el campo magnético estático se colapsa, lo que da, según la Ley de inducción de Faraday, produce corrientes eléctricas de Foucault dentro de la tierra conductora. Estos se difunden perpendicular al campo magnético primario en el suelo y producen

a su vez un campo magnético secundario que cambia con el tiempo, el campo secundario en descomposición es vertical en el centro de la bobina transmisora y provoca una fuerza electromotriz (fem), una tensión, que es inducida en el circuito receptor (Rx-) justo después de que el transmisor está apagado; el tamaño del campo magnético secundario será equivalente al tamaño del campo magnético primario. Poco a poco, la difusión de las corrientes eléctricas de Foucault debilitará el campo magnético secundario y por lo tanto también la corriente inducida en la bobina receptora.

El voltaje de descomposición se mide como una función del tiempo, durante la ausencia del campo primario. Dado que la difusión de la corriente depende de la conductividad del suelo, el comportamiento temporal de la señal proporciona información sobre la distribución de la conductividad en el subsuelo, en función de la profundidad. Al principio, la corriente en el suelo estará cerca del subsuelo y la señal recibida proporciona información sobre la CE de las capas superiores. Poco a poco, la corriente se difunde más profundamente en el suelo y la señal registrada refleja las capas inferiores.

Como se ve en la Figura 9, las corriente se difunde y el decae rápidamente en un material poco conductor, mientras que un material con una buena conducción la difusión en el suelo se produce más lentamente, así como el proceso de decaimiento (Christiansen *et al.*, 2009; Nabighian y Macnae, 1993).

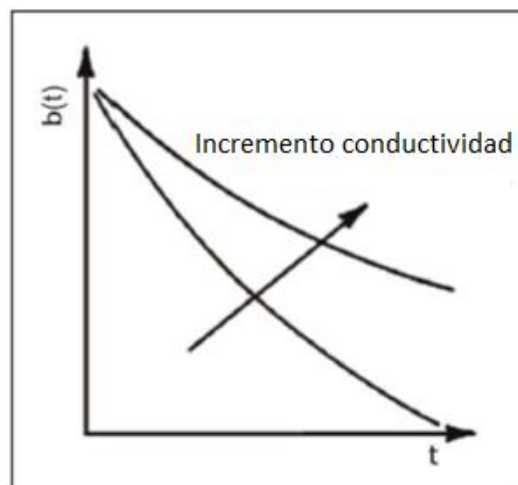


Figura 9. Voltaje $b(t)$ sobre tiempo (t) para un material poco conductor y buen conductor (Fuente: Nabighian y Macnae, 1993).

Las mediciones del TDEM registran el decaimiento de un campo magnético con el tiempo después de apagar el transmisor que induce una corriente directa. El principio básico detrás de este método es la Ley de Inducción de Faraday (Ec. 2) que establece que el voltaje inducido en un circuito cerrado es directamente proporcional a la rapidez con que cambia el flujo magnético en el tiempo que atraviesa una superficie cualquiera con el circuito como borde (Christiansen *et al.*, 2009).

$$\nabla \times E = - \frac{\partial B}{\partial t} \quad (\text{Ec. 2})$$

Donde:

$\nabla \times$	= Campo del vector.
E	= Campo Eléctrico [$V\ m^{-1}$]
B	= Inducción Magnética [$V\ s\ m^{-2}$]
t	= Tiempo [s]

Al apagar la corriente en la bobina transmisora, el campo magnético primario decae y de acuerdo con la Ec. 2, las corrientes eléctricas de Foucault se desarrollan en el suelo conductor, que se difunden abajo y hacia afuera (Christiansen *et al.*, 2009; Greinwald *et al.*, 2005). De este modo, las corrientes fluyen cilíndrica y simétricamente alrededor del eje vertical a través del centro de la bobina transmisora (Tx-loop) dentro de un medio-espacio homogéneo (Figura 10).

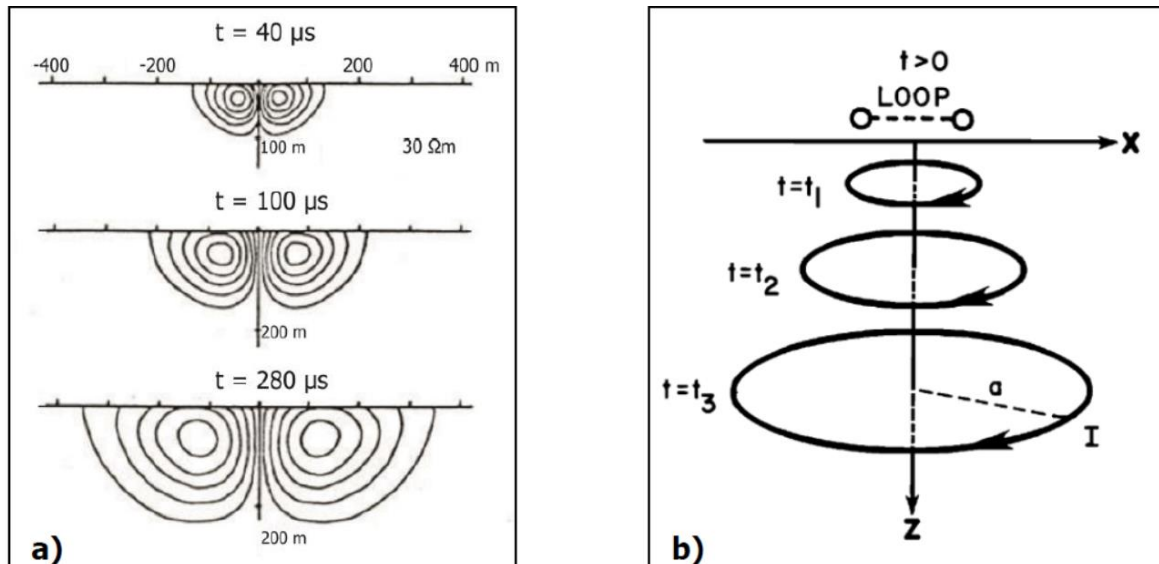


Figura 10. Difusión de las corrientes Eléctricas de Foucault dentro de un suelo conductor. a) Expansión del sistema de corriente con el tiempo un medio homogéneo con una resistividad eléctrica específica de 30 $\Omega\ m$ (Fuente: Greinwald *et al.*, 2005). Se muestran las isolíneas de la densidad de corriente en tres diferentes tiempos (40 μs , 100 μs y 280 μs). b) Comportamiento cilíndrico y simétrico del flujo de corriente dentro de un medio homogéneo (Fuente: Nabighian y Macnae 1993).

La profundidad Z_d en la que las corrientes difusas en un momento determinado se denomina profundidad de difusión y se puede calcular para un suelo homogéneo con una CE σ con la Ec. 3 (Christiansen *et al.*, 2009.):

$$Z_d = \sqrt{\frac{2t}{\mu_0 \sigma}} \approx 1.26 \sqrt{\rho t} \quad [m] \quad (\text{Ec. 3})$$

Donde:

t	= Tiempo [μs].
μ_0	= Permeabilidad Magnética $\approx 4 \pi 10^{-7} [V s A^{-1} m^{-1}]$
σ	= Conductancia Específica [$S m^{-1}$]
ρ	= Resistividad Eléctrica Específica [Ωm]

Esta ecuación sólo proporciona soluciones exactas para los campos planos. Mientras que la profundidad de difusión para las fuentes de bobina circulares o cuadradas es de aproximadamente 1,8 veces menor de lo estimado por la ecuación 3 (Christiansen *et al.*, 2009). Por lo tanto, la siguiente aproximación de Z_d se utiliza para la configuración de TDEM de esta tesis, debido a la utilización de una bobina cuadrada.

$$Z_d \approx 0.7 \sqrt{\rho t} \quad [m] \quad (\text{Ec. 4})$$

Después de un cierto tiempo, la señal de decaimiento pasa el nivel de ruido natural y la medición no puede utilizarse más. Por lo tanto, el ruido es un factor limitante para mediciones del TDEM.

La máxima profundidad de, llamada profundidad de penetración, está dada por la siguiente ecuación (Christiansen *et al.*, 2009.):

$$Z_d = \left(\frac{2}{25 \pi^3} \right)^{\frac{1}{10}} \left(\frac{M}{\sigma V_{ruido}} \right)^{\frac{1}{5}} = 0.551 \left(\frac{M}{\sigma V_{ruido}} \right)^{\frac{1}{5}} [m] \quad (\text{Ec. 5})$$

Donde:

M	= Momento Magnético del transmisor [$A m^2$].
V_{Ruido}	= Señal de ruido [$V m^{-2}$]

A partir de esta ecuación se puede ver que la única manera para aumentar la profundidad de penetración de las mediciones está aumentando el momento

magnético o disminuyendo el nivel de ruido. Dado que el nivel de ruido tiene origen natural y por lo tanto es un parámetro inmutable, la única posibilidad para la mejora de la relación señal-ruido es el apilado de las mediciones. El apilamiento reduce el nivel de ruido por $\sqrt{N}$ donde N es el número de mediciones en el apilamiento (Christiansen *et al.*, 2009).

Las TDEM proporcionan información vertical sobre el subsuelo. En consecuencia, el voltaje registrado dentro de la bobina receptora corresponde al cambio temporal de la componente vertical del campo magnético b_z y puede ser expresado por un medio-espacio como (Christiansen *et al.*, 2009.):

$$\frac{\partial b_z}{\partial t} = -\frac{I}{\sigma a^3} \left[3 \operatorname{erf}(\theta a) - \frac{2}{\pi^2} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (\text{Ec. 6})$$

Donde: $\theta = (\mu_0 \sigma / 4t)^{1/2}$
erf = Error de función
 I = Corriente inducida [A]
 a = Radio de bobina circular [m]

Esta función también es llamada respuesta de impulso.

Si $\theta \rightarrow 0$, en los tiempos tardíos la ecuación 6 quedaría de la siguiente manera (Christiansen *et al.*, 2009):

$$\frac{\partial b_z}{\partial t} \approx \left(\frac{I n a^2}{20} \right) \left(\frac{\sigma}{\pi} \right)^{\frac{3}{2}} \left(\frac{\mu_0}{t} \right)^{\frac{5}{2}} = \left(\frac{M}{20} \right) \left(\frac{\sigma}{\pi} \right)^{\frac{3}{2}} \left(\frac{\mu_0}{t} \right)^{\frac{5}{2}} \quad (\text{Ec. 7})$$

Para obtener información de la resistividad de los datos registrados en la respuesta de impulso (Ec. 7) se puede convertir en valores de resistividad aparente, ρ_a , por la siguiente expresión (Christiansen *et al.*, 2009):

$$\rho_a = \frac{1}{\pi} \left(\frac{M}{20 * \left(\frac{\partial b_z}{\partial t} \right)} \right)^{\frac{2}{3}} \left(\frac{\mu_0}{t} \right)^{\frac{5}{3}} \quad [\Omega \text{ m}] \quad (\text{Ec. 8})$$

Es importante señalar que la resistividad aparente no es igual a la resistividad eléctrica específica de un subsuelo. En el caso idealizado de un suelo isotrópico homogéneo, la resistividad aparente sería igual a la resistividad eléctrica específica

(Lowrie, 2007; Telford *et al.*, 1990). Pero tan pronto como el subsuelo no es homogéneo, la resistividad obtenida es el resultado de varias litologías con diferentes resistividades eléctricas en que fluye la corriente. Para obtener resistividades eléctricas específicas de las diferentes capas, la configuración de medición, así como la corriente inducida, tienen que ser tomadas en cuenta. Mediante el uso de un algoritmo de inversión unidimensional, se pueden obtener valores específicos de resistividad eléctrica a partir de los datos medidos.

Las resistividades eléctricas específicas típicas para y saturada con agua de diferente salinidad, que son los materiales presentes en el área de estudio de esta tesis, se enumeran en la Tabla 1. De acuerdo con Archie (1942), la CE de roca libre de arcilla depende de la CE del fluido y de la porosidad de la roca. Esta relación se expresa como:

$$\sigma = \sigma_w * \Phi^m \quad [S\ m^{-1}] \quad (\text{Ec. 9})$$

Donde: σ_w = Conductancia Específica del fluido [$S\ m^{-1}$]
 Φ = Porosidad de la Roca [%]
 m = Exponente de cementación [-]

Para los carbonatos, el exponente de cementación m oscila entre 1.8 a 2.6 dependiendo de la textura de la roca (Schön, 2011). En el caso de fluidos con una buena CE debido a una alta cantidad de iones disueltos en el fluido, la CE de la formación se puede incrementar fuertemente (Kirsch, 2009; Weidelt, 2005). Una película de agua continua y delgada y dentro de una red de poros conectados es suficiente para incrementar la CE varios órdenes de magnitud. Con respecto a esto, la alta variabilidad de la resistividad eléctrica específica de la piedra caliza puede ser explicada. Los carbonatos se caracterizan por CE bajas y por lo tanto la resistividad eléctrica específica de piedra caliza compacta no fracturada puede alcanzar valores en un orden de magnitud de $10^5\ \Omega\cdot m$. Con el aumento de la porosidad, así como aumentar el contenido de agua en los poros y fracturas, la resistividad eléctrica específica de la formación disminuye.

1.4.2. Proceso TDEM.

Los TDEM son realizados con una unidad transmisora/receptora. Al inyectar una corriente (Figura 11a) constante en el circuito transmisor, se produce un campo magnético primario estable en el subsuelo (Figura 12). Cuando la corriente que circula por el circuito transmisor se corta de forma instantánea (con lo que se corta a su vez el campo magnético existente) la ley de Faraday predice que se produce una inducción electromagnética de corrientes eléctricas en el subsuelo. Estas corrientes fluyen en trayectorias cerradas en el subsuelo y migran vertical y lateralmente, su intensidad disminuye conforme pasa el tiempo, generando en la superficie un campo magnético secundario transitorio decreciente.

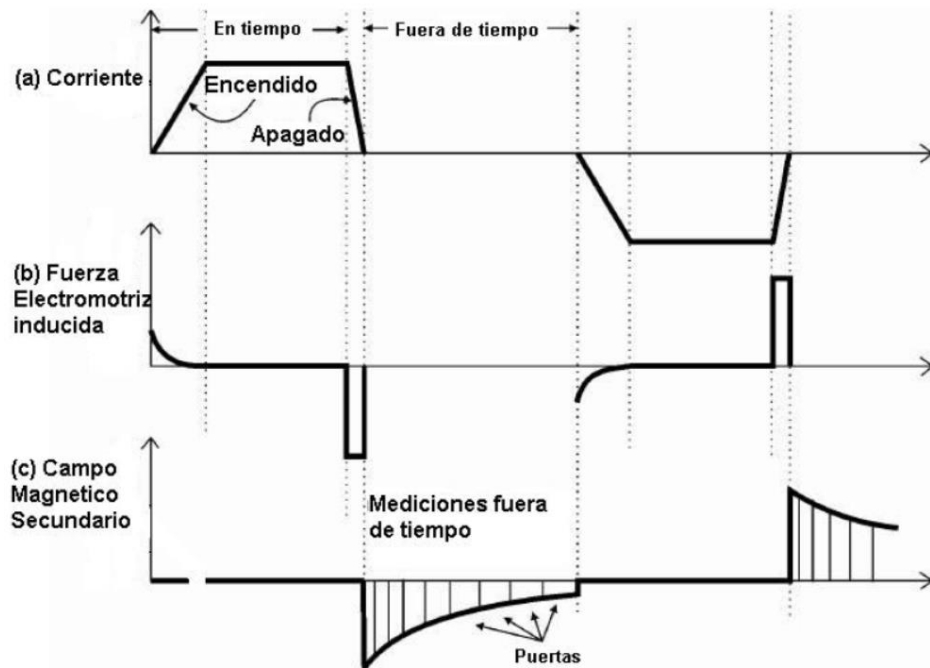


Figura 11. Principios TDEM. (a) corriente en la bobina transmisora, (b) fuerza electromotriz inducida en el subsuelo, (c) campo magnético secundario medido en la bobina receptora (Fuente: Kirsh, 2006).

Este campo secundario (Figura 11c) induce un voltaje variable en el tiempo en el receptor. Dado que la magnitud y distribución de las corrientes inducidas dependen de la resistividad, la forma en que decae el voltaje contiene la información sobre la resistividad del subsuelo. El carácter migratorio en profundidad condiciona que los voltajes de tiempos cortos proporcionen información de la resistividad somera, mientras que los tiempos largos generan información de resistividades de mayor profundidad.

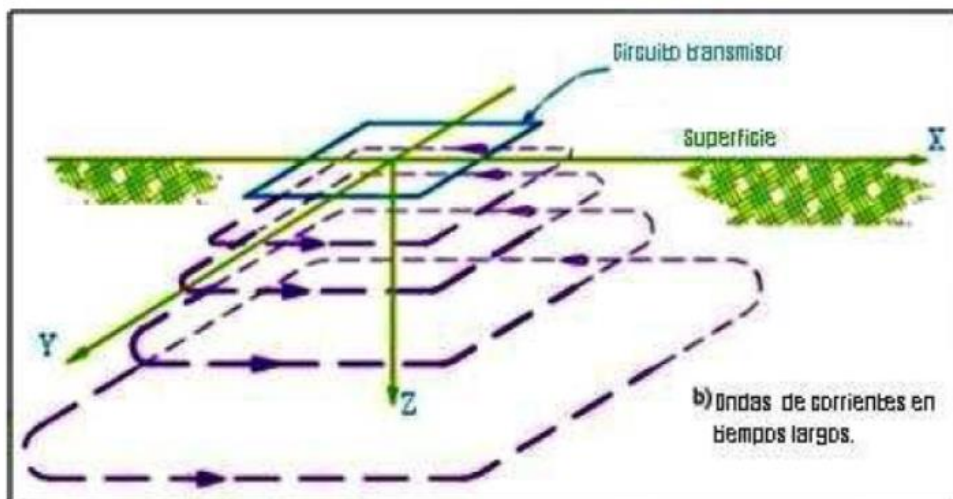


Figura 12. Diagramas de flujos de corriente generados por el TDEM (Fuente: Northwest Geophysical Associates, Inc.)

Al medir el campo secundario, en ausencia del campo primario, el método TDEM es mucho menos sensible a errores debido a la geometría Transmisor/Receptor que todos los demás métodos eléctricos y electromagnéticos. Por esta razón, el TDEM es el único método de prospección eléctrica que puede operar con una separación T/R menor que la profundidad de la estructura buscada, esta circunstancia mejora mucho la resolución lateral del método.

Diferentes configuraciones de transmisor-receptor. Configuraciones comunes se muestran en la Figura 13. La configuración Loop Coincidente es la disposición de bobina más común. Se compone de un transmisor y receptor de bobina de tamaño idéntico (Figura 13a). Para evitar los efectos de interacción, las bobinas deben ser compensadas por lo menos 1 m. La ventaja de esta configuración es una buena adecuación para investigaciones profundas y alta inmunidad al ruido (Monex Geoscope Pty Ltd, 2008). Una variante de la Coincident Loop es la disposición Inloop. Aquí, una bobina receptora mucho más pequeña se coloca en el centro dentro de la bobina transmisora que es apropiado si grandes bobinas transmisoras se utilizan (Figura 13b). Además, se da una alta resolución espacial (Greinwald *et al.*, 2005). En lugar de utilizar dos bobinas, también una bobina puede servir como transmisor y el receptor (Figura 13c). Esta configuración llamada Single Loop produce beneficios en relación con el gasto de tiempo para la puesta a punto. Sin embargo, muestra mayor sensibilidad al ruido. En última instancia, la elección de la configuración más adecuada

depende del objetivo de investigación, así como las condiciones ambientales. En una zona con vegetación cercana, es más fácil y más eficiente para desplegar un cable en la configuración individual de bobina en lugar de la creación de dos bobinas.

Además de la configuración de la bobina, también el tamaño del transmisor de bobina tiene que ser ajustado a la profundidad que se requiere en la exploración. En general, cuanto mayor es el tamaño de bobina, mayor profundidad se alcanzara. Sin embargo, la profundidad de exploración no se reduce inevitablemente por una disposición de bobina menor, ya que la profundidad de difusión también depende de la distribución de la conductividad en el subsuelo. Las longitudes de las bobinas cuadradas varían desde 10 m hasta más de 150 m.

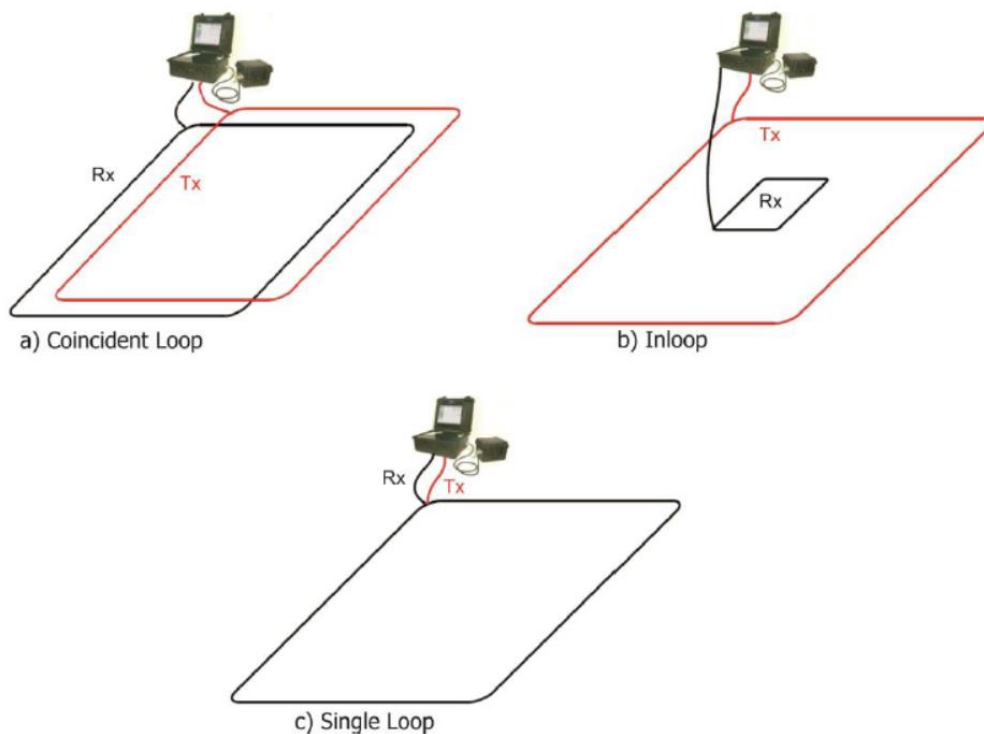
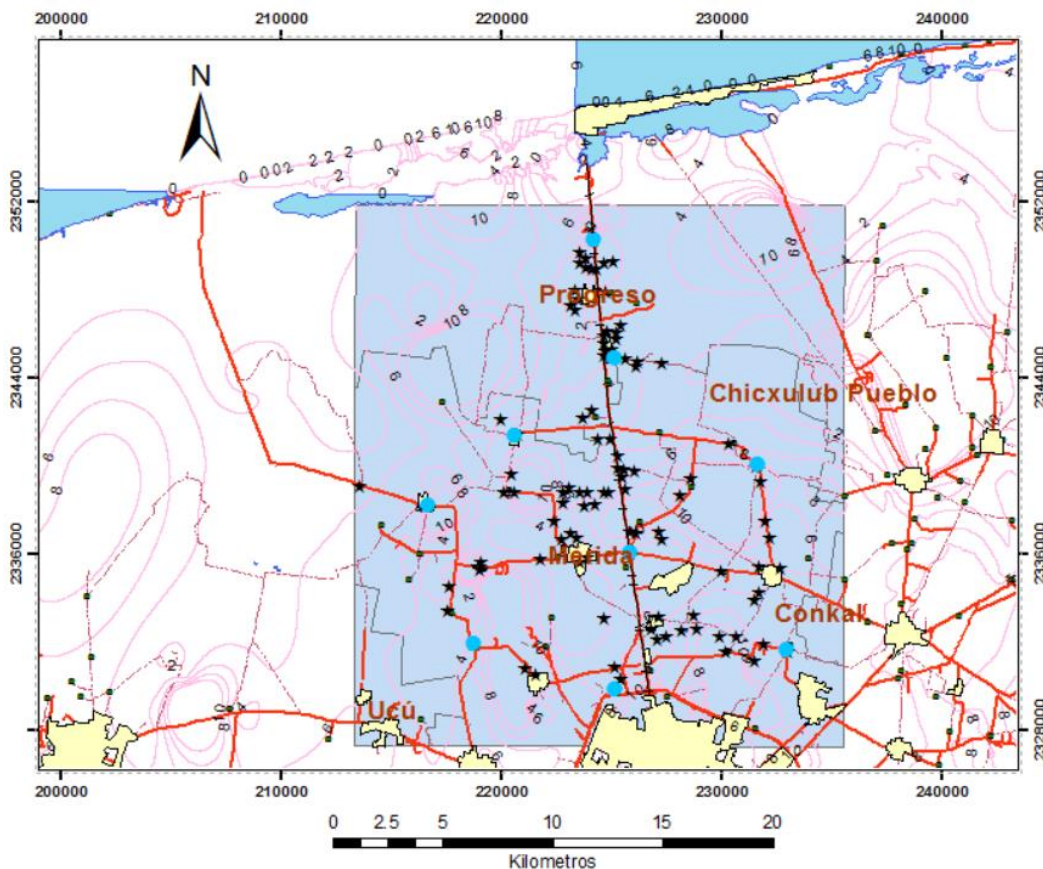


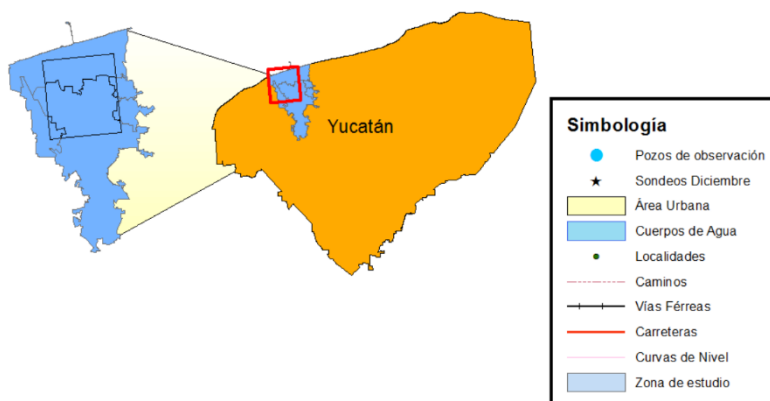
Figura 13. Configuraciones de bobina comunes: a) Coincident Loop, b) InLoop, c) Single Loop
(Fuente: Monex Geoscope, 2008).

2. CARACTERÍSTICAS DE LA REGIÓN MÉRIDA-PROGRESO.

2.1. Localización del área de estudio.

La zona de estudio comprende parte del acuífero administrativo "Península de Yucatán" en el transecto Mérida-Progreso, Yucatán que se localiza entre los paralelos 20° 45' y 21° 15' de latitud Norte y los meridianos 89° 30' y 89° 45' de longitud Oeste (Figura 14). La zona de interés comprende un área total de 539.94 km² dentro del cual se encuentran cinco municipios (Mérida, Progreso, Conkal, Chicxulub Pueblo y Ucú). El municipio de Mérida cuenta con una extensión total de 875.51 Km² del cual 332.02 km² están dentro del área de estudio ocupando el 61.5 % del área, el municipio de Progreso cuenta con una extensión total de 763.95 km² de los cuales 173.06 km² se encuentran en el interior del área ocupando el 32 % del área, el 6.5 % restante del área se encuentra comprendida por los municipios de Conkal, Chicxulub Pueblo y Ucú, todos estos municipios se encuentran localizados en la zona Noroeste del Estado de Yucatán (INEGI, 2002).





FUENTE: INEGI, 2014

Figura 14. Ubicación Zona de Estudio (Fuente: INEGI, 2014).

De acuerdo con (CONAGUA, 2010) el 75% de la extracción total de agua subterránea en el estado de Yucatán se utiliza para la agricultura y la ganadería, el 21% para el uso doméstico y el 3% en el sector industrial. El volumen de extracción anual de esta región reportado por la CONAGUA (2010), es de 2,368 hm³/año que corresponde a 75.1 m³/s. Si la precipitación media anual para el toda la Península de Yucatán es de 1024 mm (1961-2012) esto sería equivalente a 168,960 hm³/año para la totalidad de la superficie peninsular, y la extracción de agua subterránea correspondería a sólo el 1,4 % de la precipitación media anual (Heise, 2013).

2.2. Uso de suelo.

La superficie total del municipio de Mérida tiene una superficie de 875.51 Km², de los cuales 229.73 km² son las zonas urbanas. Aunque la industrialización no es muy distintiva en Mérida, es un importante centro regional de la economía, especialmente para las empresas de procesamiento de alimentos y agroindustriales (Graniel et al., 1999). La mayor parte de la industria se encuentra en el distrito industrial en el sureste de la ciudad. Por otra parte, aproximadamente el 42,5% de la población del Estado de Yucatán viven en Mérida y sus alrededores. La densidad de población varía de media semi-rural de 2 personas/ha, a más de 110 personas/ha en áreas de complejos habitacionales densamente pobladas. En el centro y en las principales fraccionamientos, la densidad media es de 35 personas/ha y aumenta en las principales zonas residenciales de hasta 50 a 100 personas/ha (Graniel et al., 1999).

La segunda área más grande con 113,56 km² del municipio de Mérida se utiliza para fines agrícolas (INEGI, 2014). Además del uso como tierras de pastoreo, que cubre la mayor parte de la zona rural, el cultivo de maíz y animales juegan un papel importante. Hacia la costa y a lo largo de línea costera, el terreno se encuentra cubierto principalmente por bosques de manglares, próximos a estos bosques se ubica el municipio de Progreso ocupando una superficie total de 763.95 km², la mayor población se ubica en la ciudad de Progreso con 53,958 habitantes (INEGI, 2010), este municipio es uno de los motores del desarrollo del estado de Yucatán. Los servicios portuarios son hoy la principal actividad económica. El turismo es sin duda el otro sector que le da dinamismo al municipio. A lo largo de más de treinta kilóm de litoral se encuentran las residencias veraniegas que generan importante derrama para el municipio. A la fecha existe una moderna autopista que une al puerto y al municipio de Progreso con la capital del estado, Mérida, lo que facilita el flujo de personas y bienes, las instalaciones pesqueras del puerto son también muy importantes para la economía municipal y estatal (INEGI, 2014)

2.3. Clima.

De acuerdo con la clasificación del clima global desarrollado por Köppen y Geiger en el siglo XX, la Península de Yucatán en su mayor parte está clasificada como de clima tropical de sabana (Aw), con la temperatura media del mes más frío $> 18^{\circ} \text{C}$ (Köppen, 1936), mientras que en una banda estrecha en la costa norte predomina el clima de estepa semiárida (BSh). Por otra parte E. García (2004) caracteriza el clima para todo el país, implementando subunidades más precisas debido que el sistema general de Köppen no es capaz de registrar las pequeñas diferencias (Figura 15).

Dentro del área de estudio se encuentran dos observatorios meteorológicos y dos estaciones convencionales de la CONAGUA, una en la ciudad de Mérida y otra en la ciudad de Progreso, además de la estación meteorológica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Yucatán (FIUADY), también se cuenta con la información generada en el Centro de Investigaciones Científicas de Yucatán (CICY) (Figura 16) (Tabla 2). La estación meteorológica en Mérida está situado en la región

CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE LA RECARGA NATURAL EN LA REGIÓN MÉRIDA-PROGRESO DEL ACUÍFERO KÁRSTICO “PENÍNSULA DE YUCATÁN”.

clasificada como subhúmeda o clima de sabana (Aw), mientras que la estación de Progreso pertenece a la zona árida (BSH).

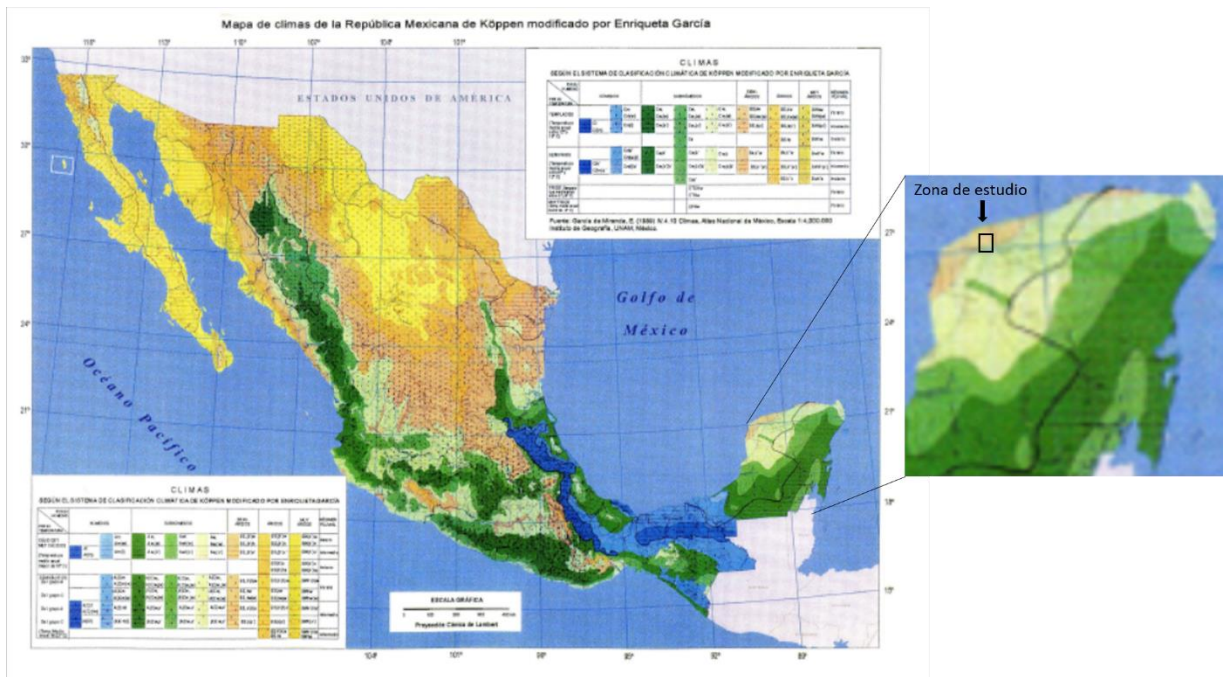


Figura 15. Climas de la Península de Yucatán (Fuente: García, 2004).

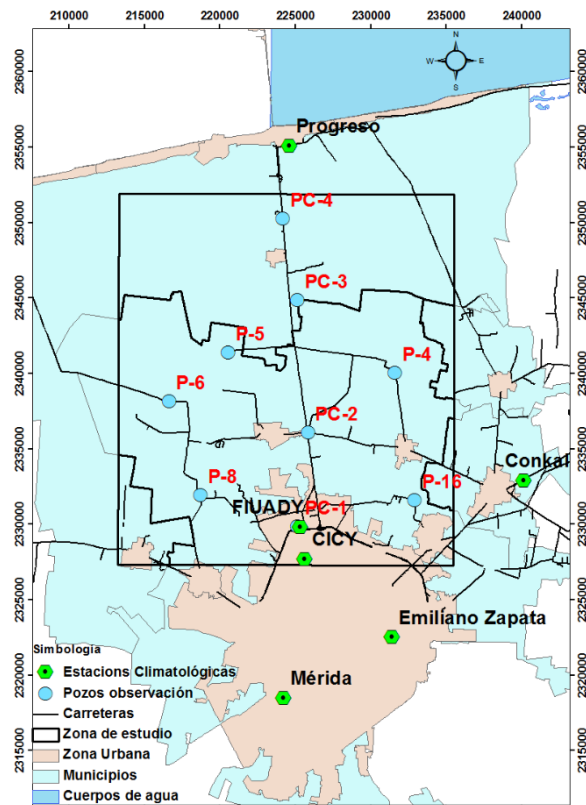


Figura 16. Ubicación estaciones climatológicas.

Tabla 2. Ubicaciones observatorios y estaciones meteorológicas.

ID	X	Y	Tipo
CICY	225638.59	2327706.20	Observatorio
Conkal	240137.72	2332919.32	Estación convencional
Emiliano Zapata	231391.41	2322534.33	Estación convencional
FIUADY	225356.02	2329834.39	Observatorio
Progreso	224611.00	2355077.00	Observatorio
Mérida	224235.00	2318515.00	Observatorio
Datum: WGS 84		Zona: 16Q	

En la Península de Yucatán, la temporada de lluvias tiene lugar en verano de junio a octubre y la temporada seca dura de noviembre a mayo. La precipitación media anual en el periodo (2008 - 2012) es de aproximadamente 1024 mm/año para Mérida que representa más del doble la cantidad de precipitación registrada en Progreso (500 mm/año). La temperatura media anual para ambos observatorios es de unos 26° C (Heise, 2013).

En la Figura 16 se representan las zonas climáticas que se encuentran dentro la zona de estudio, ubicándose la línea de costa en la parte norte.

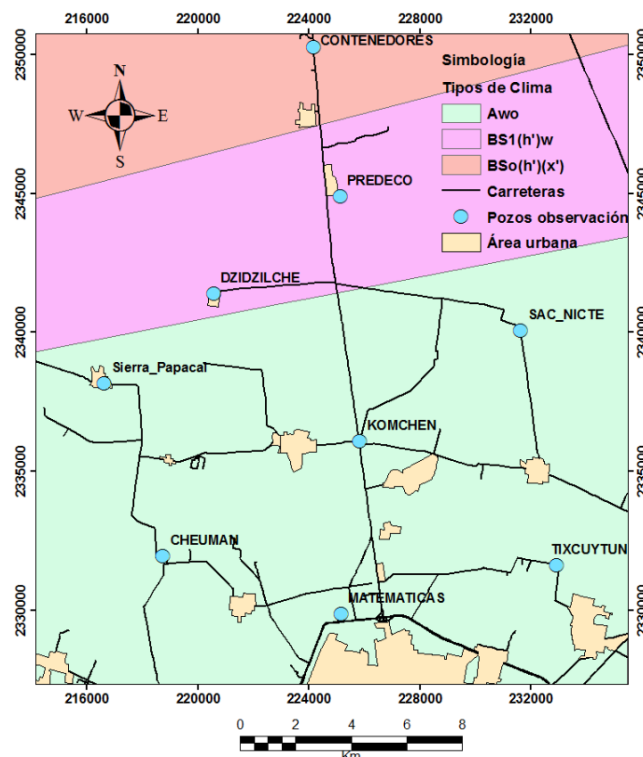


Figura 17. Zonas climáticas en el área de estudio (Fuente: INEGI, 2014)

La parte principal del área de estudio se ve influenciada por el clima Aw0 y Bsh1. Aunque Mérida está a sólo 32 km al sur de la costa, las diferentes zonas climáticas se hacen evidentes en la comparación de los datos meteorológicos de Mérida y Progreso.

Para el clima árido BSh con régimen de lluvias de verano, se aplica a la cantidad de precipitación en el mes más húmedo de la mitad caliente del año (abril a septiembre) corresponde al menos a 10 veces la cantidad de lluvia en el mes más seco. El tipo de clima Aw se describe como subhúmedo o clima de sabana, con una estación de lluvias en verano, pero en Yucatán no se puede encontrar diferencias muy marcadas dentro de distancias relativamente pequeñas (García, 2004). Por lo que al clima Aw García lo clasificó en tres subdivisiones (Aw0, AW1 y Aw2) con el aumento de la humedad mediante el índice de humedad de Lang conocido como el cociente entre la precipitación total anual y la temperatura media anual (Mohr y Van Baren, 1954).

La Península de Yucatán, así como el área de estudio, presenta un gradiente con respecto a la humedad que aumenta de norte a sur y de oeste a este. La parte norte del municipio de Mérida se encuentra en el límite de la zona climática Aw0 por lo tanto el clima a partir de esta parte es clasificado como BSh1, este tipo de clima sólo está presente en una pequeña franja, ya que al aproximarse a la línea de costa el clima cambia ligeramente y llega a la clasificación de BSh2.

La evapotranspiración real media de la Península de Yucatán varía espacialmente entre 350 y 2500 mm/año (2004-2008), con una evaporación real media de alrededor de 950 mm/año; a lo largo de la costa se presentan los valores más altos donde las capas freáticas están más cercanos a la superficie de la tierra y la evapotranspiración real puede superar a la recarga anual de precipitaciones (Gondwe *et al.*, 2010).

Para la zona de estudio la mayor parte de la precipitación se produce durante la temporada de lluvias (junio a octubre). También diferencias en la cantidad de precipitación durante el desarrollo de los trabajos de campo (enero 2014 – enero 2015) se pueden observar comparando los datos de las dos estaciones climáticas (Figura 18).

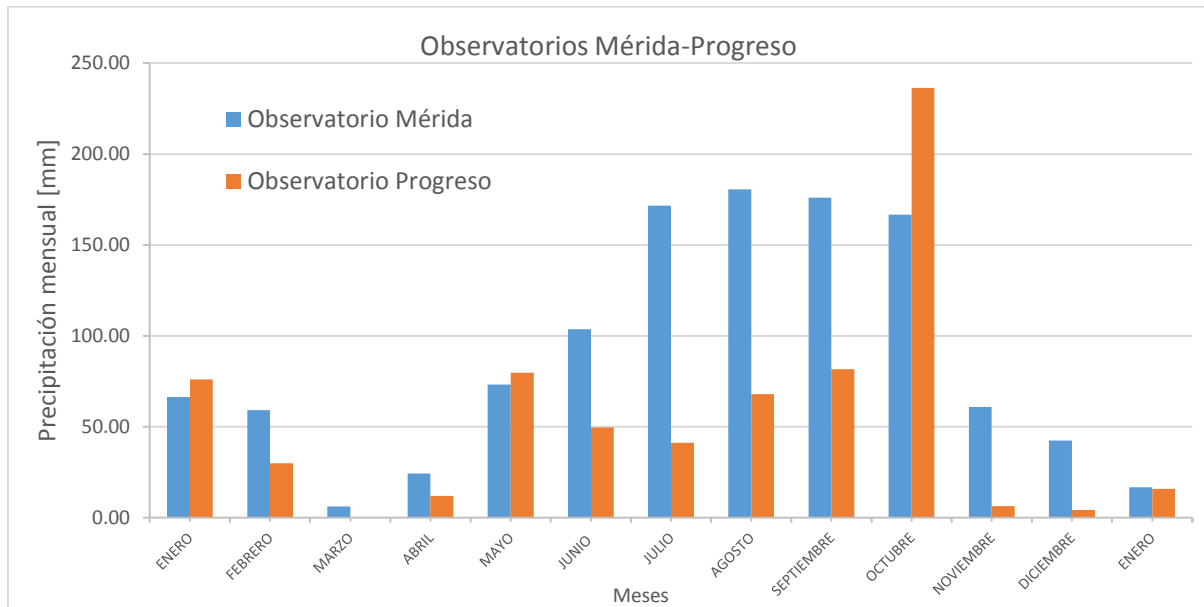


Figura 18. Precipitación observada en los observatorios de Mérida y Progreso en el período (enero 2014 – enero 2015) (Fuente: CONAGUA, 2015).

Ambos diagramas climáticos muestran en general una estación seca con 31% de precipitación total de noviembre a mayo, y una estación de lluvias con 69% de precipitación total de junio a octubre (Batllori-Sampedro *et al.*, 2006). Sin embargo, la cantidad de precipitación registrada en Mérida (1,147.45 mm) supera claramente la precipitación registrada en Progreso (701.21 mm).

2.4. Fisiografía.

La Península de Yucatán está formado por una inmensa plataforma de roca caliza de origen marino, esta región se describe como una gran superficie plana y de baja altitud; su principal rasgo fisiográfico es la Sierrita de Ticul, con una extensión de 110 Km y elevaciones cercanas a los 270 msnm (INEGI, 2012). Según Raisz (1964) la Provincia Fisiográfica de la Península de Yucatán se divide en tres subprovincias: 1) Plataforma de Yucatán; 2) llanuras con Dolinas y; 3) Costa baja, esta subdivisión Fisiográfica de la Plataforma de Yucatán describe que en el kárst pueden ser diferenciados en 5 formas dominantes: a) de planicie de plataforma horizontal-subhorizontal: 1) con densidad moderada de formas kársticas, principalmente salones de disolución; 2) con densidad alta de formas kársticas, principalmente cenotes

profundos, y; 3) manantiales y numerosas resurgencias en ciénegas costeras. 4) de planicie de plataforma de bloques escalonados: cuencas kársticas rellenas de suelos; cavidades horizontales inundadas, con influencias marcadas por el cambio del nivel freático. 5) de elevaciones menores plegadas y de pliegues de bloques: 1) con densidad moderada de formas kársticas, principalmente salones fósiles de disolución, y; 2) relieve kárstico de cúpulas y cavidades vadosas con desagüe activo temporal.

El área de estudio se localiza en la parte norte de la península, es plana y donde el relieve se caracteriza por las formas kársticas morfológicas de manantiales y numerosas resurgencias en ciénegas costeras (Figura 19). Es relevante señalar sus características geológicas dominantes: una plataforma calcárea con huecos y cavidades de disolución y un suelo escaso que, entre otras cosas, restringen la génesis de las corrientes superficiales (CNA, 2001).

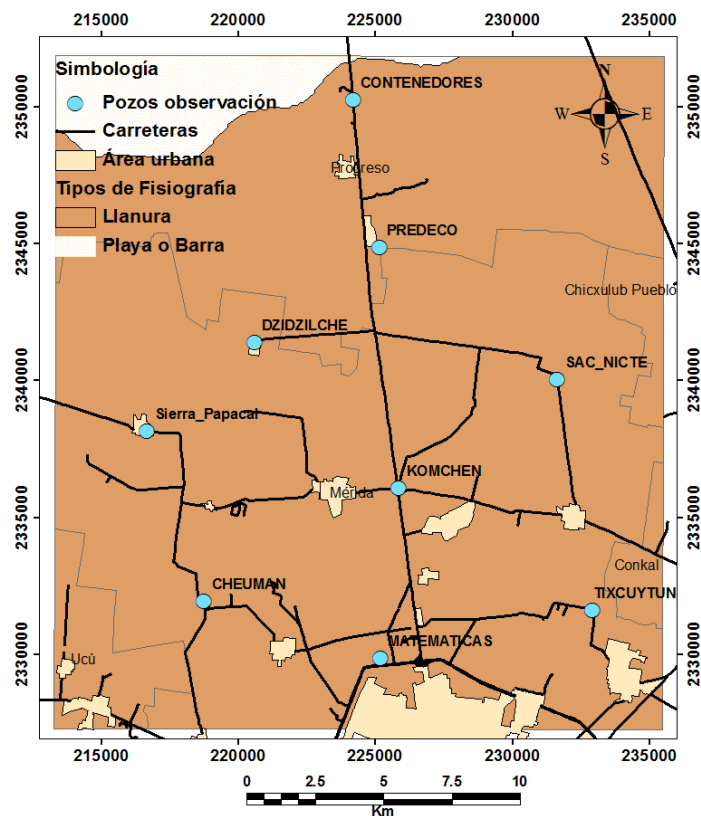


Figura 19. Fisiografía de la zona de estudio (Fuente: INEGI, 2014)

La fuerza impulsora de los procesos geomorfológicos de karstificación, es el agua que interactúa con el material geológico en el subsuelo y en la superficie. El alto grado de karstificación y la ausencia de la cobertura del suelo, son la causa de una rápida

infiltración del agua derivada de la precipitación, con alto potencial de disolución, que favorece la erosión mecánica y química en el subsuelo (Lesser y Weidie, 1988). El colapso de depresiones "dolinas" origina una gran cantidad de "cenotes" donde el agua subterránea puede ser identificada a simple vista.

2.5. Geología.

La Península de Yucatán está cubierta de depósitos que consisten de carbonatos en capas con un espesor creciente de este a oeste (Petersen, 1983) con un espesor de > 1,500 m dispuesto en estratos casi horizontales (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011; García Gil y Graniel Castro 1983; Gondwe *et al.*, 2010). Las calizas expuestas se formaron en el Cenozoico y rango de edad de Paleoceno al Holoceno. A partir de la Figura 19 se puede ver que la estratigrafía se vuelve gradualmente más joven de sur a norte y hacia los márgenes de la Península. Los depósitos de Cuaternarios cubren la costa norte de la Península de Yucatán, así como las zonas costeras más pequeños en el suroeste y el este del estado.

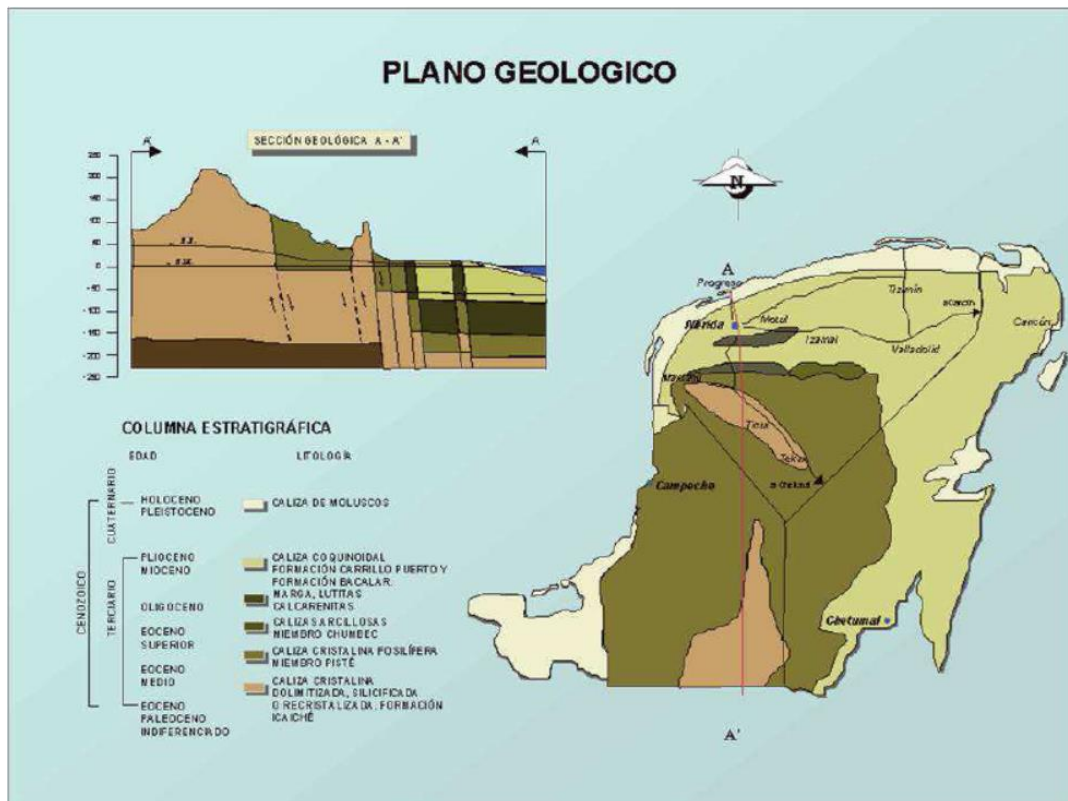


Figura 20. Clasificación Geológica de la Península de Yucatán (Fuente: Villasuso y Méndez, 2000)

El origen geológico de la zona de estudio corresponde al área tectónica de reciente formación a finales de la era Terciaria. Los suelos son sumamente calcáreos y pedregosos, están formados por material calizo permeable, margas coquiníferas y de una capa vegetal superficial de pequeño espesor (30 cm). Su suelo está constituido por rocas de la formación Carrillo Puerto del Mioceno-Plioceno, formando una extensa llanura sin accidentes topográficos (Vázquez *et al.*, 1997).

La formación Carrillo Puerto está constituida por coquinas cubiertas por calizas alteradas que subyacen a calizas cada vez más impuras, que tienden a ser arcillosas, (Figura 21) (Vázquez *et al.*, 1997).

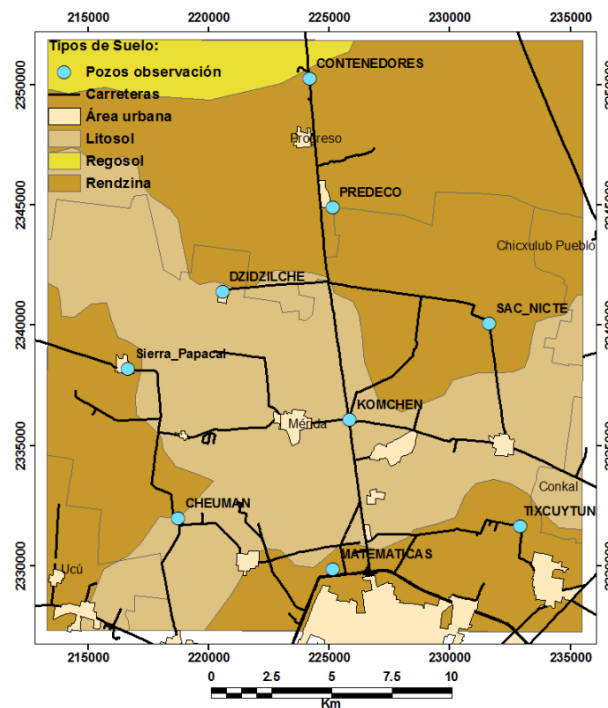


Figura 21. Tipos de suelo en la zona de estudio (Fuente: INEGI, 2014)

Las unidades Terciario y Cuaternario dentro de la zona de estudio se pueden subdividir en cuatro litologías diferentes:

1. Toda la llanura kárstica del norte de la Península de Yucatán que está cubierta por una capa de piedra caliza dura, densa (Batllori-Sampedro *et al.*, 2006; Gerstenhauer 1987; Sánchez-Pinto *et al.*, 2005) con un espesor variable de hasta 3 m (Villasuso Pino *et al.*, 2011) que se llama Caliche. Según Gerstenhauer (1987) y Villasuso Pino *et al.*, (2011) Puede ser distinguidos dos tipos de Caliche. Un tipo está

presente en una franja costera de 5 km - a 10 km y se caracteriza por una baja permeabilidad. Diferentes supuestos para la formación de este tipo Caliche se dan en la literatura. Villasuso Pino *et al.*, (2011) atribuyen la génesis de la capa a las variaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno y Holoceno. Gerstenhauer (1987) afirma que la infiltración de agua meteórica saturada con calcita, no llega a la zona freática debido a la evapotranspiración, lo que resulta en la precipitación de la calcita disuelta. Otra explicación para el origen de la corteza de piedra caliza está dada por Perry *et al.*, (1989). Asocian la génesis de la capa casi impermeable con un proceso de precipitación aún en curso de calcita en la zona de descarga en la costa norte de Yucatán. En esta zona el nivel del agua se cruza con la superficie de la tierra que conduce a una evaporación de las aguas subterráneas y, por lo tanto a la precipitación de calcita. En general, los poros y fisuras en la roca caliza superficial son ocupados por el precipitado que se produce la capa delgada casi impermeable de calcita que causa un confinamiento parcial del acuífero en la región costera (Perry *et al.*, 1989; Batllori-Sampedro *et al.*, 2006). Más hacia el interior, el caliche se presenta muy fracturado (Villasuso Pino *et al.*, 2011) y parcialmente disuelto debido a las condiciones climáticas húmedas con un promedio anual de precipitaciones > 1000 mm (Gerstenhauer 1987). Esto le confiere una alta permeabilidad que permite una rápida infiltración del agua de lluvia. La deposición de este segundo tipo de Caliche se llevó a cabo en el Mioceno - Plioceno.

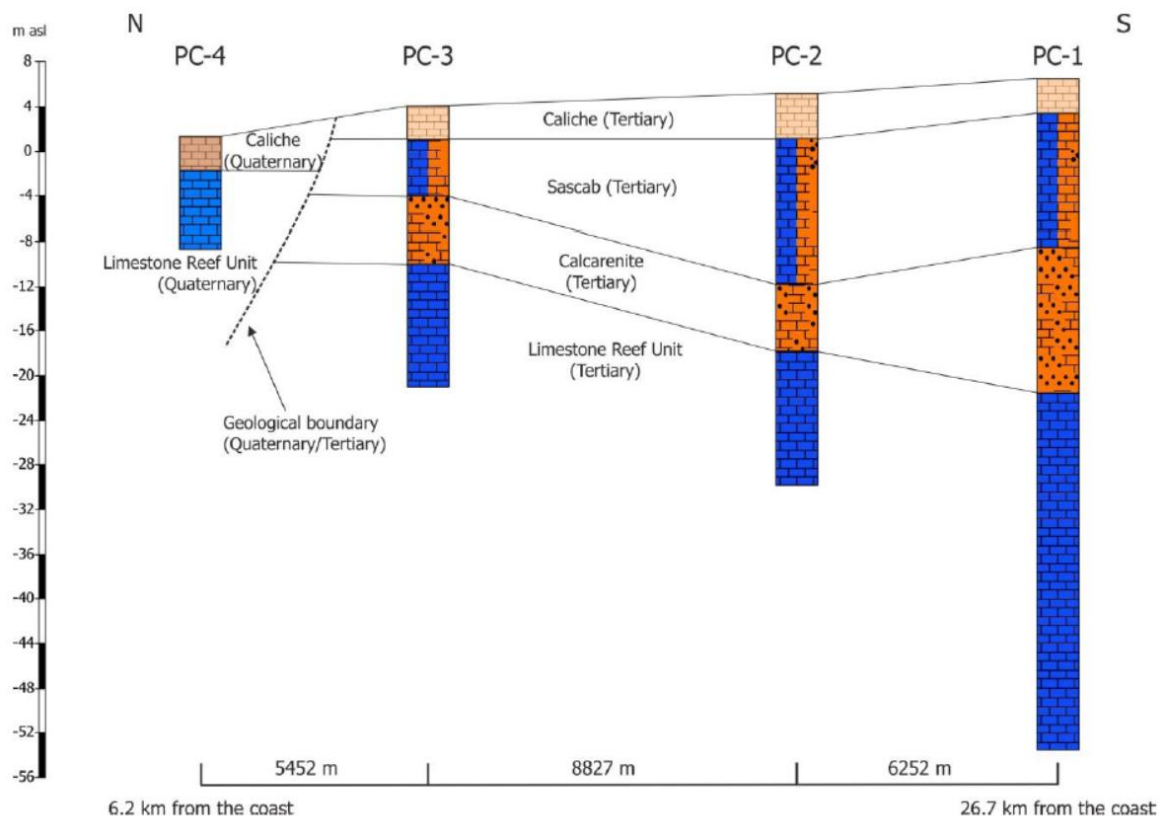
2. Bajo la costra de caliza fina en general sigue una piedra caliza suave con arena y componentes arcillosos (Batllori-Sampedro *et al.*, 2006; Villasuso y Méndez-Ramos, 2000) que se conoce localmente como sascab. Algunos horizontes están fuertemente alterados y, por lo tanto, descritos por Gerstenhauer (1987) como arena calcárea con pequeños cristales de calcita de 0.02 a 0.06 mm de diámetro. Debido a la estructura de grano, es poroso y actúa como una zona de flujo preferencial. La capa de sascab se distribuye de manera desigual y varía en espesores de hasta varios m (González-Herrera *et al.*, 2002). Su depósito se produjo en el Mioceno-Plioceno.

3. Dentro de la zona de estudio, CONAGUA (2009) diferencia además una arena calcárea (Calcarenita) subyacente a la capa sascab. En comparación con la

descripción de roca Gerstenhauer (1987), la Calcarenita y la capa de sascab descrita anteriormente parecen ser la misma litología. Ambas fuentes mencionan capas de piedra caliza dura dentro de la arena calcárea, con lo cual la CONAGUA (2009) se refiere a los horizontes de caliza recristalizada y Gerstenhauer (1987) define las capas resistentes como piedra caliza que se ha conservado en la zona erosionada.

4. La unidad de arrecifes de piedra caliza (Coquina) es descrito por CONAGUA (2009) como una piedra caliza densa que consiste en fragmentos de conchas, lo característico de esta litología son estructuras de disolución que resultan en una alta permeabilidad. Dentro del área de estudio esta unidad está presente en la zona norte.

En la Figura 22 se representan cortes litológicos de cuatro pozos de observación (PC-1 a PC-4) situados a lo largo de una sección Sur-Norte de Mérida a Progreso.



La sección pasa a través de la parte central de la zona de estudio (Figura 23). Cerca de la costa, la capa Cuaternario de caliche con un espesor de 3 m se superpone

a una unidad Cuaternario de la piedra caliza de coral depositado en el Pleistoceno. En una distancia de entre 6,2 km y 11,7 km de la costa una frontera geológica debe existir, donde las rocas del Cuaternario y Terciario colindan entre sí. La transición exacta no se puede especificar con los datos disponibles debido a la distancia (varios kilóm) sin información geológica. Además, la transición no se espera como límite brusco, pero si como un cambio transicional. En el sur, el sascab y las capas de calcarenitas subyacen a la capa superficial de caliche. Ambas litologías se vuelven más gruesas al aumentar la distancia a la costa. El espesor de la capa de sascab aumenta a 5 m en PC-3 a 12 m en el PC-1, mientras que la calcarenita tiene espesores de 6 m en el norte hasta 13 m en el sur. El perfil litológico se completa con varias decenas m la unidad de arrecifes de piedra caliza gruesa.

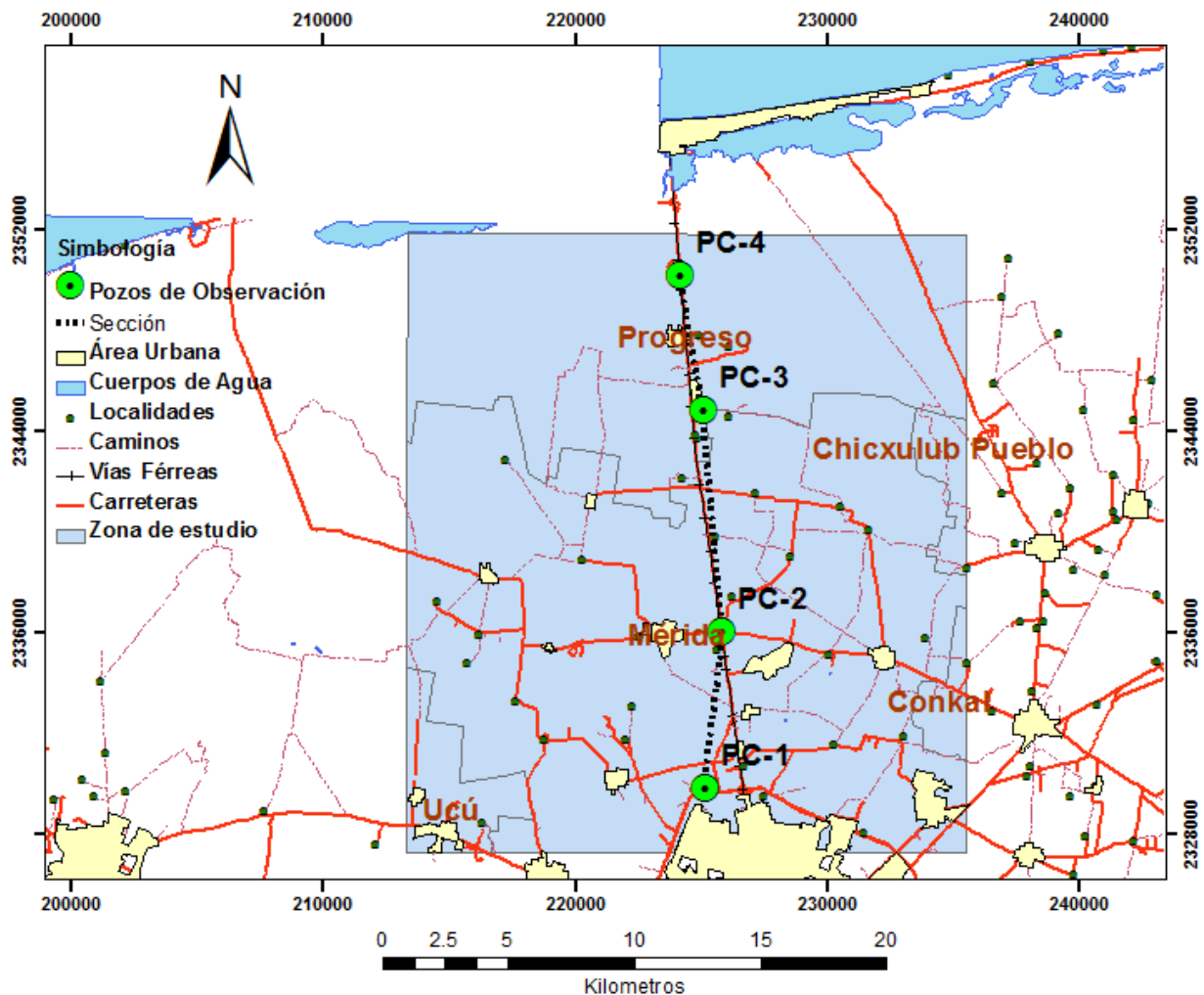


Figura 23. Ubicación pozos de observación con corte litológico.

2.6. Hidrogeología.

El acuífero en el Península Yucatán se ha desarrollado de manera horizontal con carbonatos muy permeables y es principalmente de tipo libre. A excepción de una pequeña zona paralela a lo largo de la costa norte, donde se confina el acuífero debido a una fina capa de Caliche impermeable.

Este acuífero es altamente sensible debido a su gran permeabilidad, ya que se ha observado que la carga hidráulica producida por infiltración en la época de lluvias, origina una descarga hacia el mar (Perry et al., 1989; Marín y Perry, 1994).

Para las rocas al norte del acuífero Perry *et al.*, (2003), distinguieron dos tipos de permeabilidad considerando diferentes escalas: 1) una permeabilidad cavernosa de fracturas y características de disolución y 2) permeabilidad intergranular debido a la matriz porosa de las rocas. Esta diferenciación es consistente con el concepto de una porosidad de triple mencionado por Ford y Williams (2007), que es significativo para las rocas kársticas. Esto indica que la porosidad total de un sistema Kárstico consta de la matriz (porosidad primaria), fracturas (porosidad secundaria) y los conductos de disolución (porosidad terciaria).

Las variaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno, probablemente han sido una razón principal para el desarrollo de muy altas permeabilidades del acuífero kárstico Yucatán (Kind, 2014). Posiblemente en este período cuando el nivel del mar estuvo muchos m por debajo del nivel actual, se formaron profundas cuevas dentro de la piedra caliza debido a una disolución vertical significativa asociada con la infiltración. Con el aumento del nivel del mar después del período glacial, la erosión vertical, aminoró la marcha y el movimiento horizontal de agua llegó a ser dominante lo que resulta en el desarrollo de características de disolución horizontales.

Para caracterizar las propiedades del acuífero, además de hacer una distinción de regímenes de flujo presente en el acuífero, se tiene que ser hacer dentro de los poros de la matriz y las pequeñas fisuras, que suponen que el flujo sea laminar, pero generalmente el flujo es turbulento en conductos. Mientras que el almacenamiento de agua es dominante en la matriz de la roca y fisuras, el flujo se produce principalmente a través de conductos (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011). En consecuencia, el flujo de agu-

as subterráneas en el acuífero de la zona de estudio, es controlado principalmente por las características kársticas y fracturas que forman vías de flujo preferencial. La identificación de las vías preferenciales del flujo del agua subterránea debajo de la ciudad de Mérida y sus alrededores ya ha sido el objetivo de varios estudios. Buckley *et al.*, (1994) identificó mediante el uso de métodos de registros geofísicos horizontes de flujo preferencial a una profundidad de 8, 12, 20, 22 y 28 m por debajo del nivel del mar. El horizonte permeable superior también es mencionado por Villasuso Pino *et al.*, (2011) detectando una capa kárstica entre 8 y 16 m por debajo del nivel del mar.

Como resultado de la alta permeabilidad del acuífero, el gradiente hidráulico en el área de estudio es muy baja. Basado en las mediciones de nivel de agua desde 1987, Batllori-Sampedro *et al.*, (2006) determinaron un gradiente hidráulico de 2,3 cm km⁻¹ durante la temporada de lluvias y 1,7 cm km⁻¹ en la estación seca para el transecto entre Mérida y Progreso. El gradiente hidráulico promedio de la parte norte de la plataforma de Yucatán es del orden de 2 cm*km-1 (Back *et al.*, 1979; Perry *et al.*, 2003).

El flujo de agua subterránea en el área de estudio se produce de sur a norte que puede ser confirmado por esta tesis. Con base en el seguimiento de los niveles estáticos del agua subterránea en 29 observación (Tabla 3) dentro del área de estudio y cerca de sus fronteras, que se monitorearon para la obtención de las elevaciones del nivel del agua y calcular la dirección de flujo del agua subterránea (Figura 24).

A lo largo de la costa, las cargas hidráulicas se ponen a cero con respecto a las cargas hidráulicas decrecientes hacia la costa. No hay curso de aguas superficiales, las lluvias saturan el terreno, colmatan el bajo relieve y se infiltran en el subsuelo dando origen a corrientes subterráneas en cavernosidades complejas (Duch, 1988).

El agua subterránea se pone en circulación a través de fracturas y conductos de disolución moviéndose de las zonas de mayor precipitación hacia la costa, donde se realiza la descarga natural del acuífero, alimentando de paso a los esteros y lagunas costeras, incluso llegando a producir descargas de agua dulce al mar (Marín y Perry, 1994).

Tabla 3. Pozos monitoreados para la obtención de la dirección de flujo.

ID.	Nombre	Elevación [msnm]	Nivel estático [m]	Elevación del nivel del agua [m]	Coordenadas (UTM) GGM10	
					X	Y
P-1	MEGALITA	6.712	5.19	1.522	238350.967	2335222.111
P-2	GRANJAS CRÍO	4.93	4.27	0.66	236296.5831	2343980.274
P-3	MATERIALES BAAG	3.68	3.28	0.4	235198.2804	2349086.984
P-4	SAC NICTÉ	5.004	3.59	1.414	231623.2919	2340055.099
P-5	DZIDZILCHÉ	4.492	2.535	1.957	220586.328	2341397.613
P-6	SIERRA PAPACAL	4.233	1.61	2.623	216653.9484	2338173.181
P-7	SAN MIGUEL	4.034	1.64	2.394	213592.8079	2339115.08
P-8	CHEUMAN	4.56	2.46	2.1	218755.1937	2331956.315
P-9	UCÚ	4.781	2.055	2.726	215633.1095	2327693.014
P-10	ANICABIL	7.408	5.48	1.928	220785.5542	2323798.185
P-11	UNIDAD DEPORTIVA DEL SUR	9.795	8.04	1.755	223635.8654	2313336.386
P-12	BOMBEROS	8.569	6.8	1.769	227497.324	2319812.5
P-13	TECNOLÓGICO	7.682	5.77	1.912	227441.049	2325618.01
P-14	SAGARPA	8.097	6.28	1.817	230459.1018	2324656.822
P-15	PACABTÚN	8.581	6.82	1.761	231492.3705	2320171.325
P-16	TIXCUYTÚN	6.157	4.41	1.747	232927.638	2331629.805
P-17	OBSERVATORIO	9.064	7.29	1.774	224228.8522	2318495.173
P-18	CHALMUCH	7.189	5.43	1.759	216274.6324	2321580.445
P-19	ACUAPARQUE	8.443	6.7	1.743	232033.3007	2318438.629
P-20	CHENKÚ	6.701	4.765	1.936	224573.049	2325195.308
P-21	CONAGUA	7.593	5.76	1.833	223822.555	2322637.614
PC-1	MATEMÁTICAS	6.407	4.39	2.017	225170.9099	2329868.559
PC-2	KOMCHÉN	5.132	3.43	1.702	225850.596	2336083.687
PC-3	PREDECO	3.977	2.99	0.987	225145.5961	2344882.639
PC-4	CONTENEDORES	1.268	1.01	0.258	224190.8316	2350250.427
PC-6	MOCOCHÁ	7.242	5.71	1.532	244639.0284	2334820.057
PC-7	HACIENDA TOO	5.888	4.62	1.268	245362.7991	2340024.815
PC-8	X'LUCH	4.487	3.73	0.757	245599.7006	2344583.144
PC-9	VÁZQUEZ	4.182	3.76	0.422	245319.6804	2348516.612

Según Ford y Williams (2007) los sistemas de cuevas bien desarrollados realizan el 99,7% del flujo de agua subterránea. Debido al desarrollo muy heterogéneo de los conductos de flujo del acuífero y se tienen vías preferentes de flujo y además domina flujo subterráneo turbulentos (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011).

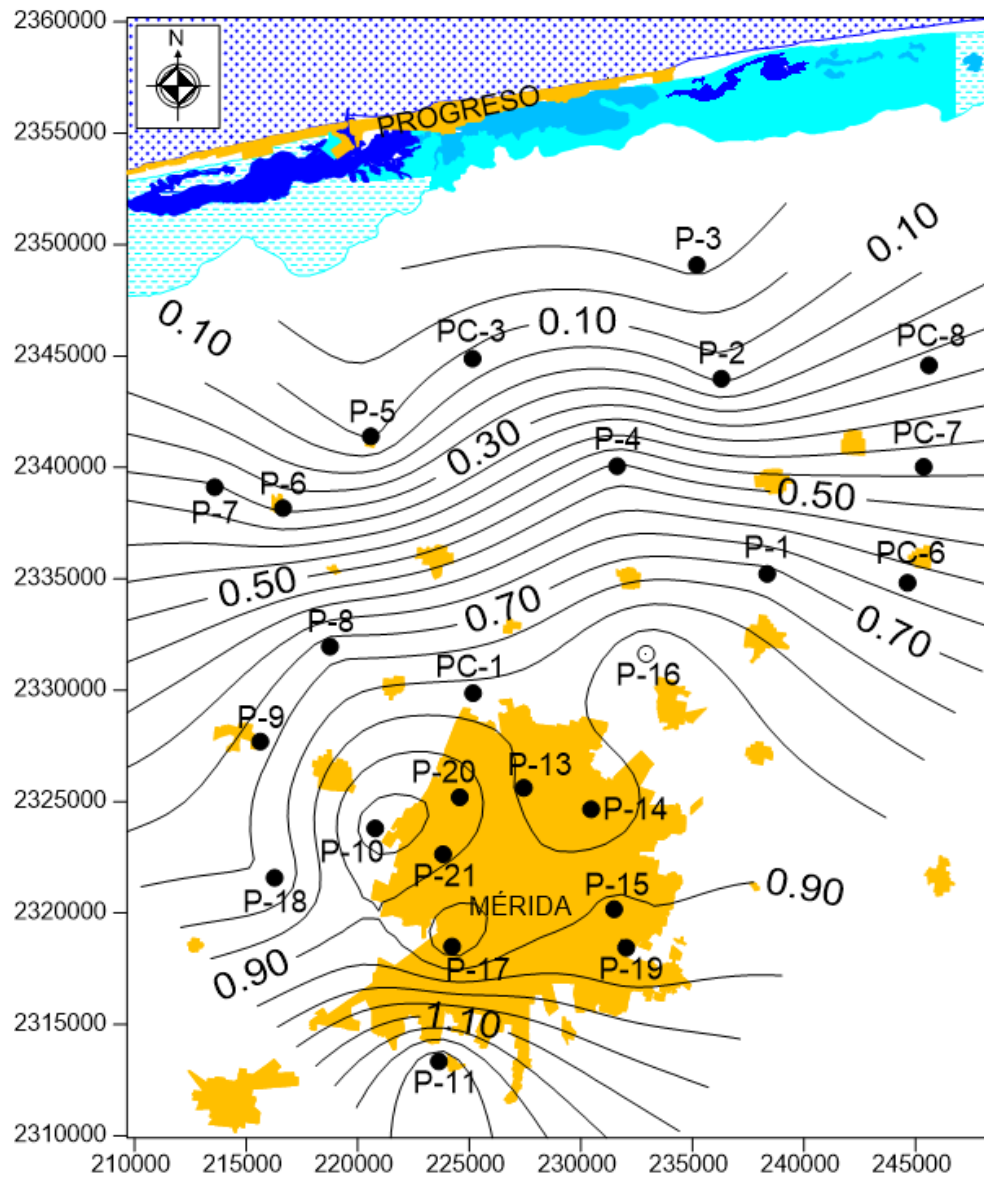


Figura 24. Elevaciones del nivel del agua dentro la zona de estudio (Fuente: Rocha et al., 2015).

3. MÉTODOS DE CAMPO UTILIZADOS PARA LA INVESTIGACIÓN.

3.1. Sondeos Electromagnéticos.

Para llevar a cabo las mediciones de resistividad del subsuelo se realizaron diferentes actividades de campo. Se definieron las secciones donde se llevaron a cabo los TDEM, pretendiendo que se localizarán lo más cercano a los pozos de observación para realizar la calibración teniendo como referencia del marco hidrológico y geológico subterráneo obtenido de las muestras que tomaron de los pozos al momento de su perforación. El tamaño del circuito transmisor o bobina estuvo influenciada por el espacio del terreno disponible donde realizar las mediciones, debido a que en el mismos sitios donde se realizó la primer campaña se realizaron los sondeos de la segunda campaña, por esta razón se localizaron lugares despejados para poder llevar a cabo la repetición y de esta manera observar el cambio en la información obtenida si esta existiera. Para la obtención de la configuración óptima de los parámetros para el dispositivo geofísico se realizaron varias mediciones en el mismo punto con la finalidad de estandarizar los parámetros para obtención de la información del subsuelo.

Para la obtención de la información geofísica mediante el método TDEM, se utilizó el dispositivo TerraTEM de Monex Geoscope PTY LTD, Victoria (Australia). El cual consta de una consola única (Figura 25) que incluye todos los componentes electrónicos, también tiene integrado el transmisor (Tx) y el receptor (Tr), así como una memoria interna para guardar las mediciones realizadas y 2 baterías de 12 V cada una. Con el dispositivo es posible una inyección de corriente de hasta 10 A (amperes). Para la adquisición de datos, pueden elegirse varios ajustes de parámetros. Los más importantes se explican en los siguientes párrafos. La información específica se extrae del manual de usuario TerraTEM (Monex Geoscope PTY LTD, 2008). La duración de la adquisición de datos puede ser controlado por el parámetro "Windows". Esta expresión se utiliza como sinónimo de puertas (Ver Figura 11). Para darse cuenta de la cantidad de puertas elegido, el On/Off del transmisor se ajusta automáticamente (proceso interno del sistema). Con el aumento de las ventanas, el On/Off aumenta (dura más tiempo en realizar las mediciones). Además, una regla importante es que mientras más alto es el número de ventanas, más profundidad de investigación se podría alcanzar. Sin embargo, es importante tener en cuenta que debido a la difusión

de las corrientes de Foucault hacia abajo y hacia el exterior, los sondeos medidos con un mayor número de ventanas, no solamente incluyen más información de profundidad, también implican una mayor influencia lateral.



Figura 25. Dispositivo TerraTEM.

Es importante tomar en cuenta la relación Señal/Ruido. El ruido que podría encontrarse en algunas mediciones es provocado por la interferencia causada por elementos conductores de corriente eléctrica y que se encuentren cerca del lugar donde se realizan las mediciones, por ejemplo líneas de electricidad, tuberías subterráneas, etc. La eliminación del ruido puede realizarse modificando el parámetro en el dispositivo TerraTEM, por ejemplo modificando los apilamientos o "Stacks". El número de apilamientos puede ser regulado por el operador en el rango de 1 - 65536. Un apilamiento se define como el promedio de la respuesta de la corriente transitoria tanto positiva como negativa, es decir, las muestras que toma el dispositivo por cada encendido y apagado de la corriente. La opción por defecto de apilamiento "Estándar" se aplica un promedio aritmético. Otros parámetros para mejorar la señal de respuesta tierra son "Gain" o ganancia y el "Nyquist Filter". Por "Gain" se entiende que la señal registrada por el receptor puede ser amplificada, esto puede ser ventajoso para los tiempos finales de datos de baja amplitud en especial. Se puede ajustar entre 1 (sin amplificación) hasta 8,000. El "Nyquist Filter" es cambiado dentro de la trayectoria de la señal antes de que el voltaje sea registrado por el receptor (Rx). Esto remueve altas frecuencias de la señal la cual puede interferir con la forma de onda digitalizada.

El tipo de arreglo del circuito utilizado para este trabajo es el denominado "Single Loop" (bobina o circuito sencillo) de 25x25 m (Ver Figura 13), que se caracteriza

porque el mismo circuito sirve como Transmisor (Tx) y Receptor (Rx) de la señal (Figura 26). La profundidad de penetración de investigación de la señal se incrementa de acuerdo al tamaño del circuito de que puede variar de 1.5 a 3 veces la distancia de uno de sus lados de acuerdo a las características del subsuelo, para lo cual la profundidad de investigación de aproximadamente 70 m.



Figura 26. Tendido del cable para realizar la bobina.

Al realizar las mediciones para estandarizar los parámetros se trató de obtener la mejor calidad de información posible, de esta manera obtener la mejor respuesta del medio, en la Tabla 4 se muestran las combinaciones de parámetros utilizados en los sondeos realizados.

Una vez realizadas las pruebas del equipo se procedió a seleccionar los sitios en cuales se realizaron los sondeos en dos campañas, la primer campaña empezó en el mes de noviembre y concluyó a finales del mes de diciembre del 2014 en la cual se realizaron 99 sondeos, la segunda campaña se realizó en el mes de enero de 2015 con un total de 54 sondeos en los mismos sitios donde se realizaron en la primer campaña, considerando aquellos donde se obtuvo una mayor información en la primer campaña.

Los sondeos se realizaron aplicando los arreglos señalados en la Tabla 4, para esto se buscaron lugares en los cuales la vegetación natural permitiera el acceso con el equipo, también se realizaron sondeos en terrenos donde el acceso fue concedido

Tabla 4. Arreglo parámetros utilizados para el dispositivo TerraTEM.

RUN	LOOP CONFIGURATION	TIME SERIE	AREA TRANSMITER (Tx) [m ²]	AREA RECEIVER (Tr) [m ²]	WINDOWS	STACKS	GAIN
1	Single Loop	SIROTEM Mk3 High Resolution	625	625	48	512	1
2	Single Loop	SIROTEM Mk3 High Resolution	625	625	48	512	8
3	Single Loop	SIROTEM Mk3 High Resolution	625	625	45	1024	16
4	Single Loop	SIROTEM Mk3 High Resolution	625	625	45	1024	32
5	Single Loop	SIROTEM Mk3 High Resolution	625	625	42	2048	64

por los dueños, otros más se hicieron en lugares públicos como canchas de pasto natural, calles de terracerías, y en general que tuvieran el área apropiada para la colocación del circuito. Adicionalmente se tuvo especial cuidado, que los sitios no tuvieran cables con corriente eléctrica en las inmediaciones, ni líneas de agua de material conductor en el subsuelo, ya que esto genera variaciones en las lecturas y se toman como ruidos al momento del manejo de los datos. Estos sitios se tomaron con mayor atención dentro de zonas conurbada de la ciudad de Mérida y comunidades aledañas. En cada punto de sondeo se realizaron 5 lecturas con los parámetros presentados en la tabla anterior con la finalidad de realizar varias rutinas con diferentes filtros y encontrar así incrementos en la señal, siempre y cuando los niveles de ruido fueran bajos. La oscilación de la corriente eléctrica fue entre 2.5 y 3.1 Amperes. Como material adicional en la generación de los sondeos, se utilizaron cables calibre 18 para la realización de los circuitos, además se utilizó un geoposicionador tipo GPS de mano marca Garmin con un error de $\pm 5\text{m}$ para definir su ubicación.

El producto de cada sondeo es una serie de gráficas de decaimiento de voltaje en función del tiempo, cada gráfica genera un archivo tipo *.sir*, que se procesa de acuerdo a estándares internacionales mediante los softwares *Temix* (primer procesamiento de los datos) y *Winglink* para la creación de una base de datos y la formación de perfiles y secciones de resistividad del área de estudio y finalmente con el software *GeoModeller* en la cual se crearon secciones a lo largo de la zona de estudio y un modelo en 3D de los cuerpos de agua subterránea.

3.2. Procesamiento de los datos de los Sondeos Electromagnéticos.

Partiendo de las curvas de campo de resistividades aparentes con respecto del tiempo, fueron procesadas en el programa *Temix* mediante el modelado de capas planas, que consiste en proponer las capas de acuerdo a las inflexiones de la curva generada y de los tiempos en los que ocurren las inflexiones. El número de capas que se consideró fueron 7, ya que usando el máximo de capas se obtiene mejor información (Figura 27). El proceso consistió en una regresión tipo Occam en la que se propone una resistividad inicial y una final. El algoritmo requiere del número de capas inicia (7 capas) para lograr un mejor ajuste de la curva y que el porcentaje de error fuera menor de 5%, esto sólo fue posible haciendo el mayor número de iteraciones hasta que el porcentaje de error llegará al mínimo. El resultado consiste en un modelo unidimensional de resistividad y espesor de la capa, que constituye la base para la obtención de las unidades geoelectricas. La segunda etapa en el proceso de la curva de resistividad generada en el programa *Temix*, consistió en la creación de modelos unidimensionales mediante el software *WingLink*.

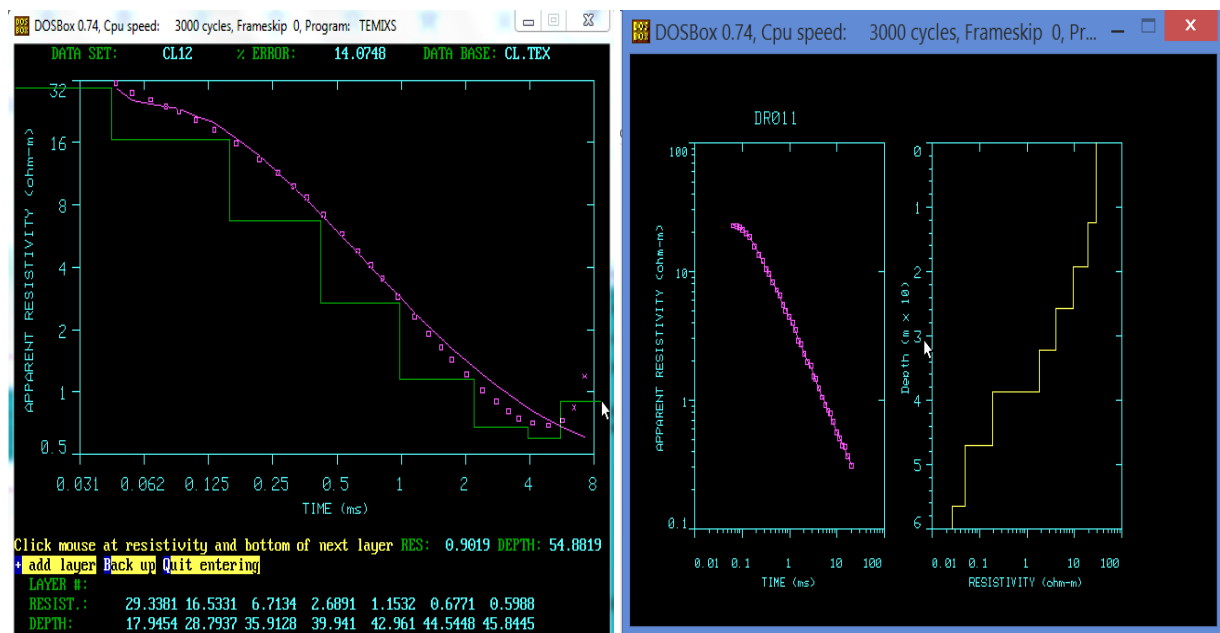


Figura 27. Modelo de capas planas procesado en el software Temix.

En este programa se establece el intervalo de variación de los espesores y resistividades del modelo original generado en *Temix*, por lo cual se logró tener un modelado de multicapas (Figura 28) para cada uno de los 153 sondeos (Ver anexo electrónico). Este software se utiliza también para generar las secciones

perpendiculares y paralelas a la costa (11 secciones con la información generada en la primer campaña y 9 secciones en la segunda campaña).

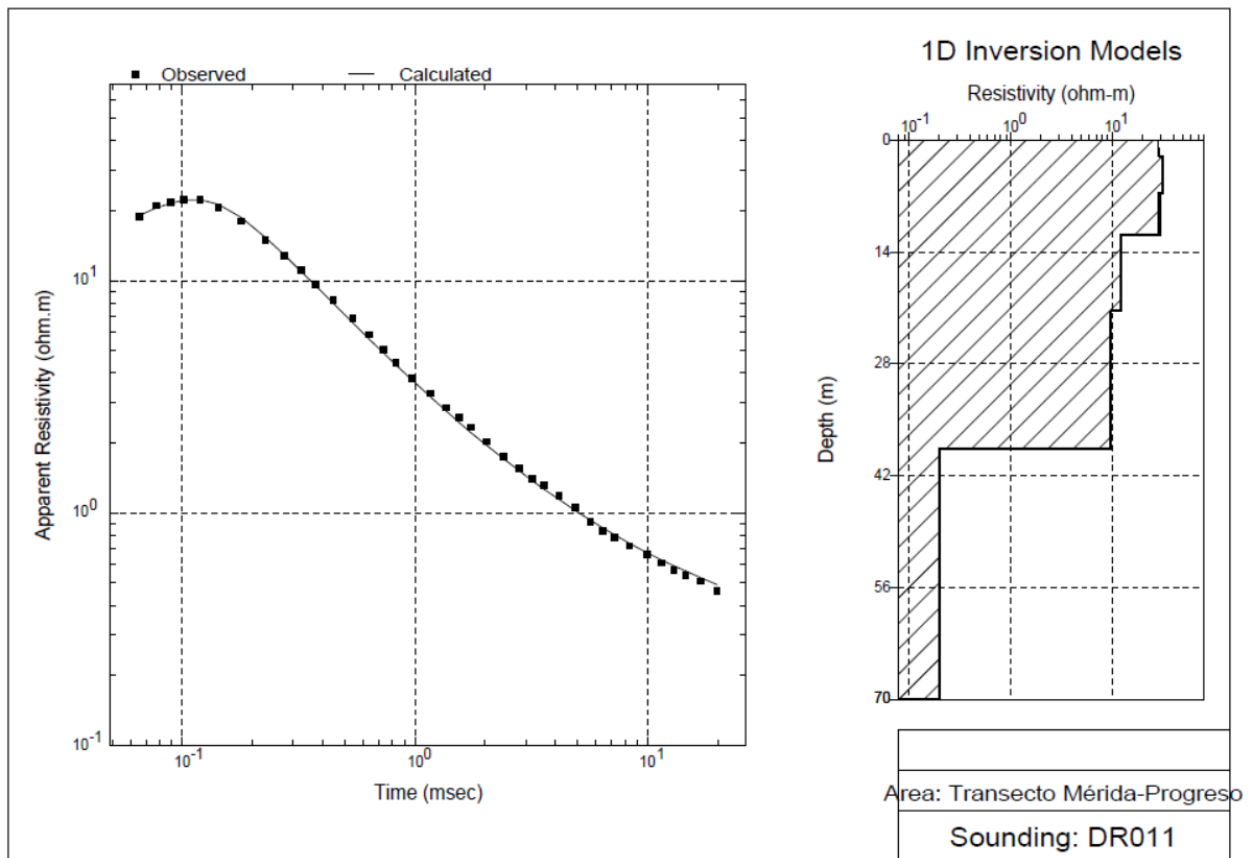


Figura 28. Modelo de multicapas.

Las unidades geoelectricas definidas se correlacionaron con los diferentes cuerpos de agua subterranea (agua dulce, agua de mezcla y agua salada) que se encuentran bajo la superficie, definidas a partir de los parámetros (CE, temperatura, nivel estático, sólitos totales disueltos, entre otros) medidos en los pozos de observación. Con la información obtenida directamente del pozo es posible la correlación del parámetro CE debido que es el valor inverso de la resistividad eléctrica con la cual se identifican las unidades geoelectricas obtenidas del programa *WingLink*.

En el trazo de las secciones se trató de abarcar el mayor número de sondeos posibles así como la mayor cantidad de pozos de observación ubicados en la sección para tener un marco con el cual correlacionar la información geofísica (Tabla 5).

Tabla 5. Secciones realizadas en las dos campañas.

Primer Campaña			Segunda Campaña		
Sección	Total de sondeos	Pozo en la sección	Sección	Total de sondeos	Pozos en la sección
1	60	PC-1, PC-2, PC-3, PC-4	1	36	PC-1, PC-2, PC-3, PC-4
2	21	P-4	2	12	P-5
3	11	P-4, P-5	3	7	P-8
4	21	PC-2	4	21	PC-3, PC-4
5	23	PC-1, P-8, P-16	5	8	PC-4
6	10	P-5, P-8	6	13	PC-3
7	25	P-4, P-16	7	16	P-5
8	12	PC-3	8	11	PC-2
9	11	0	9	7	PC-1, P-8
10	8	PC-4			
11	25	PC-3, PC-4			

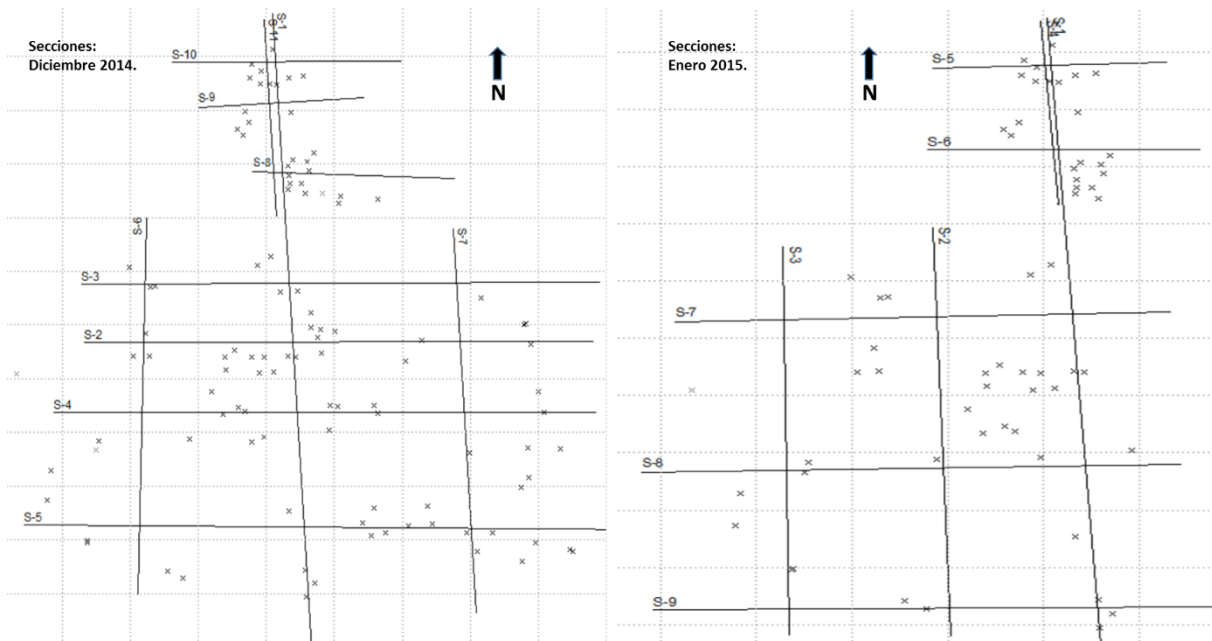


Figura 29. Secciones generadas en las dos campañas.

Se trazaron secciones con dirección paralela y perpendicular al flujo subterráneo de la zona porque el espesor del lente está en función de la elevación del nivel del

agua, de este modo es posible obtener las variaciones en el espesor del lente con forme la disminución de la carga hidráulica, además con estos perfiles es posible identificar posibles flujos preferenciales que son característicos del medio geológico (Figura 29).

3.3. Registros de Conductancia Específica (CE) del agua.

La realización de registros de calidad del agua permite conocer *in situ* ciertas características químicas del agua subterránea como lo son: CE, temperatura, pH, Eh, salinidad, sólidos totales disueltos y oxígeno disuelto. Esto se llevó a cabo con mediciones en pozos de observación (Figura 30) (Tabla 6) en tiempos predeterminados, con lo cual además se puede analizar la dinámica de un acuífero y la variación vertical de la calidad del agua.



Figura 30. Registro de parámetros de calidad de agua.

La CE del agua subterránea es el parámetro más importante, ya que es una medida que establece la capacidad que tiene el agua para permitir el paso de una corriente eléctrica, lo anterior va a depender de la presencia de iones, de la concentración total, movilidad, valencia, concentración relativa y la temperatura de la medición, con base en esta información es posible conocer su resistividad del agua ya que estos parámetros son inversos; La unidad de expresión de la CE es microSiemens por centímetro [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$].

CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE LA RECARGA NATURAL EN LA REGIÓN MÉRIDA-PROGRESO DEL ACUÍFERO KÁRSTICO “PENÍNSULA DE YUCATÁN”.

Tabla 6. Pozos de observación en los cuales se llevaron registros de calidad (los pozos resaltados se encuentran dentro del área de estudio).

ID. POZO	NOMBRE	ELEVACIÓN [msnm]	NIVEL ESTÁTICO [m]	ELEVACIÓN DEL NIVEL DEL AGUA [m]	PROFUNDIDAD TOTAL [m]	COORDENADAS (UTM) GGM10	
						X	Y
P-1	MEGALITA	6.712	5.19	1.522	51.52	238350.967	2335222.111
P-2	GRANJAS CRÍO	4.93	4.27	0.66	42.26	236296.5831	2343980.274
P-3	MATERIALES BAAG	3.68	3.28	0.4	36.985	235198.2804	2349086.984
P-4	SAC NICTÉ	5.004	3.59	1.414	51.74	231623.2919	2340055.099
P-5	DZIDZILCHÉ	4.492	2.535	1.957	35.01	220586.328	2341397.613
P-6	SIERRA PAPACAL	4.233	1.61	2.623	39.57	216653.9484	2338173.181
P-7	SAN MIGUEL	4.034	1.64	2.394	40.26	213592.8079	2339115.08
P-8	CHEUMAN	4.56	2.46	2.1	45.82	218755.1937	2331956.315
P-9	UCÚ	4.781	2.055	2.726	60.04	215633.1095	2327693.014
P-10	ANICABIL	7.408	5.48	1.928	28.08	220785.5542	2323798.185
P-11	UNIDAD DEPORTIVA DEL SUR	9.795	8.04	1.755	58.03	223635.8654	2313336.386
P-12	BOMBEROS	8.569	6.8	1.769	43.3	227497.324	2319812.5
P-13	TECNOLÓGICO	7.682	5.77	1.912	49.9	227441.049	2325618.01
P-14	SAGARPA	8.097	6.28	1.817	55.77	230459.1018	2324656.822
P-15	PACABTÚN	8.581	6.82	1.761	51.72	231492.3705	2320171.325
P-16	TIXCUYTÚN	6.157	4.41	1.747	56.19	232927.638	2331629.805
P-17	OBSERVATORIO	9.064	7.29	1.774	53.285	224228.8522	2318495.173
P-18	CHALMUCH	7.189	5.43	1.759	50.94	216274.6324	2321580.445
P-19	ACUAPARQUE	8.443	6.7	1.743	55.52	232033.3007	2318438.629
P-20	CHENKÚ	6.701	4.765	1.936	41.24	224573.049	2325195.308
P-21	CONAGUA	7.593	5.76	1.833	56.37	223822.555	2322637.614
PC-1	MATEMÁTICAS	6.407	4.39	2.017	62.2	225170.9099	2329868.559
PC-2	KOMCHÉN	5.132	3.43	1.702	36.16	225850.596	2336083.687
PC-3	PREDECO	3.977	2.99	0.987	25.6	225145.5961	2344882.639
PC-4	CONTENEDORES	1.268	1.01	0.258	10.98	224190.8316	2350250.427
PC-6	MOCOCHÁ	7.242	5.71	1.532	49.27	244639.0284	2334820.057
PC-7	HACIENDA TOO	5.888	4.62	1.268	41.56	245362.7991	2340024.815
PC-8	X'LUCH	4.487	3.73	0.757	24.69	245599.7006	2344583.144
PC-9	VÁZQUEZ	4.182	3.76	0.422	20.3	245319.6804	2348516.612

Para la obtención de la información *in situ* del agua subterránea en los pozos de observación a cada metro de profundidad a partir del nivel estático hasta la profundidad total de cada pozo se utilizó una sonda multiparamétrica (Hydrolab MS5 Multiprobe) de HACH. La adquisición de datos se llevó a cabo de arriba hacia abajo de cada pozo de observación, por lo que la sonda se desplazó hacia abajo lentamente para evitar una mezcla de la columna de agua. En el contexto de esta tesis, los siguientes

parámetros se registraron cada metro dentro de la columna de agua. Para obtener resultados fiables, el registro de datos se hizo después de alcanzar un estado estable de los distintos parámetros.

Profundidad por debajo del nivel del agua subterránea [m]: La medición de la profundidad se realiza con el transductor instalado en la sonda. Se basa en el principio de que la presión aumenta con la profundidad cuando está sumergido, de modo que la presión medida se puede convertir a una profundidad por debajo del nivel del agua. Los datos se registran con una precisión de $\pm 0,1$ m y una resolución de 0,1 m.

Temperatura [$^{\circ}$ C]: El sensor de temperatura funciona en un rango de -5° C a 50° C con una precisión de $\pm 0,10^{\circ}$ C y una resolución de $0,01^{\circ}$ C.

pH [-]: El valor de pH se mide mediante un sensor de pH en un rango de pH = 0 (ácido) a pH = 14 (alcalino). La precisión es de $\pm 0,2$ unidades y la resolución es de 0,01 unidades.

Para el correcto uso, el sensor de pH tiene que ser calibrado. En el caso de esta tesis una calibración de dos puntos se realizó con un pH 7, seguido de una solución estándar pH 4.

El potencial de oxidación-reducción (ORP) [mV]: Este parámetro se puede medir en un rango de -999 a 999 mV y una precisión de ± 20 mV. La resolución es de 1 mV.

La CE [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$], debido a la reciprocidad con respecto a la resistividad eléctrica específica, este es el parámetro más importante para la calibración de los datos geofísicos.

La adquisición de la CE, compensada a 25° C, es posible entre 0 y 100 000 [$\mu\text{S cm}^{-1}$] con una precisión de ± 1 [$\mu\text{S cm}^{-1}$] y una resolución de 0,0001 unidades. La unidad puede ser elegida como [$\mu\text{S cm}^{-1}$] o mS cm^{-1} .

Salinidad [ppt]: Los valores de salinidad no se basan en una medición directa, pero se derivan de la CE. De acuerdo con las instrucciones del fabricante, los registros de los datos de salinidad en un rango de 0 a 70 ppt con una precisión de $\pm 0,2$ ppt y

una resolución de 1 ppt. Sin embargo, los valores de salinidad sólo tiene sentido si Na y Cl son los iones dominantes en el agua.

Los Sólidos Total Disueltos (TDS) [g L^{-1}]: correspondientes a la salinidad, también este parámetro es derivado de la CE que sólo proporciona valores significativos en el caso de que el NaCl domine en el agua. La escala predeterminada de fábrica es $0,64 \text{ g L}^{-1}$ por mS cm^{-1} .

Oxígeno disuelto (LDO) [% Sat] y [mg L^{-1}]: La cantidad de oxígeno disuelto en una solución acuosa se mide con la ayuda de un método de luminiscencia óptica. La detección es posible en un rango de 0 mg L^{-1} a 30 mg L^{-1} , con una precisión de $\pm 0,01 \text{ mg L}^{-1}$ para una concentración de $\leq 8 \text{ mg L}^{-1}$ o $\pm 0,02 \text{ mg L}^{-1}$ de $> 8 \text{ mg L}^{-1}$. La resolución es de $0,01 \text{ mg L}^{-1}$ o $0,1 \text{ mg L}^{-1}$.

La información específica se obtiene del manual de usuario Hydrolab MS5 (Hach Company 2006).

3.4. Registro continuo de la variación de los niveles de agua y CE en los pozos de observación.

Se instalaron transductores en los pozos de observación de presión programados para realizar lecturas cada seis horas de 1) CE, 2) presión y 3) temperatura a diferentes profundidades (Figura 31).

En los pozos Sagarpa y Sac-Nicté (Ver Tabla 6), además, se instalaron sondas transductoras que reportan la presión atmosférica. Datos requeridos para hacer una compensación de las presiones registradas por los transductores de los pozos. De acuerdo con (Solinst, 2012) los datos de presión registrados pueden utilizarse para compensar transductores que se encuentran dentro de un radio de 30 km. Bajo este principio se seleccionaron los datos del transductor que registra la presión atmosférica más cercano para compensar las mediciones de cada pozo. Los valores registrados por los transductores que se usan para este trabajo inician el 1 de enero del 2014 al 31 de enero del 2015, periodo en el cual se tiene la información de la precipitación.

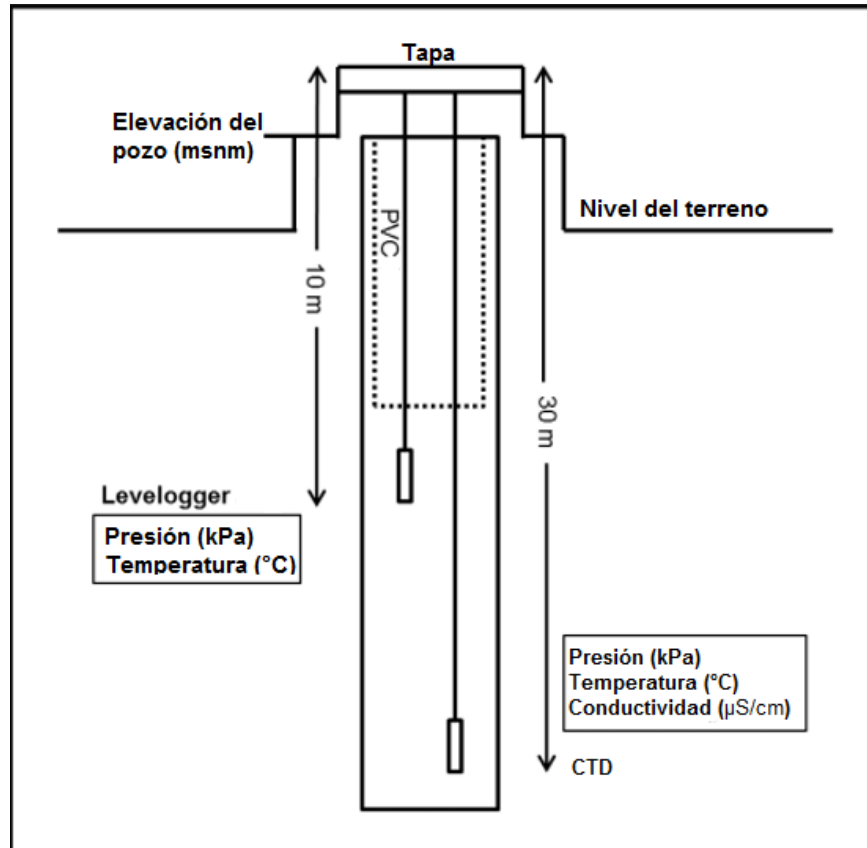


Figura 31. Transductores.

Los transductores registran la suma de las presiones que ejercen, i) la columna de agua y ii) la presión atmosférica, en un cierto punto por debajo del nivel de agua. Para obtener la elevación real de los niveles de agua (h) en los pozos de observación, con respecto al nivel del mar (msnm) se aplicó la ecuación (10) con el fin de hacer la compensación barométrica del transductor.

$$h \text{ [msnm]} = z_w - (l_0 - p_0 * 0.1022 + w_0 - c) - (l_1 - p_1 * 0.1022) \quad \text{Ec. (10)}$$

$$l_0 - p_0 * 0.1022 + w_0 - c = \text{constante}$$

El factor de 0.1022 se utiliza para convertir los datos de presión reportados de kilopascales (kPa) a m de columna de agua. El primer término que se resta de la altitud del pozo de observación (z_w) en msnm se mantiene constante dentro del mismo pozo. l_0 es la primera presión de agua reportado (nivel) en kPa y p_0 representa el valor inicial de la presión atmosférica en kPa que se registra por el Barologger. El parámetro w_0 es el nivel del agua en m medido manualmente en el pozo de observación durante la instalación del datalogger y c representa la altura de la tapa del pozo en m.

3.5. Toma de muestras de agua subterránea.

La composición química del agua subterránea se investigó por medio de la toma de muestras en los 29 pozos de observación. En el mes de noviembre de 2014. Para definir la profundidad a la que se colectaría la muestra de agua, primeramente se realizó una campaña de registros de calidad de agua con la sonda multiparamétrica (Hydrolab). Con la información obtenida se analizó el parámetro CE para determinar el espesor de agua dulce ($CE < 2,500 \mu S \cdot cm^{-1}$). Para el caso del agua salada se buscó que la $CE > 15,000 \mu S \cdot cm^{-1}$ (Tabla 7).

Tabla 7. Profundidades de las muestras tomadas.

Clave	Ubicación	Profundidad muestra por abajo del nivel del agua [m]	Clave	Ubicación	Profundidad muestra por debajo del nivel del agua [m]
P-1	MEGALITA	20	P-14	SAGARPA	40
P-2	GRANJAS CRÍO	10	P-15	PACABTÚN	20
P-2	GRANJAS CRÍO	25	P-15	PACABTÚN	40
P-3	MATERIALES BAAG	10	P-16	TIXCUYTÚN	20
P-4	SAC NICTÉ	20	P-16	TIXCUYTÚN	45
P-4	SAC NICTÉ	40	P-17	OBSERVATORIO	20
P-5	DZIDZILCHÉ	10	P-18	CHALMUCH	25
P-6	SIERRA PAPACAL	10	P-19	ACUAPARQUE	25
P-6	SIERRA PAPACAL	30	P-20	CHENKÚ	20
P-7	SAN MIGUEL	10	P-21	CONAGUA	20
P-7	SAN MIGUEL	30	P-21	CONAGUA	40
P-8	CHEUMAN	10	PC-1	MATEMÁTICAS	20
P-9	UCÚ	10	PC-1	MATEMÁTICAS	50
P-9	UCÚ	35	PC-2	KOMCHÉN	20
P-10	ANICABIL	10	PC-3	PREDECO	15
P-11	UNIDAD DEPORTIVA DEL SUR	20	PC-4	CONTENEDORES	6
P-11	UNIDAD DEPORTIVA DEL SUR	47	PC-6	MOCOCHÁ	20
P-12	BOMBEROS	25	PC-7	HACIENDA TOO	20
P-13	TECNOLÓGICO	20	PC-8	X'LUCH	15
P-14	SAGARPA	20	PC-9	VÁZQUEZ	10

Las muestras de agua se colectaron por medio de una botella muestreadora con capacidad de 1.5 litros (Figura 32). Las muestras fueron almacenadas por separado en recipientes de 500 ml, previamente etiquetados con la identificación del pozo, fecha

de muestreo y el tipo de análisis a realizar (HCO_3 , CO_3 , Cl , SO_4 , NO_3 , Na , K , Ca , Mg). Las muestras se filtraron para evitar la presencia de sólidos suspendidos y también para los análisis de (Na , Ca , K y Mg) se acidificaron con ácido sulfúrico.



Figura 32. Botella muestreadora.

Previo a la toma de la muestra, cada recipiente fue debidamente enjuagado con agua destilada y también con el agua recolectada. Estos recipientes fueron sellados herméticamente y almacenados en neveras con hielo para su preservación durante su traslado al Laboratorio de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP) donde se realizó su análisis químico.

Los metales mayores (Na , Ca , K , Mg) se analizaron en muestras filtradas y acidificadas por el método espectrofotométrico de adsorción atómica (NOM-AA-51-1981). El equipo utilizado consistió en fuente de luz que emite el espectro de línea de un elemento (lámparas de cátodo hueco para cada uno de los elementos a cuantificar) y una flama para atomizar la muestra, un monocromador para aislar la línea de resonancia a una longitud de onda determinada y un detector fotoeléctrico con equipo de amplificación y medición electrónica. Este método se basa en la medición de la cantidad de luz monocromática absorbida por el elemento atomizado a determinarse en una flama, por medio de un detector, siendo dicha energía absorbida proporcional a la concentración del elemento. De acuerdo con el metal a analizar se utiliza una lámpara específica, además de ligeras modificaciones y tratamiento específico.

Adicionalmente, en muestras a las que no se le añadió conservador, se llevó a cabo la determinación de la concentración de sulfato que se realizó mediante el método turbidimétrico, método que se basa en la precipitación de los sulfatos con base en la adición de cloruro de bario a la muestra.

La absorbancia de la suspensión de sulfato de bario se mide con un turbidímetro y la concentración de sulfato se determina por comparación con una curva estándar (Armienta *et al.*, 1987). El cloruro se analizó por medio del método argentométrico con titulación de nitrato de plata. La determinación del nitrato se realizó con el método espectrofotométrico utilizando ácido fenoldisulfónico, como la muestra se preservó con ácido sulfúrico, previo a la determinación se llevó su pH a neutralidad.

4. ANÁLISIS DE LA RECARGA NATURAL MEDIANTE REGISTROS EN POZOS DE MONITOREO.

4.1. Registros de Conductancia Específica (CE).

Las dos campañas de medición (la primera en el mes de noviembre de 2014 y la segunda en el mes de enero de 2015) aplicadas incluyeron 29 pozos de observación distribuidos en la región, de los cuales se seleccionaron 9 que se encuentran asociados con el levantamiento geofísico. La ubicación de los pozos de monitoreo se presenta en la Figura 14. Los pozos PC-1, PC-2, PC-3 y PC-4 se encuentran en la parte central de la zona de estudio, mientras que los pozos P-5, P-6 y P-8 se encuentran en la parte sur-oeste y los pozos P-4 y P-16 en la parte sur-este. Los pozos de observación PC-2, PC-3 y PC-4 están ubicados a lo largo de la carretera de Mérida-Progreso en la parte central de la zona.

En la Figura 33 se representa la distribución vertical de la calidad del agua en los pozos de observación, para la primera campaña de (noviembre de 2014). Para una mejor comparación entre los perfiles, la profundidad está referida al brocal del pozo. La línea punteada roja representa el límite de $2,500 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$ que define en este caso, el límite entre el agua dulce/salobre a agua de mezcla. De acuerdo a los límites de CE que se establecieron para determinar los espesores de los diferentes cuerpos de agua los rangos son: de 0 a $2,500 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$ agua dulce, de $2,500$ a $15,000 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$ zona de mezcla y valores mayores a $15,000 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$ se considera agua salobre.

El pozo PC-1 (norte zona conurbada de Mérida) tiene una profundidad total de aproximadamente 60 m, en la gráfica del comportamiento de la CE se observa un incremento brusco a partir de los 50 m ($1,800$ a $5,000 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$) lo que representa el cambio de agua dulce a agua de mezcla para posteriormente ingresar a zona de agua salobre ($> 15,000 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$) a partir de 52 m.

Por otra parte, en el pozo P-5 a los 7 m de profundidad ocurre el cambio de agua dulce a agua de mezcla, siendo el único de todos los pozos de monitoreo dentro la zona de estudio con este comportamiento, observándose el cuerpo de agua de mezcla

hasta los 25 m, donde vuelve a ocurrir un cambio brusco en la CE indicando el incremento de agua salobre a agua salada.

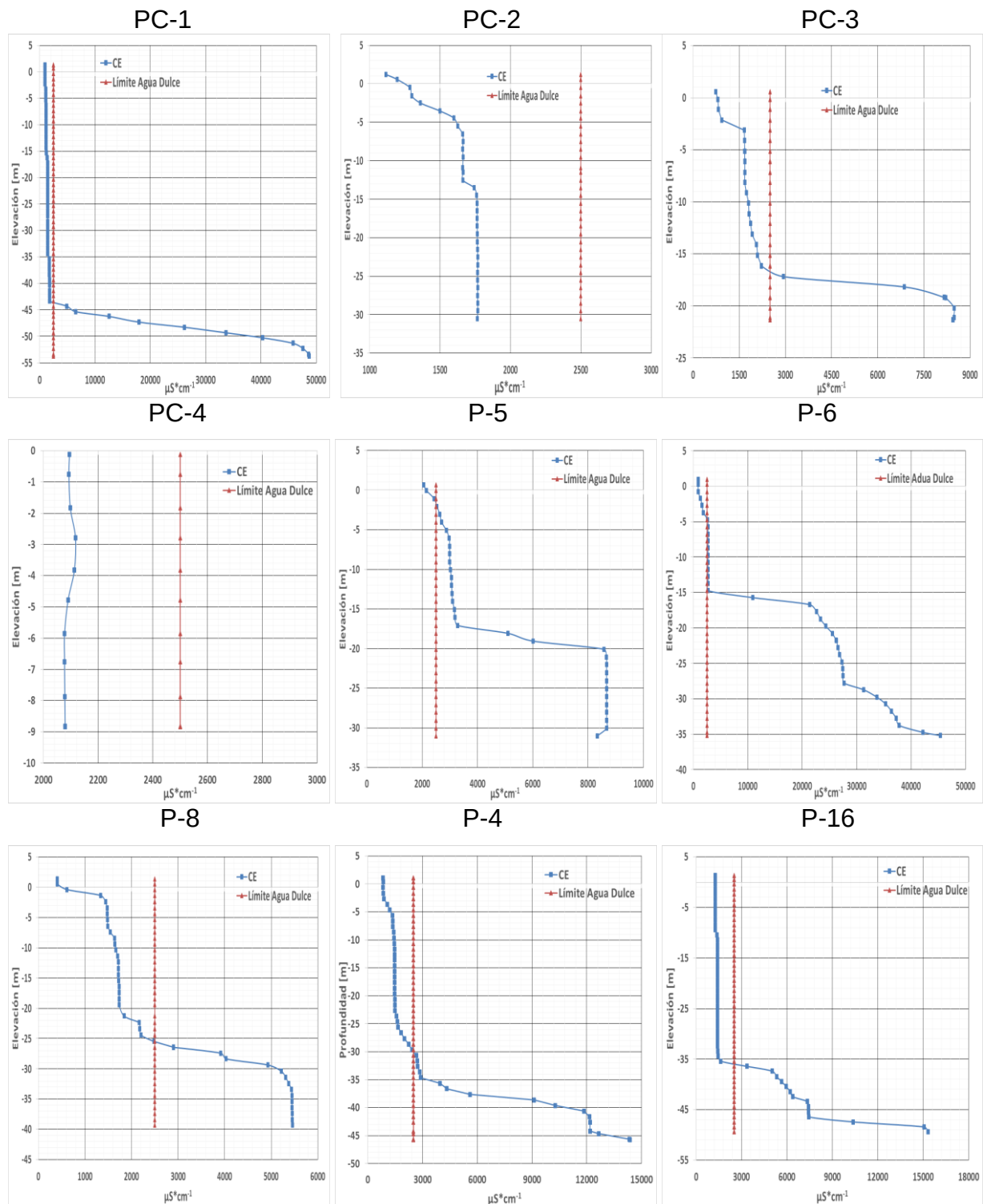


Figura 33. Gráficas Conductancia Específica campaña Noviembre 2014.

Los pozos P-5, P-6 y PC-3 son similares en los niveles de profundidad donde se producen los cambios de salinidad. En esos dos pozos las transiciones bruscas están presentes entre las profundidades de ± 20 m, sin embargo el pozo P-6 tiene un cuerpo de agua de mezcla de sólo dos m ya que en a la profundidad de 22 m se alcanza una CE mayor a 20,000 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] indicando que ya se encuentra en una con alta salinidad, a 40 m de profundidad ya se tienen valores de CE mayores a 40, 000 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] que ya equivale a la profundidad del agua de mar (ver Tabla 1).

En P-8 la CE del agua aumenta de manera considerable al pasar la profundidad de 30 m ya que la CE aumenta de 2,400 a un máximo de 5,500 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] en una profundidad de 44 m, lo que indica que a partir de 30 m la CE está en el rango de una zona de mezcla. Entre la profundidad de 2 m a 29 m la CE es relativamente constante, con valores entre 500-2,200 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$], los valores observados en la CE de este pozo indican que el cuerpo de agua salada ($\text{CE} > 40,000$ [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]) que subyace a los cuerpos de agua dulce, mezcla y salobre, se encuentra a mayor profundidad de 45 m.

El pozo P-16 (cercano a la ciudad de Mérida) y P-4 (ubicado a aproximadamente a 17 km de la línea de costa) a pesar de estar a una distancia de aproximadamente 8.5 km en línea recta entre ellos, se observa un cuerpo de agua dulce con espesores similares de aproximadamente 40 m.

Por otra parte, se encuentran los pozos PC-2 (a 20 km de la línea de costa), PC-3 (a 11.5 km de la línea de costa) y PC-4 (a 6 km de la línea de costa) que se encuentran en línea recta dirección sur-norte y aproximadamente a una distancia de 8.5 km entre PC-2 y PC-3 y a 5.5 km de distancia entre PC-3 y PC-4. Al comparar las gráficas, se aprecia que el comportamiento del lente de agua dulce depende de la distancia a la costa donde estén ubicados, este proceso se observa también en el ligero incremento de CE ya que en el pozo PC-2 inicia desde el espejo del agua con una CE de 1,100 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] y termina con CE de 1,800 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] a la profundidad de 36 m, por otra parte el pozo PC-3 que se encuentra entre los pozos PC-2 y PC-4 inicia con una CE de 800 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] y continua incrementando su CE hasta alcanzar los 2,500 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] a una profundidad de 21 m aunque continua aumentando a lo largo de la profundidad del pozo sólo se lograr detectar el cuerpo de agua de mezcla ya que la

CE finaliza con un valor de 8,500 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] y, finalmente teniendo el pozo PC-4 ubicado al final del transecto con una profundidad total de 11 m, en el cual se pudo observar que la CE permaneció de manera constante aunque con valores de inicio de 2,100 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] siendo poco más elevados en comparación con los pozos PC-2 y PC-3.

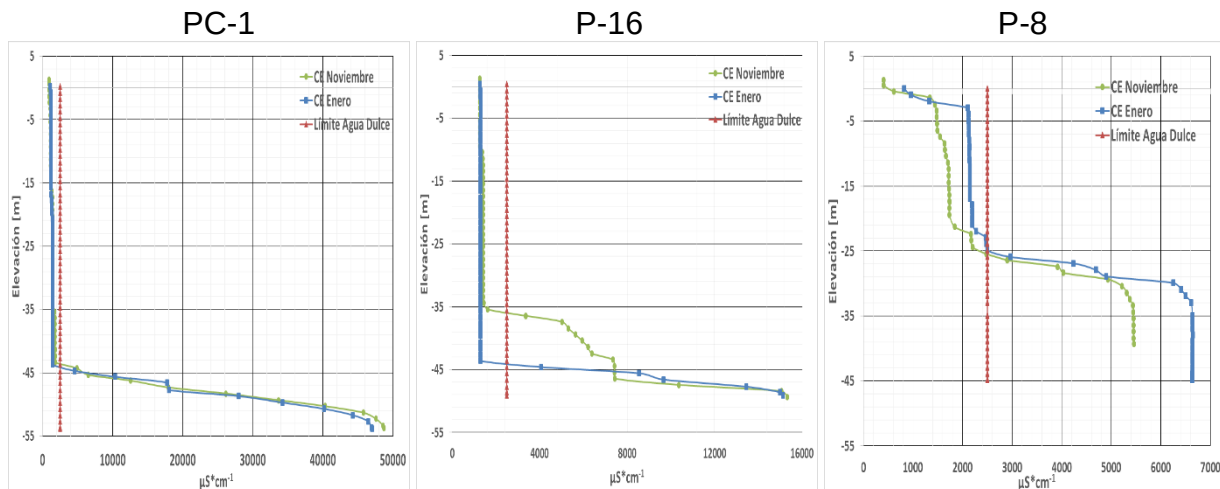
La profundidad de los cambios de salinidad observados en los pozos está en función de la distancia a la costa y a la profundidad a la que están perforados. En los pozos PC-1 y P-6 la salinidad del agua en el fondo es mucho mayor. Resultó la mayor variación identificada de todos los registros realizados con valores de CE mayores a 40,000 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$].

En la Figura 34 se muestra la distribución del agua de los pozos de observación individuales para la segunda campaña comprendida en el mes de enero 2015.

De acuerdo a los datos de registros de CE, la zona de mezcla presentó pequeñas variaciones entre campañas, al igual que los valores asociados al agua salada incrementaron ligeramente en la segunda campaña; lo que podría atribuirse a la limitada precipitación (40 mm en el observatorio de la FIUADY en el mes de noviembre y 22 mm en el mes de enero) que hubo en la zona y por consiguiente el nivel del agua salada tiende a incrementarse (Ver Anexo de precipitación). Sólo se tuvieron precipitaciones ligeras en algunas zonas del cercanas a los pozos, lo que se reflejó en un incremento en la profundidad al nivel estático (rango entre 0.13 m hasta 0.69 m). El menor incremento se registró en el pozo P-16 que se encuentra aproximadamente a 28 km de la línea de costa y también se observó que el espesor de agua dulce aumentó aproximadamente 10 m, esto podría estar relacionado a alguna precipitación local ya que en los pozos circundantes no se registraron los mismos cambios. Por otro lado, la variación de 0.69 m se registró en el pozo P-6 que se encuentra aproximadamente a 16 km de la línea costera; los pozos restantes tuvieron un abatimiento promedio de 0.45 m para el período.

Por otra parte los pozos P-5, PC-3 y PC-4 que son los más próximos a la línea de costa, las variaciones observadas en el incremento de la profundidad al nivel estático fueron entre 0.66 m, 0.56 m y 0.17 m respectivamente. Estos datos están relaciones con la distancia que se encuentran de la costa. En el caso del P-5 en la

segunda campaña se observó que el cuerpo de agua inicia con una CE mayor a los 2,500 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] y permanece constante hasta los 21 m donde comienza a tener un aumento nuevamente hasta superar el límite de los 10,000 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] en cual ya se aproxima al cuerpo de agua salobre, por otra parte el PC-3 en los primeros metros en la superficie tiene una CE 1,200 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] y se incrementa de manera progresiva hasta llegar al límite de los 2,500 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] a la profundidad de 17 m, en los siguientes metros permanece con una CE ligeramente mayor al valor límite establecido para el agua dulce, al llegar a los 21 m el cuerpo de agua de mezcla comienza a tener un incremento considerable en los siguientes 2 m hasta llegar al cuerpo de agua salobre a una profundidad 23 m, finalmente el último pozo tiene un comportamiento similar a los anteriores, el PC-4 ubicado a 6 km en línea recta de la costa, se observó un incremento tanto en el nivel estático como en la CE en comparación con la campaña anterior, todos los valores registrados en dentro del pozo superan el límite de los 2,500 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$], lo que pudo ocasionar que bajarán los niveles estáticos e incrementara la CE.



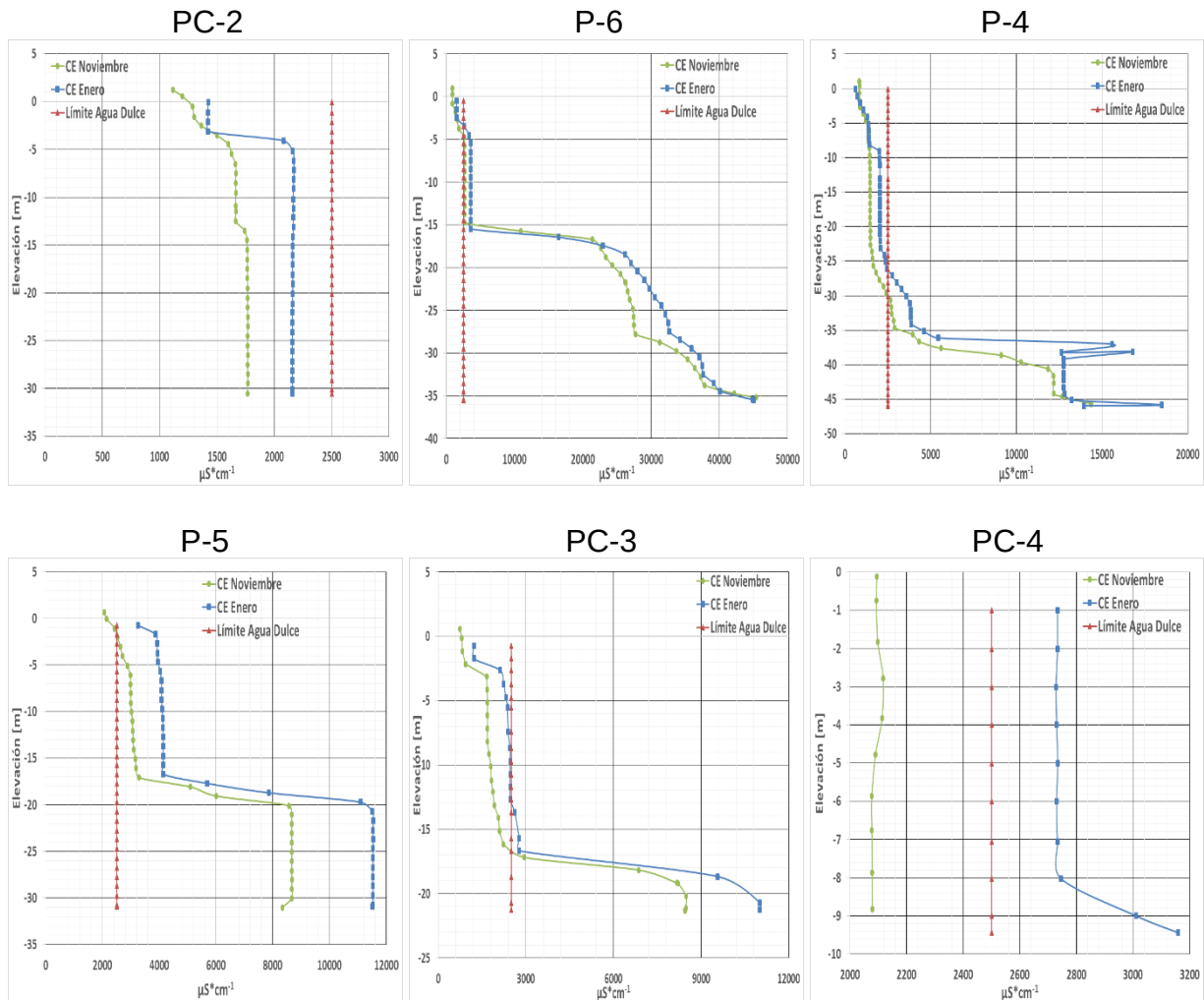


Figura 34. Gráficas Conductancia Específica campaña Enero de 2015.

4.2. Correlación datos transductores (elevación) con la precipitación.

La información de los eventos de precipitación obtenida durante 13 meses en 4 observatorios y 2 estaciones meteorológicas (Figura 16) distribuidas alrededor de la zona de estudio, aporta datos importantes para correlacionar con la información de elevación (referida al nivel medio del mar) registrada en los transductores instalados en el interior de los pozos (P-4, P-5, P-6, P-8 y P-13). Las profundidades por debajo del nivel del agua de los transductores cuando fueron colocados son las siguientes: P-4 a 4.8 m, P-5 a 5.21 m, P-6 a 5.68 m, P-8 a 5.70 m, P-13 a 7.62 m, estas profundidades son dentro del agua.

Para llevar a cabo las correcciones de presión que registraron los transductores (información con la cual posteriormente se transformaría a elevación sobre el nivel medio del mar), se utilizó la información de los barómetros colocados en los pozos P-4 (Sac Nicté) y P-14 (Sagarpa).

En la Figura 35 se observa la información obtenida en el P-17 (Observatorio de la CONAGUA en la Ciudad de Mérida) en el período del 1 de enero del 2014 al 31 de enero de 2015. Este sitio es de importancia para la correlación e interpretación de la información, ya que tanto los valores de precipitación como la variación de los niveles de agua, fueron medidos en el mismo lugar. Sin embargo, para los otros pozos de observación se usaron las estaciones climatológicas más cercanas con distancias que varían de 2.7 a 12.5 km.

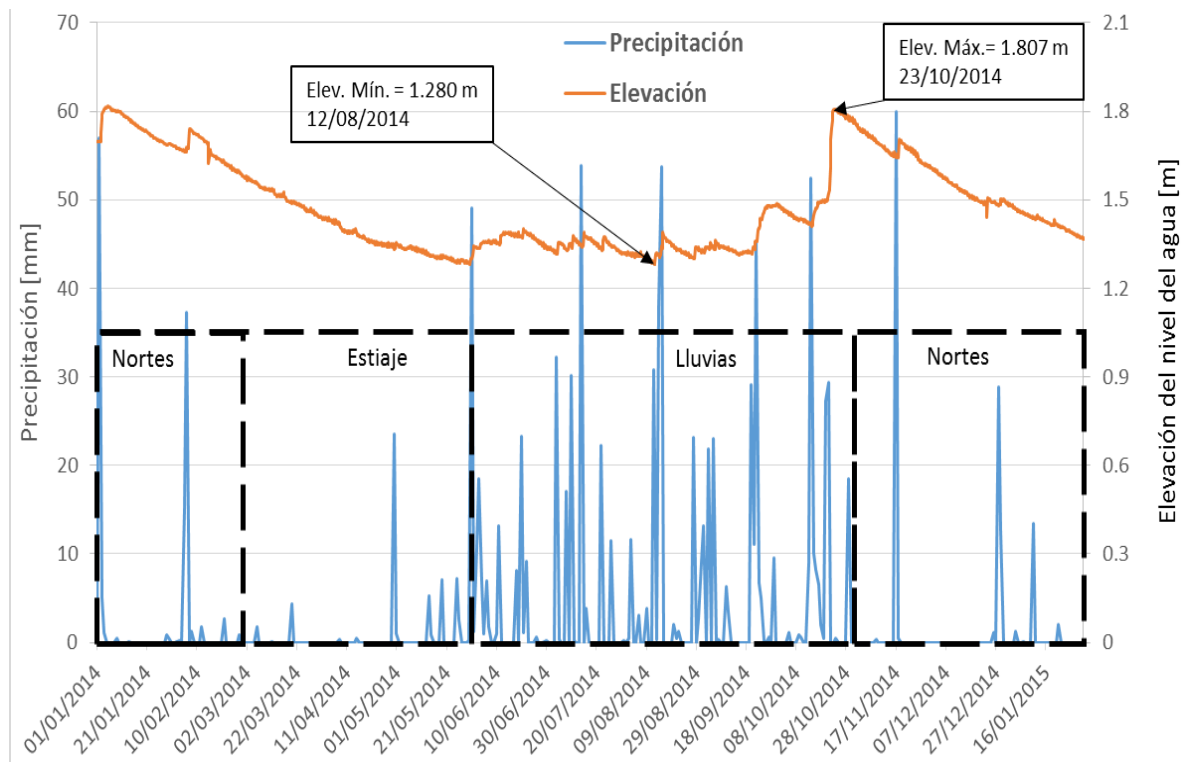


Figura 35. Precipitación vs Elevación registrada en el Observatorio de la Ciudad de Mérida.

De acuerdo con los resultados los eventos de precipitación registrados (Figura 35) tiene una respuesta directa e inmediata con la respuesta de la elevación del nivel del agua referido al nivel medio del mar. Esto es visible ya que el nivel del agua aumenta, esta elevación es provocada por la rápida infiltración de la lluvia, pero al paso

de los días el acuífero tiende a regresar a su elevación promedio (1.3 msnm) hasta presentarse el siguiente evento de lluvia. Al inicio del año 2014 se registró un evento de precipitación intenso (57 mm), es frecuente en estas fechas por las lluvias ocasionadas por los llamados "nortes", la respuesta del nivel del agua fue de manera rápida, con un incremento de 12 cm, que al pasar los días comienza a disminuir de una manera gradual durante la temporada de estiaje, que dura aproximadamente 4 meses, es en este período cuando la elevación mínima de la elevación se observa (1.28 msnm). Al iniciar la temporada de lluvias en junio (duración aproximada de 5 meses) se comienza a presentar infiltración con lo que la tendencia del abatimiento paulatino del nivel del agua se interrumpe, dando lugar a una estabilización, del nivel del agua asociada con eventos de lluvia específicos presenta una máxima de 1.38 [msnm] para una lluvia de 54 mm y casi al final de la temporada de lluvias es cuando se presenta un evento de precipitación, que incrementa la elevación de manera considerable, alcanzando el mayor valor de todo el año (1.8 msnm). Después de este evento, el acuífero tiende a bajar su nivel de agua debido que la temporada de lluvias ha finalizado.

En la Figura 36, se muestra la respuesta a la precipitación, la cual fue registrada en el transductor ubicado en el pozo P-13 (Tecnológico), se encuentra al norte de la ciudad de Mérida y que se correlaciona con la precipitación registrada en el observatorio del CICY ubicado a aproximadamente a 2.7 km al noroeste del pozo.

Los registros pluviométricos indican que la precipitación medida en observatorio CICY en comparación con la información obtenida en el Observatorio ubicada al sur de la ciudad de Mérida, es mayor cantidad, ya que en el evento ocurrido el 21 de octubre dónde se registró una precipitación de 83 mm en el CICY y 30 mm en el Observatorio de CONAGUA. Es por esta razón que el transductor ubicado en el P-13 registró un incremento de casi 50 cm en los días posteriores; esto muestra la rápida infiltración que se tiene en la ciudad, a pesar de la gran área cubierta por pavimento.

En la Figura 37, se muestran las mediciones de la variación de los niveles de agua que fueron registradas en el transductor ubicado en el pozo P-8 (Cheuman), que se correlaciona con la precipitación registrada en la estación meteorológica más

próxima al pozo que es de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Yucatán (FIUADY) ubicada a 7 km al sureste del pozo.

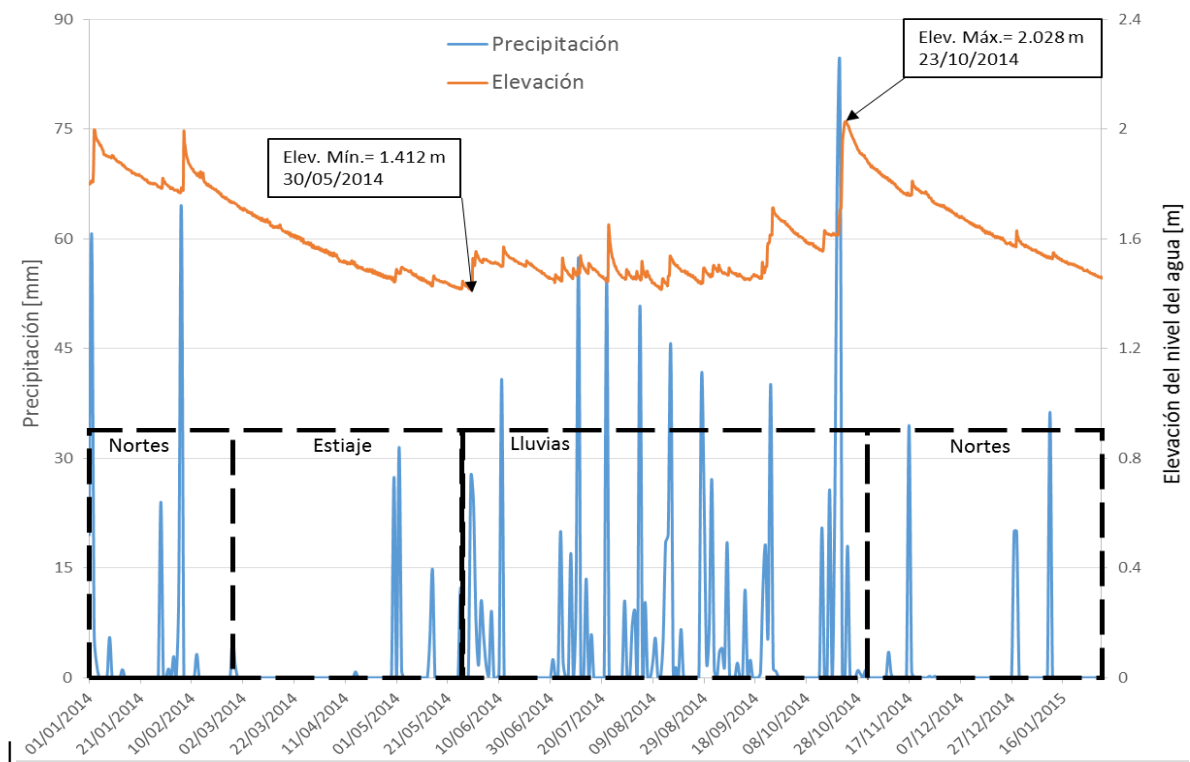


Figura 36. Precipitación registrada en el CICY vs elevación registrada en P-13.

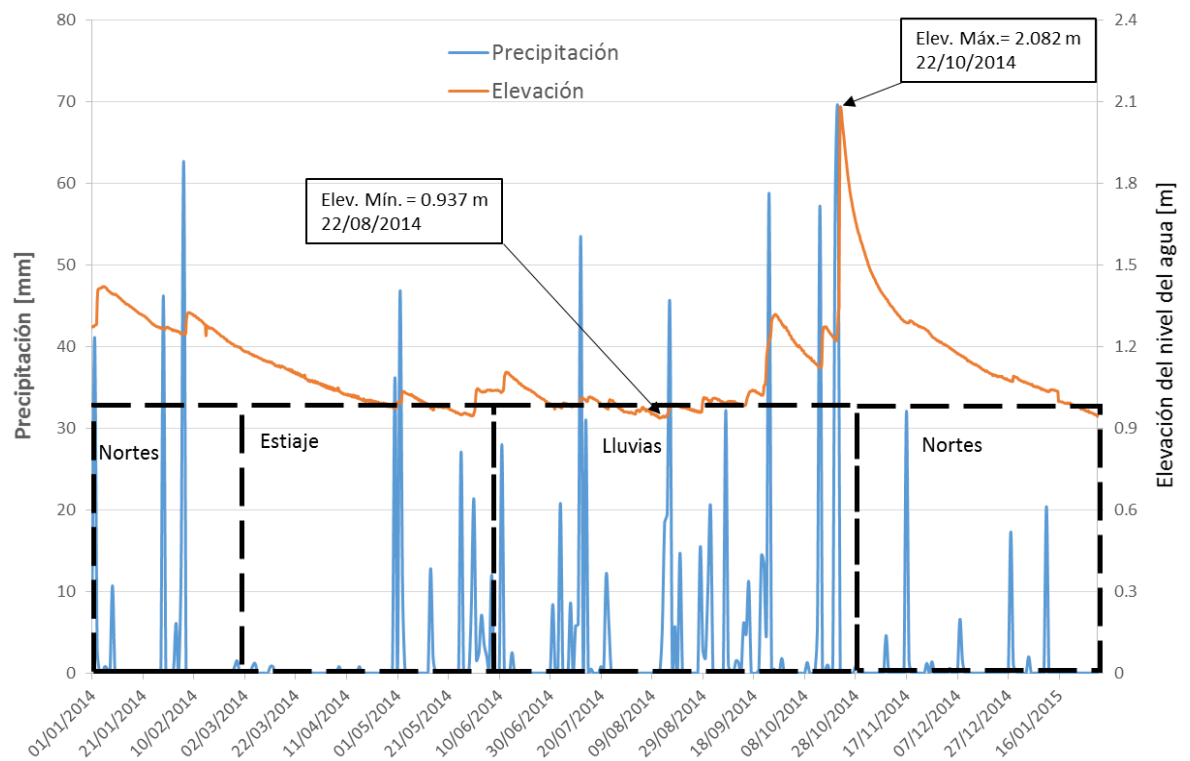


Figura 37. Precipitación registrada en FIUADY vs elevación registrada en P-8.

Al observar la Figura 37, se aprecia un comportamiento similar a la elevación registrada en la Figura 36, pero en el P-8 se registraron eventos de precipitación de mayor magnitud al final de la temporada de lluvias, el 21 de octubre con 68.5 mm que generaron un incremento de la elevación del nivel de 1.22 a 2.082 m siendo el punto con mayor magnitud en todo el período de estudio, mientras que de mayo a septiembre se tuvo una elevación del orden de 0.95 m.

Utilizando la información de la elevación que fue registrada en el transductor ubicado en el pozo P-6 (Sierra Papacal) y la precipitación registrada en la estación meteorológica de la FIUADY (Figura 38) ubicada a 12 km al sureste del pozo, se obtuvo la mayor elevación al final de la temporada de lluvias, posiblemente causado por una precipitación local, no registrada en la estación meteorológica de la FIUADY, y consecuentemente la elevación aumentó al triple (2.8 m) del valor promedio (0.75 m) registrada del mes de marzo a septiembre, después del evento de mayor magnitud el acuífero tiende a regresar a su elevación promedio en 85 días.

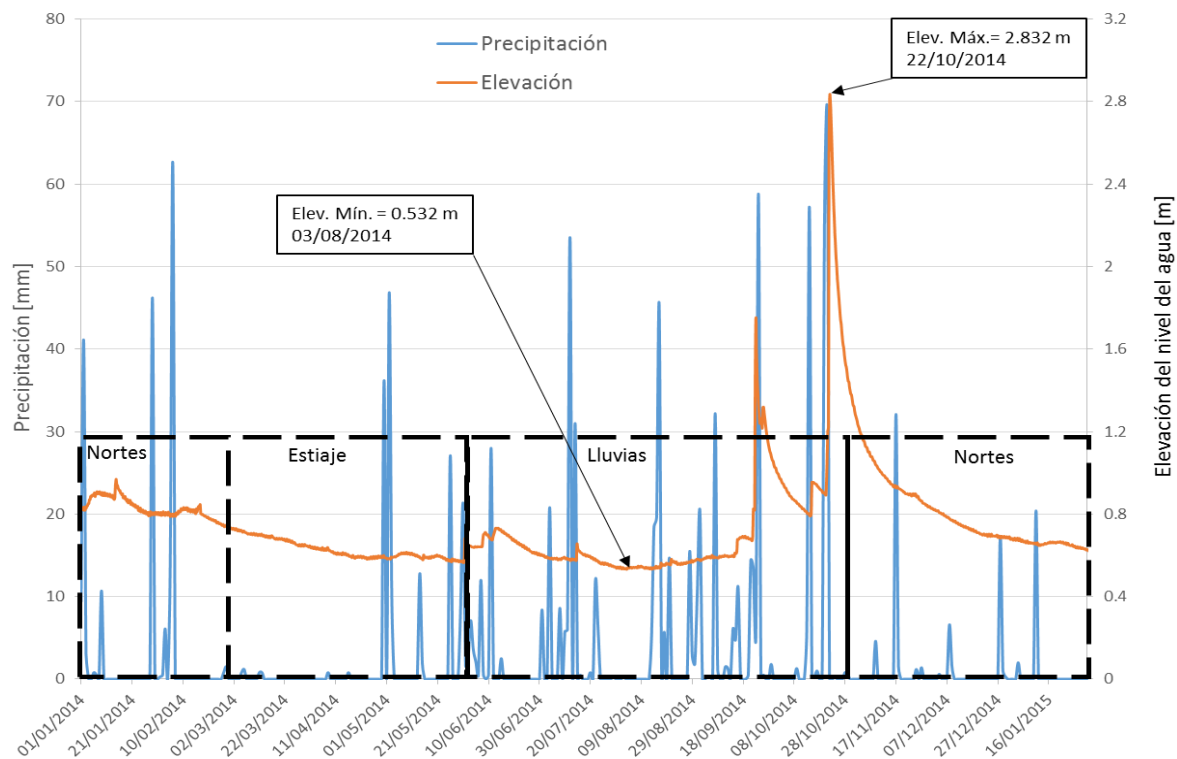


Figura 38. Precipitación registrada en FIUADY vs elevación registrada en P-6.

En la Figura 39, la elevación fue registrada en el transductor ubicado en el pozo P-5 (Dzidzilché) y se utilizó la precipitación registrada en la estación meteorológica de la FIUADY ubicada a 12.5 km al sur del pozo.

El comportamiento del P-5 es casi idéntico al registrado en el pozo P-6 (Figura 38) debido que sus elevaciones son similares, pero en el caso del primero las elevaciones son ligeramente menores por encontrarse más cercano a la línea de costa en comparación con el pozo P-6.

En la Figura 40, se muestra la respuesta del acuífero a la precipitación, la cual fue registrada en el transductor ubicado en el pozo P-4 (Sac Nicté) que se correlaciona con la precipitación registrada en la estación meteorológica ubicada en la comunidad de Conkal, aproximadamente a 11.1 km al sureste del pozo.

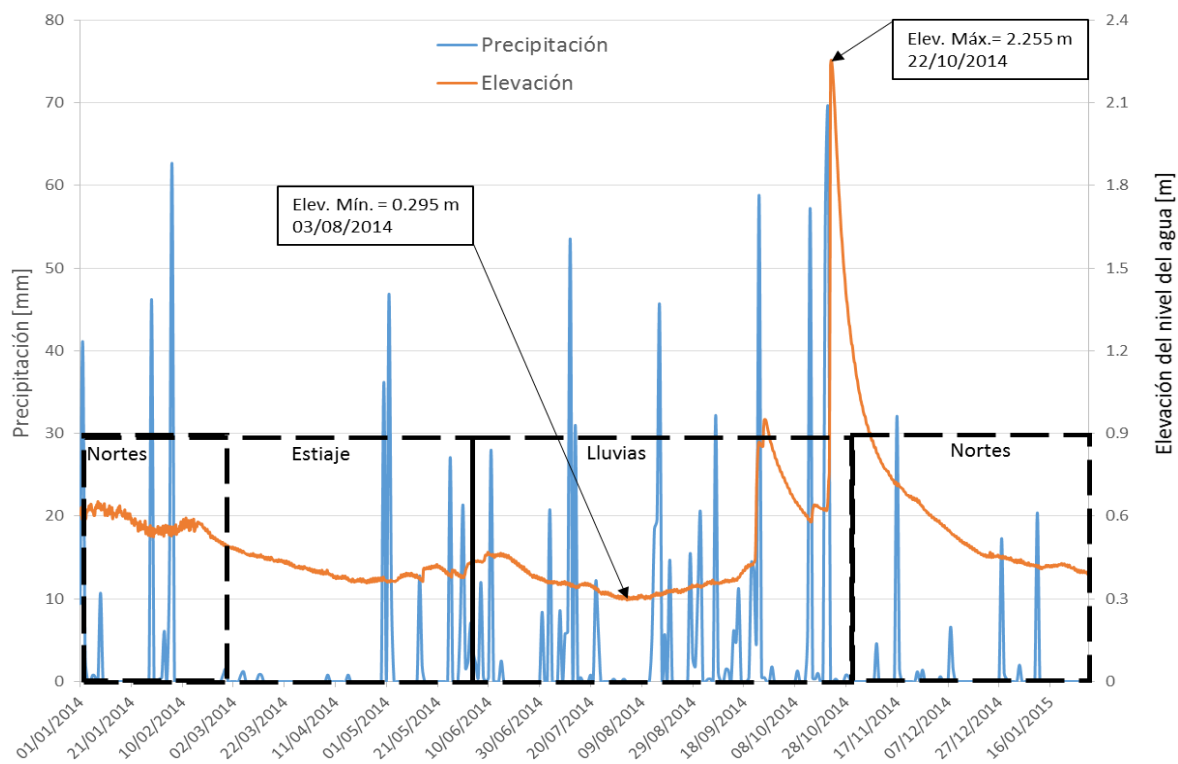


Figura 39. Precipitación registrada en FIUADY vs elevación registrada en P-5.

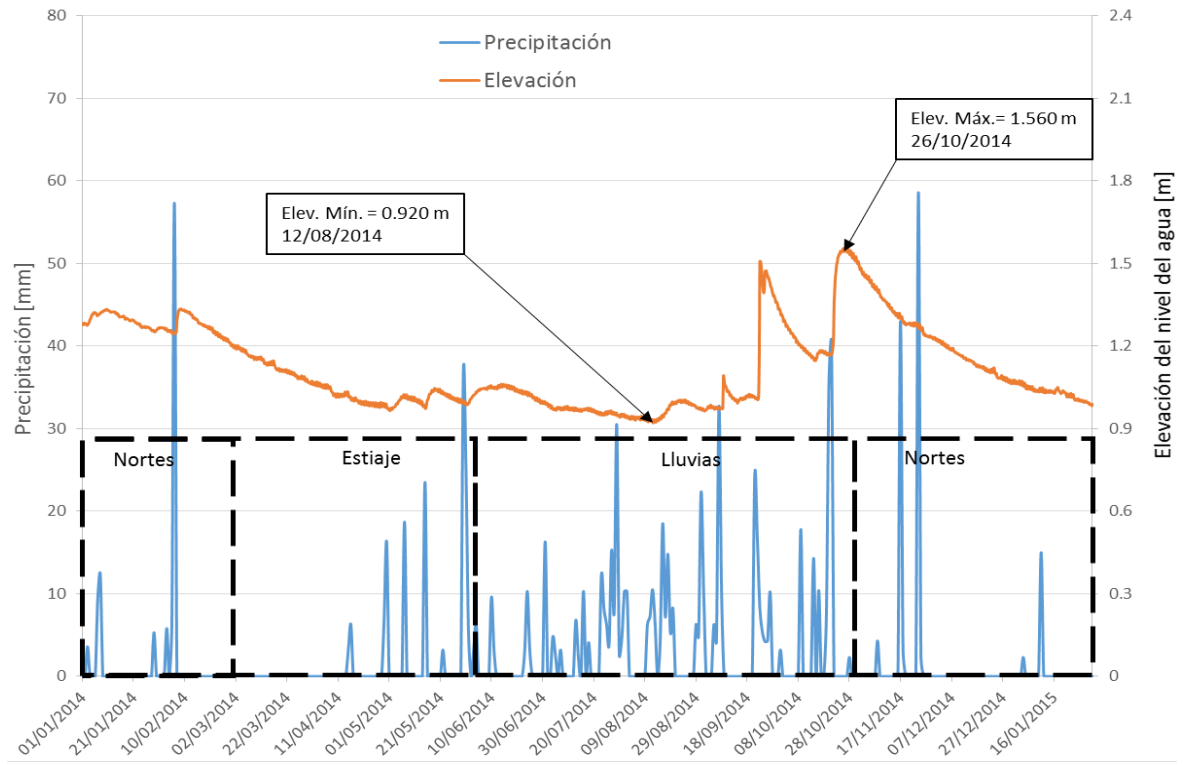


Figura 40. Precipitación registrada en Conkal vs elevación registrada en P-4.

Para los primeros meses (de enero a septiembre), la respuesta del nivel de agua en el P-4 (Figura 40) a eventos de precipitación es similar a los anteriores. Se observa que los días 11 y 24 de noviembre tuvo una precipitación de 43 y 59 mm respectivamente, la precipitación del día 11 de noviembre fue registrada en la estaciones utilizadas anteriormente, mientras que la precipitación del día 24 de noviembre, sólo fue registrada en la estación de Conkal, lo que indica que se trató de un evento local y que por esta razón el transductor ubicado a 11.1 km de distancia, registró un solo leve efecto en la elevación del nivel del agua.

4.3. Correlación de datos temporales de CE con respecto de la precipitación.

La CE registrada en los pozos de observación (Figura 41 y 42) se correlacionó con la información de precipitación. En las Figuras: 43, 45, 47 y 49 se observa que al ocurrir un evento de precipitación, la infiltración de agua al subsuelo trae como consecuencia que la CE disminuya por efecto de dilución o también puede ocurrir que la infiltración de una parte de la precipitación podría causar que el agua dulce desplace hacia abajo al agua con mayor CE que la subyace.

En el P-8 ubicado en la comunidad de Cheuman, se observó el comportamiento descrito en el párrafo anterior ya que en el período de la segunda semana de febrero al 1 de mayo no se registraron precipitaciones y esto dio como resultado que la CE se incrementará ligeramente de 1,905 a 2,035 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]. Este comportamiento cambia al inicio de la temporada de lluvias cuando el acuífero comienza a recibir agua dulce proveniente de la infiltración de la lluvia y es ahí cuando la CE tiende a bajar ligeramente de 2,060 a 1,945 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]. El efecto más notable en este sitio inicia el 22 de octubre con una CE de 2,125 y termina el 23 de octubre con su mayor incremento del año de 2,640 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$], en el cual se incrementa de manera considerable la CE posiblemente causado por turbulencias puntuales que pueden hacer variar el flujo vertical y/o horizontal debido al ascenso del nivel freático derivado de la recarga natural por precipitación los cuales producen modificaciones en la mezcla de agua dulce/salobre. Otra posible causa de este fenómeno es la disolución de la calcita, esto es, que la mezcla de agua dulce y agua salobre o salina al estar en equilibrio con la calcita, generan un agua subsaturada con este mineral, lo que produce disolución de carbonatos; este fenómeno podría estar influyendo en las concentraciones de sales en el agua la cual modifica la CE, este fenómeno también se presenta en la Figura 44.

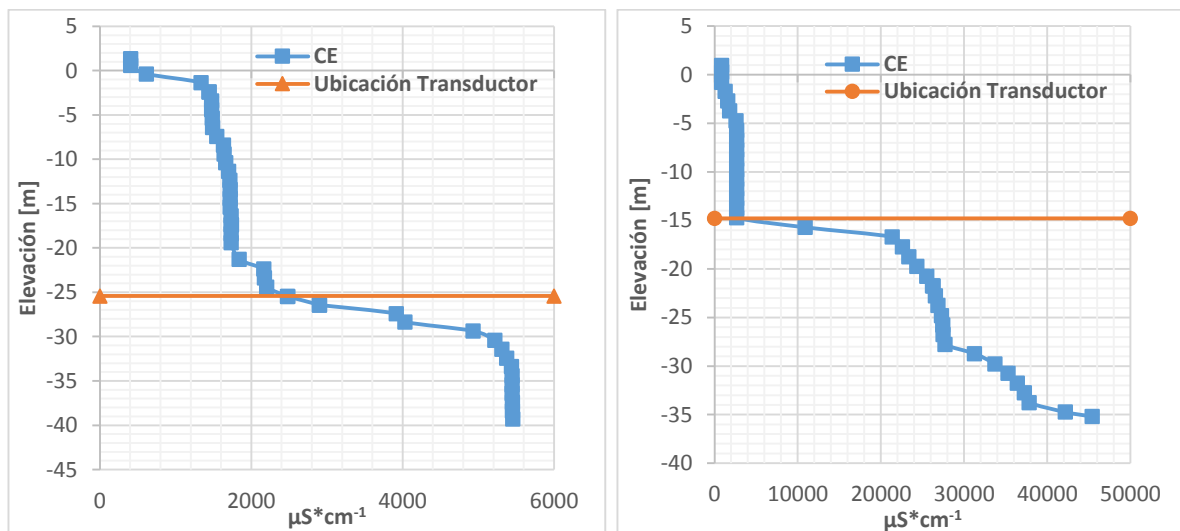


Figura 41. Ubicación transductor P-8 y P-6 respectivamente.

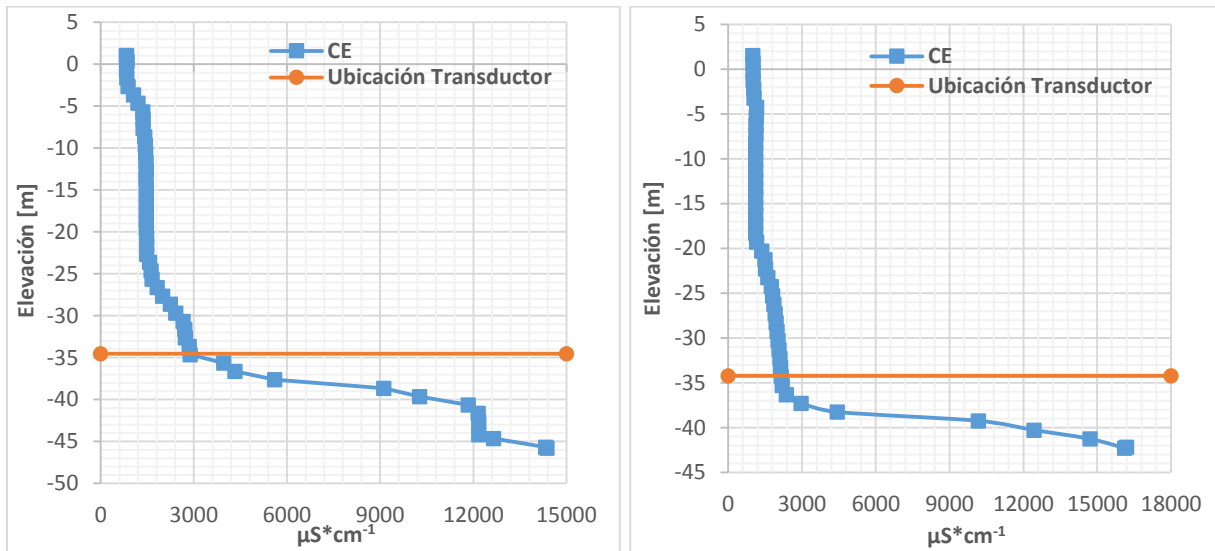


Figura 42. Ubicación transductor en P-4 y P-13 respectivamente.

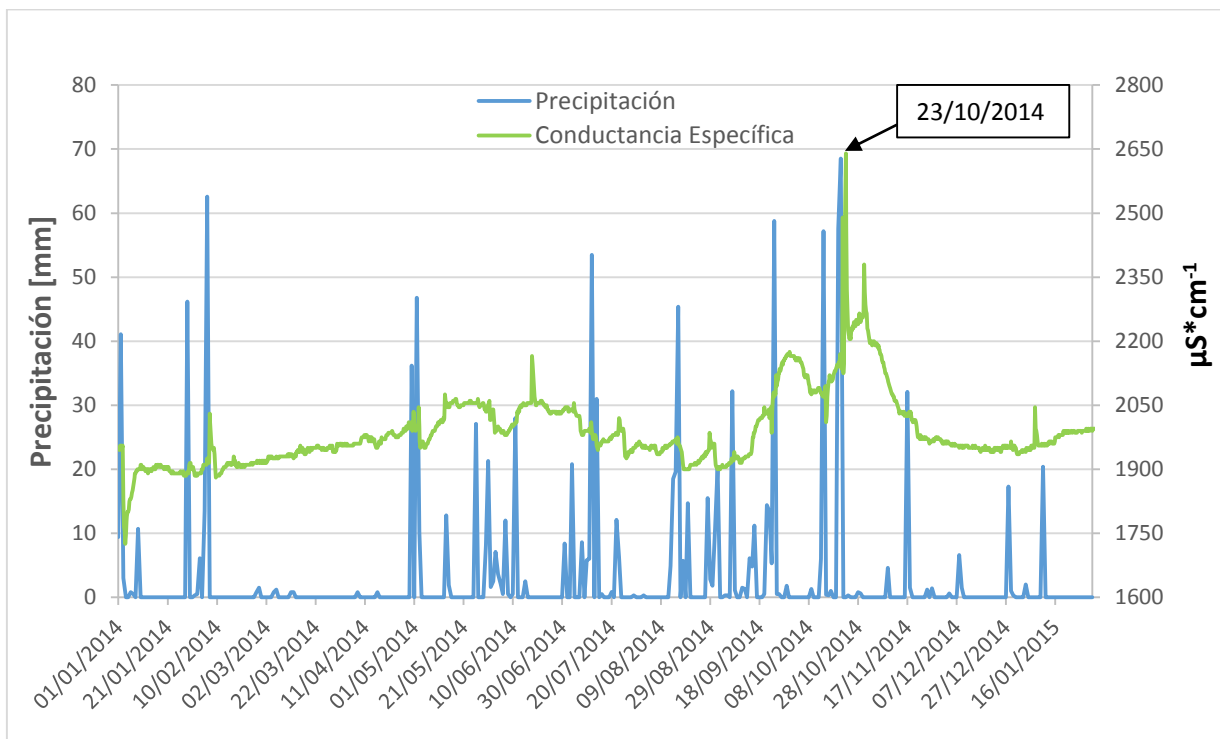


Figura 43. Precipitación registrada en FIUADY vs elevación del nivel del agua en P-8.

En la Figura 44 se observa la relación entre la elevación del nivel agua y la CE; al ocurrir un evento de precipitación y generarse la infiltración al subsuelo, trae como consecuencia que la elevación del nivel del agua aumente y la CE disminuya. Esta relación se observa desde el inicio del período de estudio en la que se presenta un

evento de precipitación (Figura 37) y casi de manera inmediata la elevación aumenta de 1.279 a 1.410 m y la CE disminuye de 1,945 a 1,725 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]. En el período de estudio el nivel del agua comienza a disminuir de manera gradual de 1.410 a 0.946 m y la CE comienza a incrementarse también de manera gradual de 1,725 a 2,050 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] hasta llegar al inicio de la temporada de lluvias en la cual la tendencia de las dos parámetros se estabiliza con valores de 0.97 m y 1,955 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] respectivamente, hasta llegar al evento de lluvia del 23 de octubre en la que la elevación alcanza su mayor valor (2.082 m) pero de igual manera la CE alcanza su valor mayor (2,640 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]); posiblemente causado por fenómenos explicados en el párrafo anterior, este efecto también es visible en la Figura 46.



Figura 44. Elevación y CE registradas en P-8.

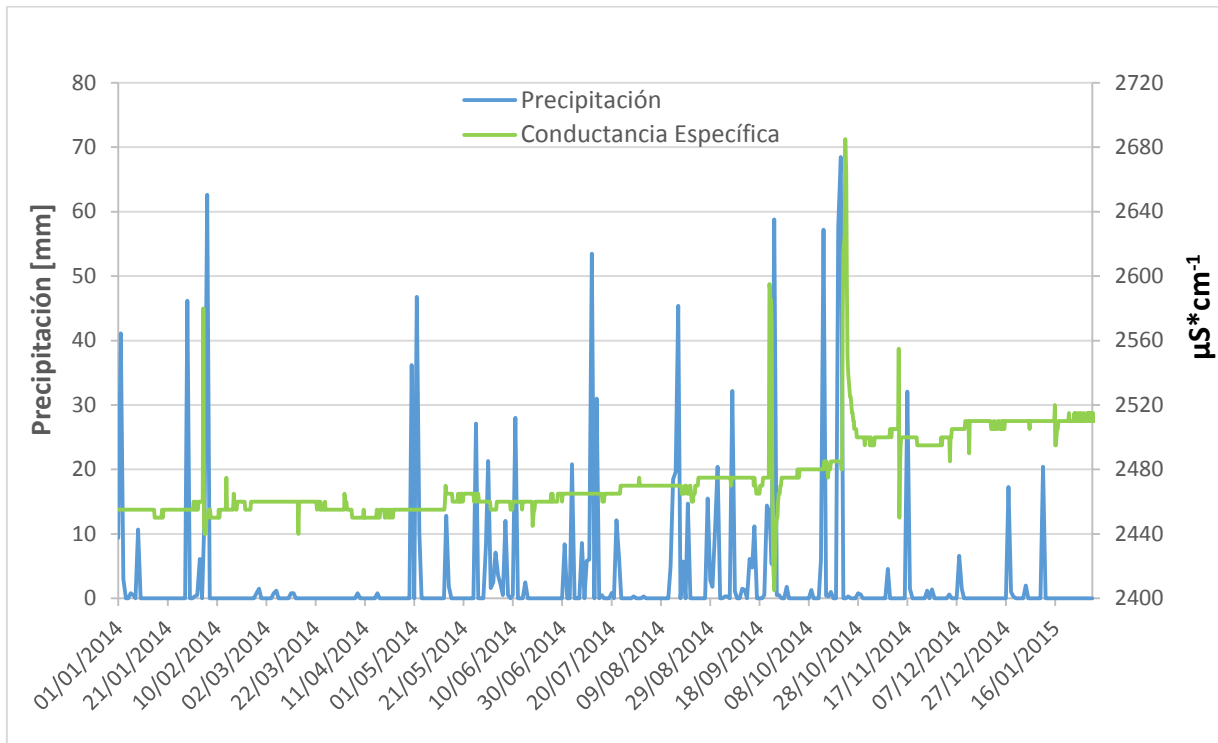


Figura 45. Precipitación registrada en FIUADY vs CE registrada en P-6.

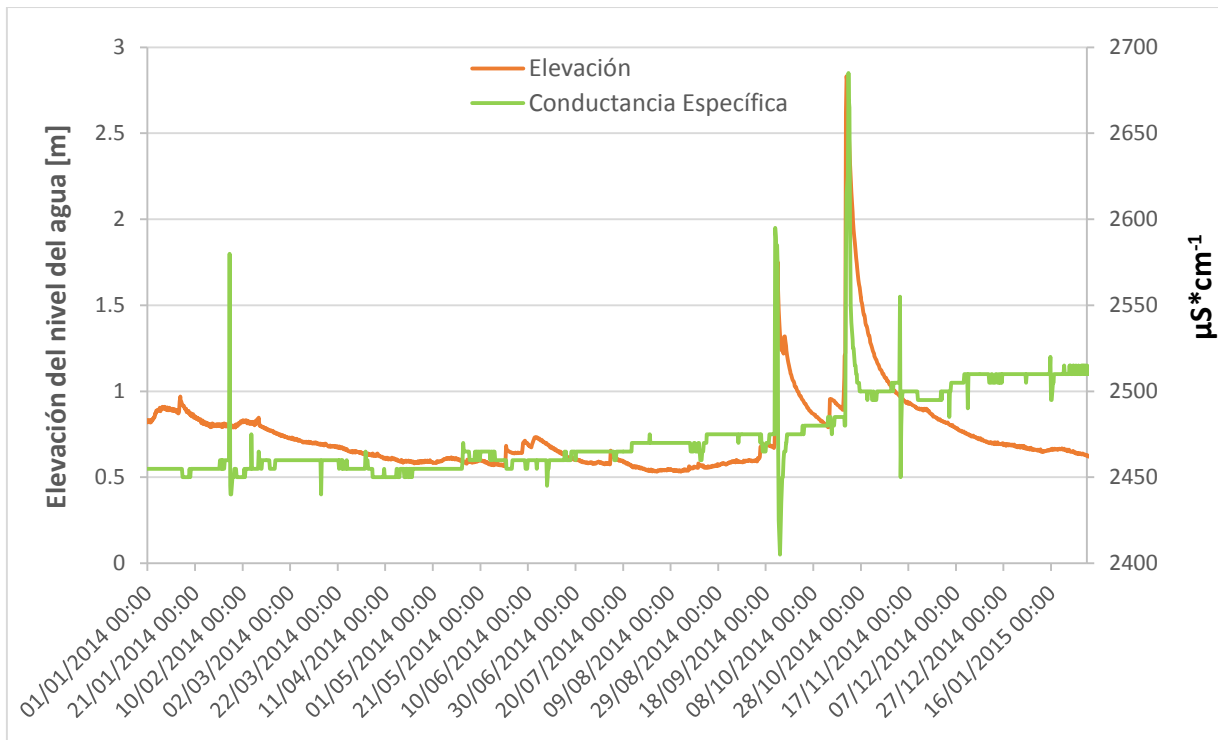


Figura 46. Elevación y CE registradas en P-6.

En P-4 se obtuvo la información mostrada en la Figura 47, en este sitio se registró una respuesta diferente a lo presentado previamente, ya que en este sitio al ocurrir un

evento de precipitación (23 de septiembre) la CE disminuye 900 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ por el efecto causado por la entrada del agua de la lluvia al sistema. También se aprecia que el comportamiento del CE se mantiene de manera constante entre 3,030 y 2,950 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ en casi todo el período de estudio, sólo en los eventos de precipitación presentada las fechas 23 de septiembre y 20 de octubre, la CE disminuyó de manera brusca de 2,930 a 1,960 y de 2,940 a 2,215 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ respectivamente indicando que un gran volumen de agua de lluvia se infiltró. También es visible que los fenómenos presentes en los pozos P-8 (Figura 43) y P-6 (Figura 45) en los cuales al llenarse las fracturas estas tienden a que la CE aumente sus valores, pero en los casos de los pozos P-4 (Figura 47) y P-13 (Figura 49), estos fenómenos son de menor magnitud, están entre 100 a 300 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ de variación.

A causa de los eventos de precipitación presentados el 23 de septiembre y 20 de octubre, se registró un aumento en la elevación del nivel del agua en el pozo, como se observa en la Figura 48, debido a estos eventos de precipitación la elevación aumentó 50 cm y 37 cm respectivamente, indicando la rápida infiltración del volumen de agua llovido ese día.

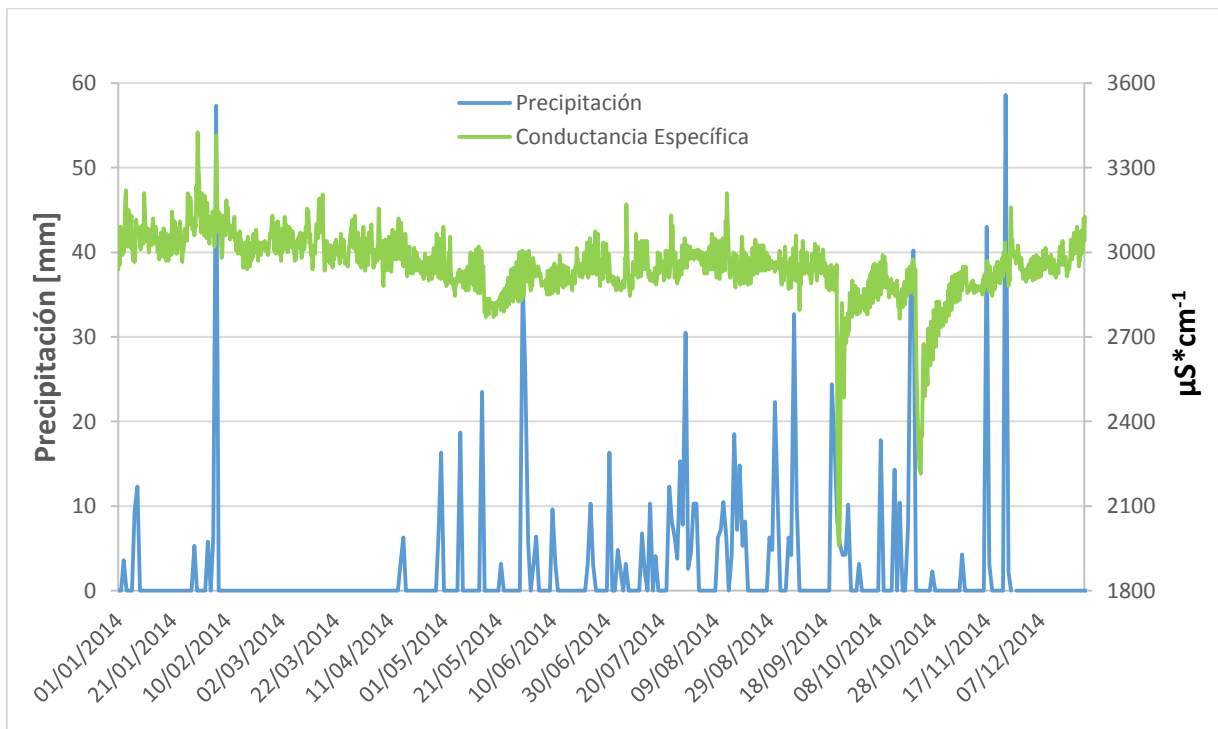


Figura 47. Precipitación registrada en Conkal vs CE registrada en P-4.

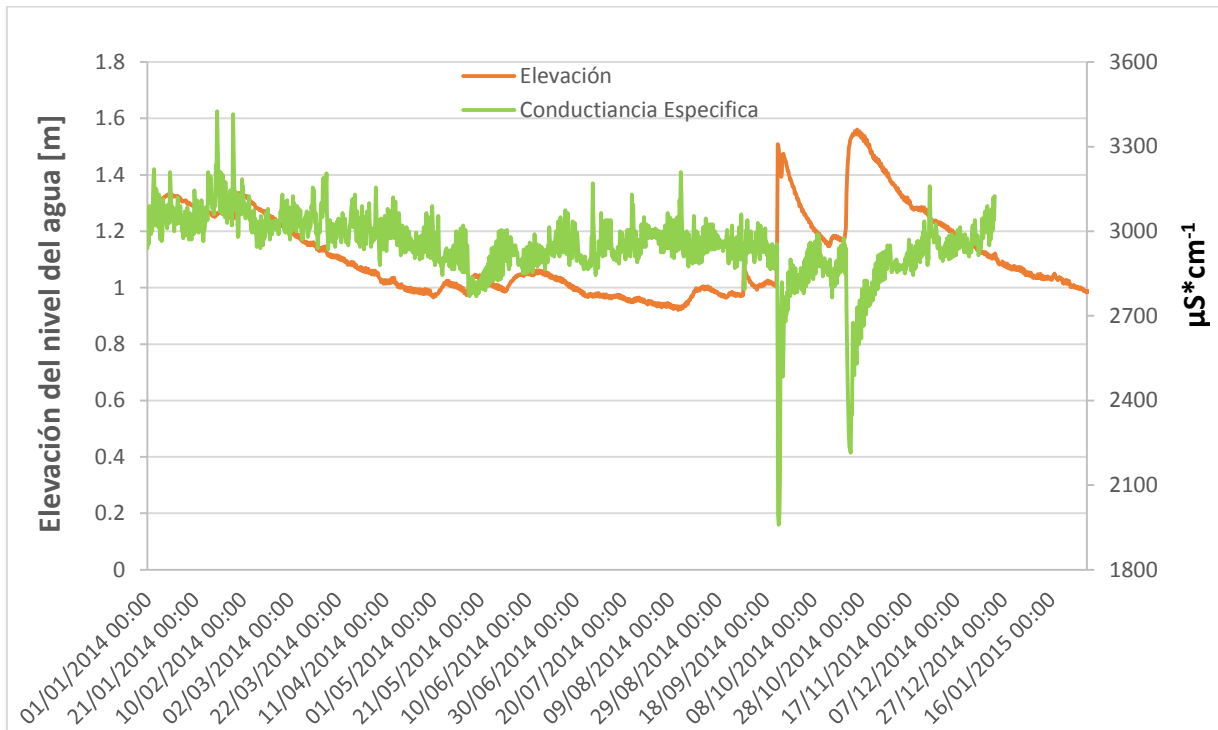


Figura 48. Elevación y CE registradas en P-4.

La información obtenida en el pozo P-13 observa en la Figura 49, en este sitio se registraron las mayores variaciones de CE que van del rango de 2,840 a 1,100 [$\mu S \cdot cm^{-1}$], observándose los cambios bruscos de CE a las horas siguientes del evento de precipitación (2 y 29 de enero, 6 de febrero, 2 y 30 de mayo, 12 de junio, 11 y 24 de julio, 4, 16 y 28 de agosto, 24 de septiembre y 21 de octubre), y también es visible como el acuífero regresa a su estado de CE normal (2,500 [$\mu S \cdot cm^{-1}$],) después de 10 días de haber ocurrido la precipitación, lo que indica la rápida estabilización del medio.

Los cambios ocurridos en la elevación del nivel del agua en el pozo P-13 (Figura 50) son similares a los ocurridos en el Pozo P-4, ya que en ambos casos la entrada del volumen de agua de lluvia se ve reflejada en la elevación del nivel del agua y después de unos días el nivel regresa al registrado previo la precipitación; de igual manera la CE manifiesta cambios al momento de infiltrarse el agua de la lluvia, la CE disminuye en 78 horas de 2,955 a 2,225 [$\mu S \cdot cm^{-1}$] para la lluvia presentada el día 21 de octubre, días después la CE se incrementa hasta alcanzar los valores registrados previos del evento de lluvia.

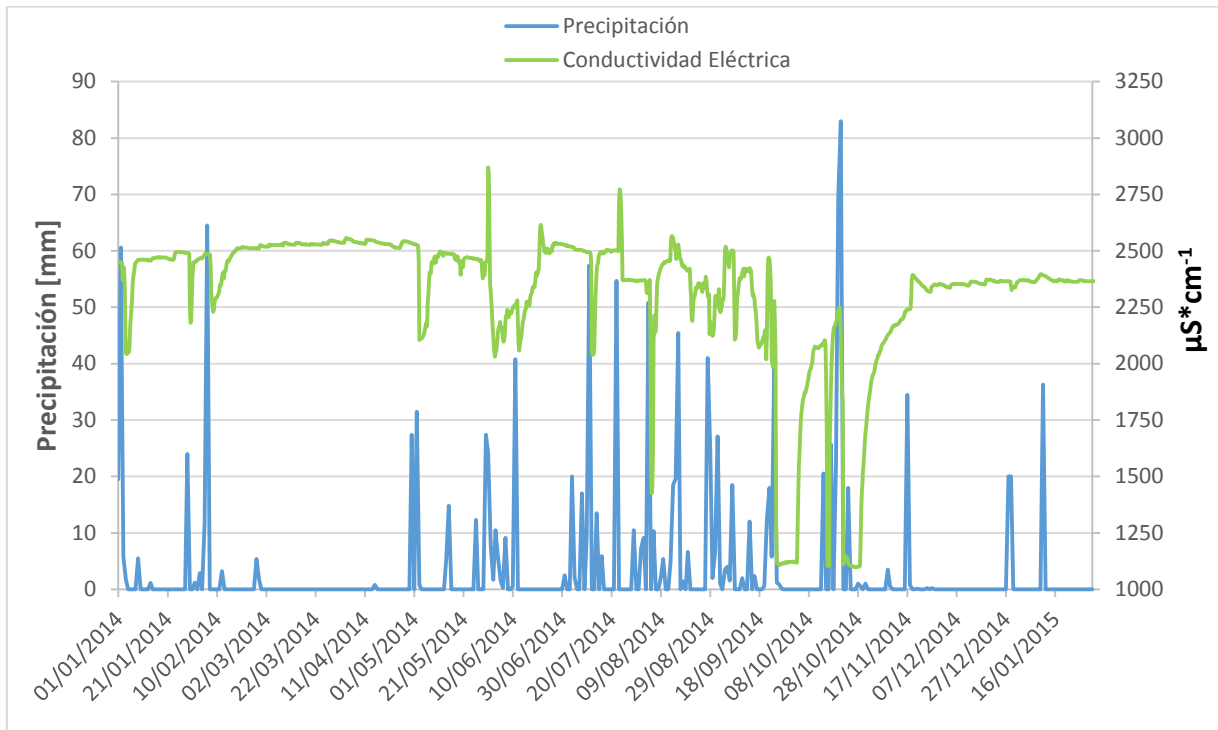


Figura 49. Precipitación registrada en CICY CE registrada en P-13.

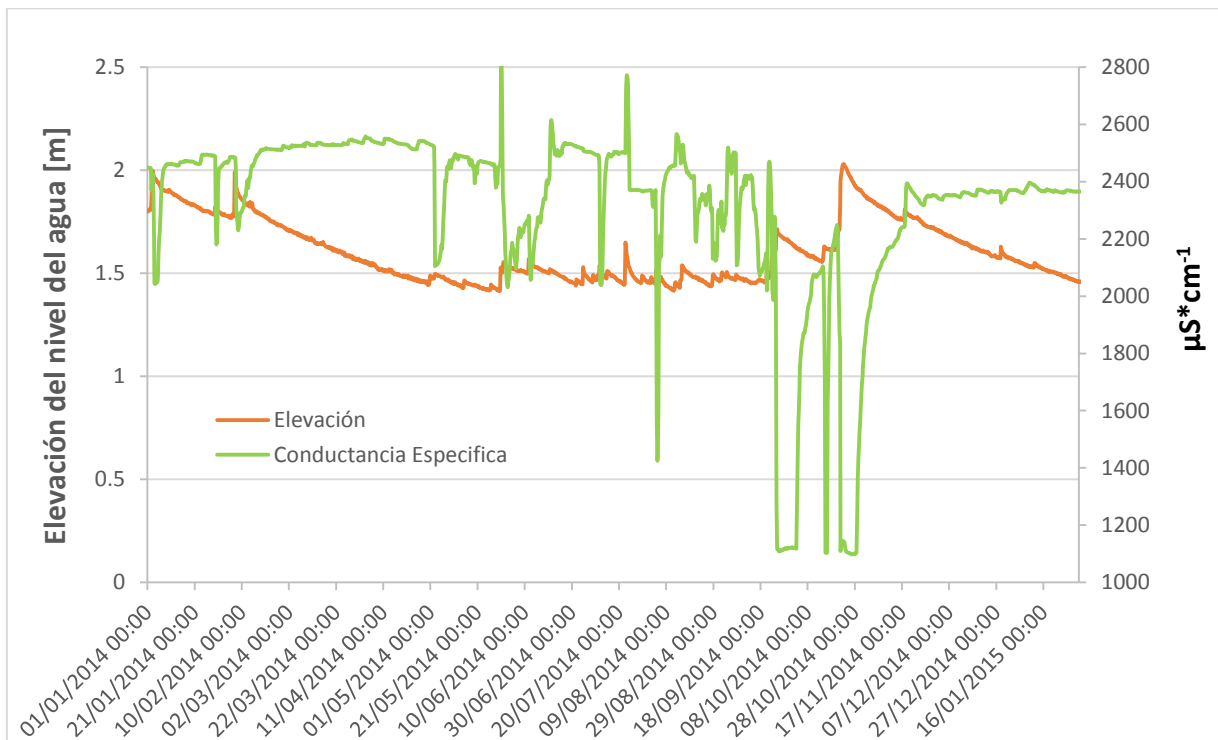


Figura 50. Elevación y CE registradas en P-13.

4.4. Muestras de agua dulce y agua salada.

Con las muestras de agua somera (profundidad ≤ 20 m) y agua profunda (profundidad > 20 m) obtenidas en noviembre de 2014 (Tabla 8 y 9) se analizaron mediante el diagrama de Piper para obtención de las familias de agua (Figura 51 y 52).

Del total de las 29 muestras de agua somera analizadas, se obtuvo que el 65 % de éstas pertenecen a la familia Bicarbonatada, los cuales se caracterizan por estar influenciados por el CO_2 presente en la atmósfera y el suelo, al entrar al contacto con el agua y reaccionar con el carbonato de Calcio se genera una reacción que produce Bicarbonatos. De este grupo el 69% son de la familia Bicarbonatada-Mixta; con las familias obtenidas se correlacionó con la información obtenida del agua de lluvia de la ciudad de Mérida y Progreso, esto es, para observar la evolución que existe en el agua dulce una vez que ingresa al sistema (Figura 53). Los cambios se dan a medida que se aproxima a la costa, ya que las familias evolucionan en la zona somera de: Bicarbonatada Cálcica a Bicarbonatada Mixta y Mixta-Mixta a medida que se incrementa la salinidad del agua, ya que al tener $\text{CE} > 2,500 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$ las muestras evolucionan de Clorurada Cálcica a Clorurada Mixta, y finalmente en las muestras de agua profunda, la familia predominante es la Clorurada Sódica, causada por la influencia del mar. En la Figura 54 se observa la correlación que existe entre las familias de agua con la resistividad específica, este efecto es debido a la relación que existe entre la CE y la resistividad del agua, se aprecia que las familias Bicarbonatadas Cálcicas, Bicarbonatada Mixta y Mixta-Mixta tienen una resistividad $> 5 \text{ } [\text{ohm}\cdot\text{m}]$ indicando que las muestras fueron tomadas en la zona somera con $\text{CE} < 2,500 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$, mientras las familias Clorurada Cálcica, Clorurada Mixta y Clorurada Sódica tienen relación con el agua con una resistividad entre 1 y 5 $[\text{Ohm}\cdot\text{m}]$ indicando que las muestras fueron tomadas en la zona de mezcla ($\text{CE} > 2,500$ y $< 15,000 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$) y finalmente la familia Clorurada Sódica se encuentra en la zona de agua profunda, y se correlaciona con valores de resistividad $< 1 \text{ } [\text{Ohm}\cdot\text{m}]$ indicando que las muestras fueron tomadas en la zona de agua salada con $\text{CE} > 15,000 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$.

Tabla 8. Resultados agua somera.

CLAVE	Profundidad muestra dentro del agua[m]	Datos campo				Laboratorio		mg/L											
		Temp (°C)	pH	Eh (mV)	CE (μS/cm)	pH	CE (μS/cm)	HCO ₃	CO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃	F	Na	K	Ca	Mg	% error	FAMILIA
PC-1	20	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA	SOMERA
		28.1	6.81	255	1393	7.26	1088	432.6	0.0	168.4	30.0	29.7	2.1	85.0	5.9	117.2	48.2	2.4	HCO3-MIX
P-1	20	27.3	6.92	257	1362	7.16	1059	493.4	0.0	173.0	2.5	22.1	0.2	90.0	6.1	127.6	48.2	3.8	HCO3-MIX
PC-2	20	27.6	6.76	228	2426	7.21	1148	527.2	0.0	253.4	40.0	10.2	0.1	109.0	26.3	144.8	58.7	2.1	HCO3-MIX
P-2	10	27.2	6.88	248	1657	7.22	985	392.0	0.0	138.1	23.0	23.9	0.0	92.0	4.5	72.4	27.2	-5.6	HCO3-MIX
PC-3	15	27.3	6.80	209	2773	7.15	1594	486.6	0.0	294.4	55.0	25.2	0.2	132.0	21.4	137.9	67.1	2.4	MIX-MIX
P-3	10	27.0	6.96	205	1250	7.19	983	506.9	0.0	130.5	25.0	19.5	0.1	102.0	4.4	172.4	2.1	2.0	HCO3-CA
PC-4	6	27.5	6.86	240	2738	7.21	1647	554.2	0.0	302.0	65.0	12.4	0.1	132.0	15.2	141.4	83.8	2.4	MIX-MIX
P-4	20	27.18	6.59	161	1470	7.20	1199	493.4	0.0	168.4	40.0	17.7	0.0	113.0	5.7	144.8	33.5	3.8	HCO3-MIX
P-5	10	27.5	6.78	244	4073	7.19	2419	561.0	0.0	534.9	105.0	14.2	0.1	319.0	20.2	144.8	69.2	1.2	CL-NA
PC-6	20	27.1	6.98	249	1264	7.20	930	473.1	0.0	104.7	21.0	18.6	0.0	85.0	3.2	113.8	31.4	2.6	HCO3-MIX
P-6	10	27.0	6.78	270	3534	7.20	2107	493.4	0.0	766.3	65.0	14.2	0.0	236.0	15.1	213.8	83.8	-5.1	CL-MIX
PC-7	20	27.5	6.98	243	1366	7.23	1053	405.5	0.0	235.2	20.0	20.8	0.2	115.0	5.3	117.2	46.1	2.7	MIX-MIX
P-7	10	27.1	6.77	199	4301	7.21	2571	547.5	0.0	569.0	90.0	21.7	0.2	448.0	18.9	69.0	12.6	-5.4	CL-NA
PC-8	15	27.8	6.88	238	4361	7.24	2304	540.7	0.0	527.3	110.0	35.0	0.1	268.0	46.8	275.8	8.4	1.4	CL-CA
P-8	10	27.6	6.85	222	2124	7.28	1252	513.7	0.0	204.8	50.0	23.0	0.1	164.0	8.7	110.3	46.1	3.3	HCO3-MIX
PC-9	10	27.7	6.88	222	1154	7.18	892	506.9	0.0	101.7	2.0	15.9	0.0	80.0	3.7	46.0	67.6	-0.1	HCO3-MIX
P-9	10	27.5	6.73	215	1438	7.19	1113	405.5	0.0	151.7	29.0	28.8	0.1	137.0	5.2	93.1	2.1	-4.6	HCO3-NA
P-10	10	28.4	6.97	175	877	8.19	676	425.8	0.0	54.6	18.0	28.3	0.1	50.0	2.7	93.8	25.1	-1.9	HCO3-CA
P-11	20	27.4	6.87	276	1482	8.29	1114	466.4	0.0	318.7	35.0	22.6	0.2	111.0	5.0	200.0	21.0	-3.0	CL-CA
P-13	20	28.0	6.81	248	1345	8.14	1027	385.3	0.0	151.7	43.0	15.1	0.1	126.0	8.6	120.7	10.5	3.6	HCO3-MIX
P-12	25	27.8	6.82	248	1364	7.16	1059	439.3	0.0	147.9	35.0	32.3	0.1	96.0	7.0	165.5	4.2	1.4	HCO3-CA
P-14	20	28.6	6.92	204	1278	7.23	6190	466.4	0.0	136.6	33.0	5.3	0.2	89.0	3.9	120.7	14.7	-4.5	HCO3-CA
P-15	20	28.2	7.09	135	907	8.19	4930	479.9	0.0	1100.1	315.0	8.9	0.0	716.0	32.9	337.9	4.2	3.9	CL-NA
P-16	20	27.2	6.99	201	1321	8.09	1024	459.6	0.0	129.0	29.0	26.6	0.0	90.0	5.7	141.4	21.0	2.7	HCO3-CA
P-17	20	28.1	6.73	249	1362	8.04	889	392.0	0.0	110.0	34.0	45.6	0.0	87.0	5.6	103.4	23.1	0.2	HCO3-MIX
P-18	25	28.0	6.76	246	3829	8.00	1025	425.8	0.0	159.3	33.0	39.0	0.0	99.0	10.0	120.7	35.6	2.9	HCO3-MIX
P-19	25	27.9	6.95	80	1068	8.19	826	236.6	0.0	117.6	90.0	13.3	0.0	73.0	1.6	106.9	10.5	0.8	MIX-CA
P-20	20	28.56	6.73	96	1330	8.15	1049	419.0	0.0	113.8	44.0	46.5	0.0	108.0	5.0	89.6	18.9	-3.8	HCO3-MIX
P-21	20	29.2	6.92	244	1164	8.03	903	371.7	0.0	83.5	36.0	47.4	0.0	82.0	4.9	89.6	23.1	0.7	HCO3-MIX

Tabla 9. Resultados agua profunda.

		Datos campo				Laboratorio		mg/L											
CLAVE	Profundidad muestra dentro del agua[m]	Temp (°C)	pH	Eh (mV)	CE (μS/cm)	pH	CE (μS/cm)	HCO ₃	CO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃	F	Na	K	Ca	Mg	% error	FAMILIA
						Profunda	Profunda	Profunda	Profunda	Profunda	Profunda	Profunda	Profunda	Profunda	Profunda	Profunda	Profunda		
PC-1	50	28.0	6.78	244	2088	7.23	1275	365.0	0.0	195.7	40.0	30.6	1.7	143.0	7.7	113.8	21.0	3.496	MIX-MIX
P-2	25	27.6	6.73	-13	8196	7.2	4940	283.9	0.0	1138.0	840.0	5.3	0.4	509.0	19.4	262.0	167.7	-4.611	CL-MIX
P-4	40	27.5	6.46	-66	9117	7.05	9890	500.2	0.0	2799.6	799.0	5.3	0.8	1377.0	94.4	793.0	4.2	-0.749	CL-NA
P-6	30	27.4	6.56	4	34409	7.21	2691	486.6	0.0	565.2	100.0	19.9	0.1	292.0	28.6	158.6	75.4	2.352	CL-MIX
P-7	30	27.5	6.52	-92	38515	7.11	27180	642.1	0.0	8307.7	1705.0	5.8	1.1	5313.0	395.2	1317.1	29.3	4.951	CL-NA
P-9	35	27.8	6.61	244	14627	7.16	8190	473.1	0.0	2314.0	300.0	16.4	0.3	780.0	40.2	655.1	188.6	2.312	CL-MIX
P-11	47	28.0	6.59	280	21926	8.14	15670	479.9	0.0	4514.2	965.0	6.6	0.8	2653.0	368.0	551.7	134.1	2.551	CL-NA
P-14	40	28.5	6.59	259	11215	7.23	6190	432.6	0.0	2086.4	425.0	5.8	0.4	711.0	36.2	517.2	209.6	0.082	CL-MIX
P-15	40	27.7	6.82	162	8891	8.22	694	277.1	0.0	79.7	19.0	23.9	0.0	52.0	2.4	96.5	8.4	1.831	HCO3-CA
P-16	45	27.6	6.78	237	7128	8.1	3420	479.9	0.0	766.3	150.0	43.4	0.0	240.0	15.9	379.3	62.9	2.528	CL-CA
P-21	40	28.3	6.65	107	18449	8.16	5130	500.2	0.0	1138.0	454.0	14.2	0.0	364.0	37.5	413.8	188.6	2.975	CL-MIX

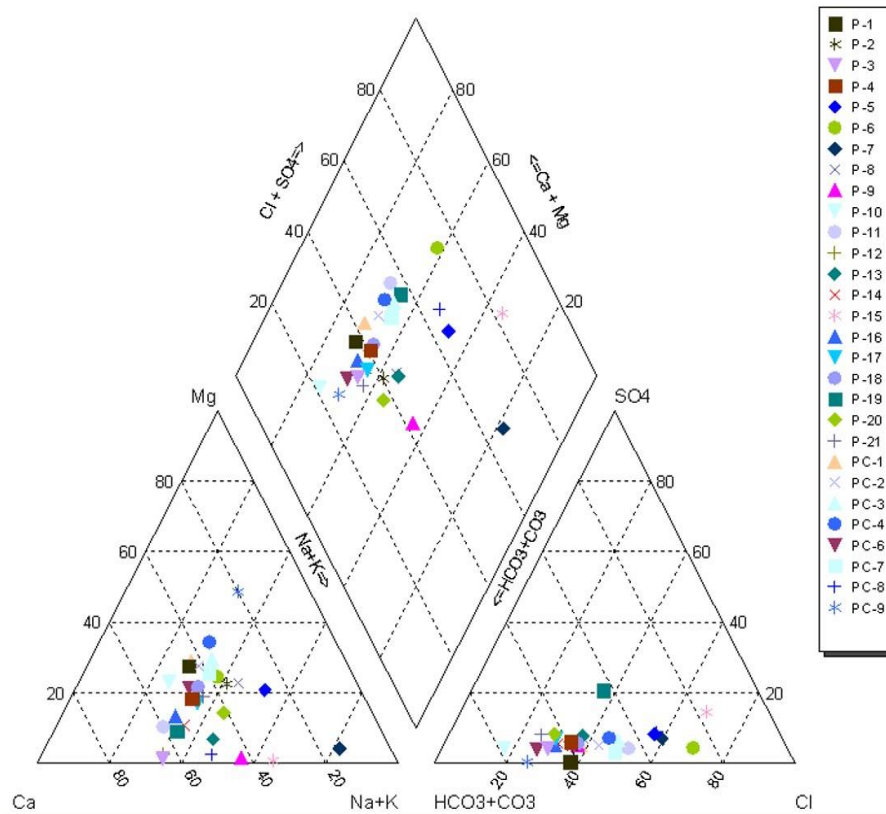


Figura 51. Familia de aguas para las muestras de agua somera.

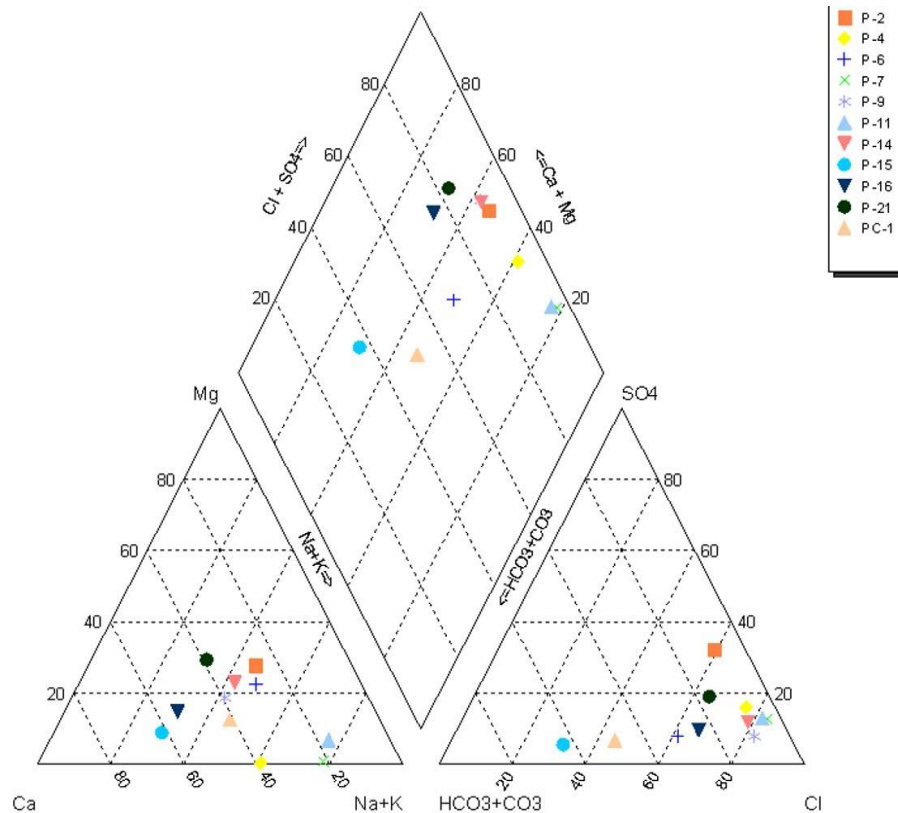


Figura 52. Familia de aguas para las muestras de agua profunda.

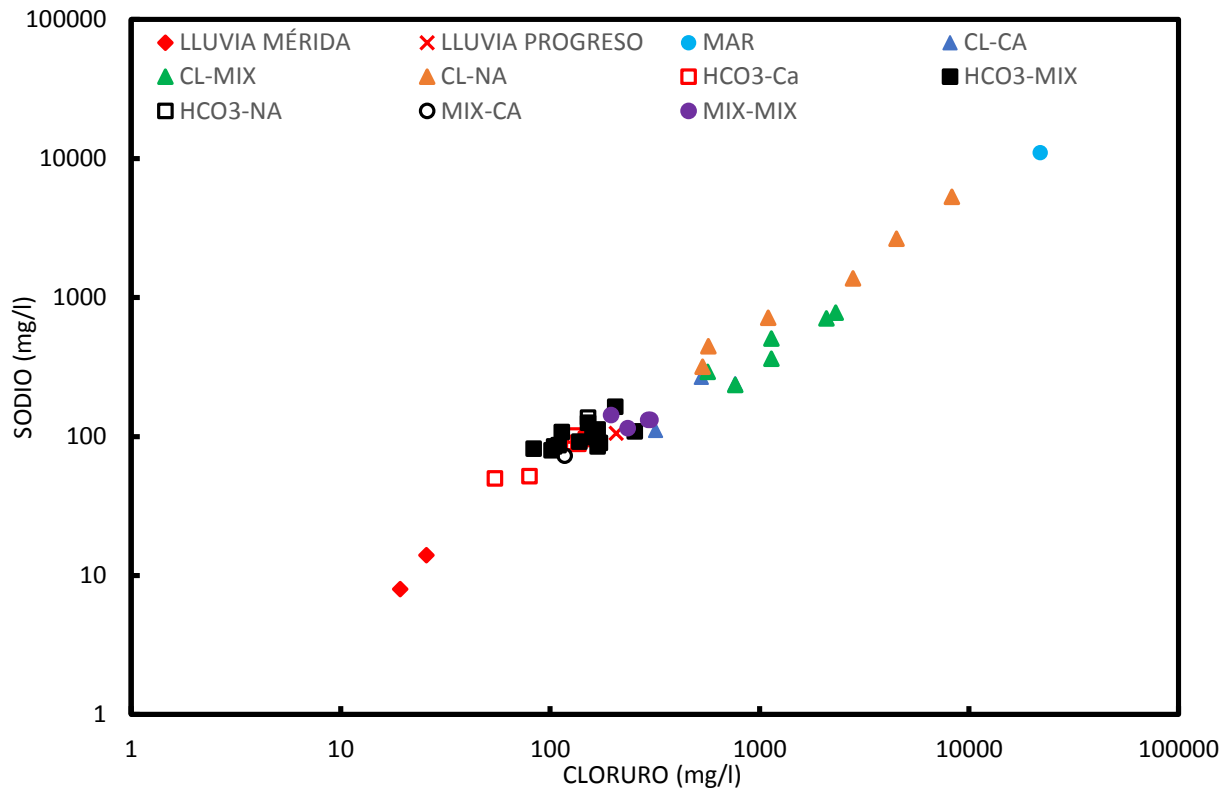


Figura 53. Correlación familias de agua con Sodio y Cloruro.

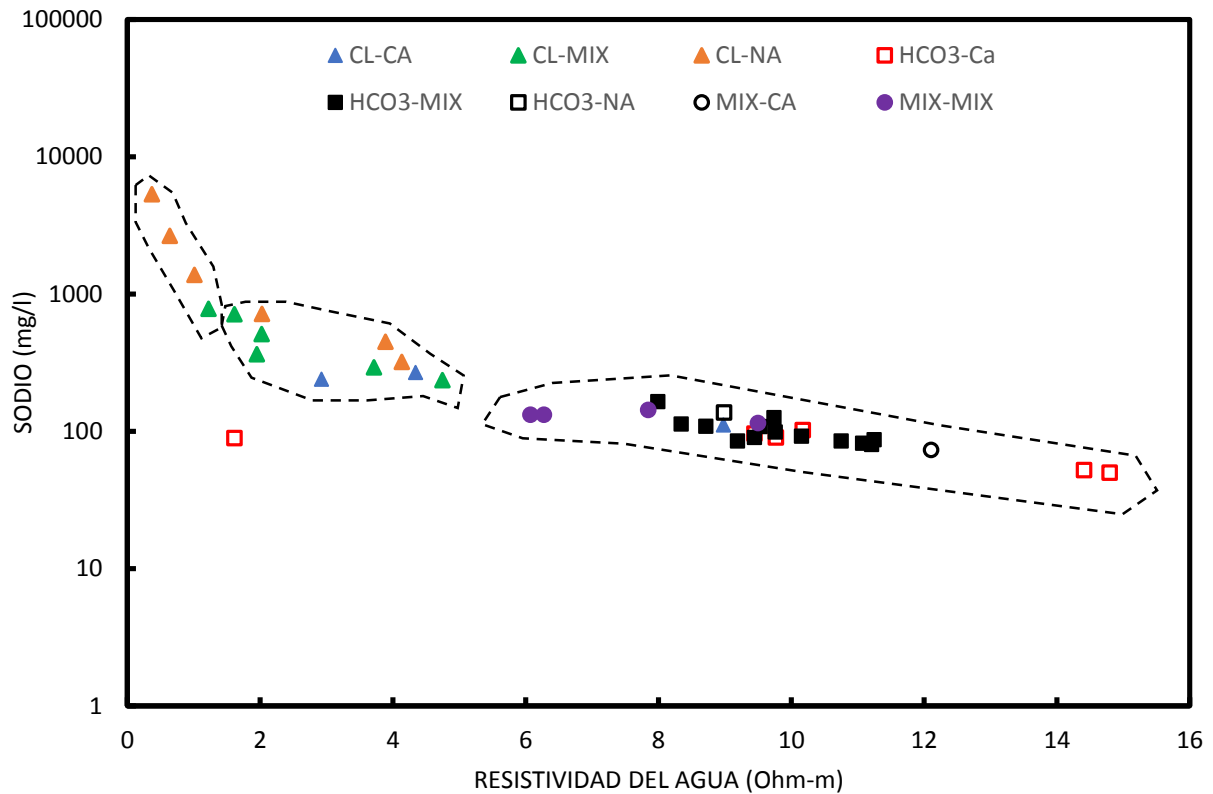


Figura 54. Correlación familias de agua con la resistividad.

5. CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DE LA RECARGA NATURAL Y SU CORRELACIÓN CON LOS REGISTROS EN POZOS DE MONITOREO.

5.1. Correlación unidades geoelectricas con los registros de (CE).

De acuerdo a la CE obtenida de cada pozo de observación ubicada dentro la zona de interés, se procedió a la generación de su inverso para la obtención de la resistividad específica del agua (Figura 55), esta información se correlacionó con los valores de los sondeos geofísicos para definir las unidades geoelectricas (Tabla 10).

Se definieron tres unidades geoelectricas, de las cuales la U_1 es la unidad más resistiva con valores de resistividad de 5 a 200 Ohm-m, los valores mayores de resistividad se ubican en la superficie (zona vadosa) con espesores que varían de 5 m en la zona sur del área de interés hasta 0.2 m en el punto más cercano a la costa; la resistividad eléctrica comienza a disminuir a medida que los poros de la roca comienzan a saturarse hasta llegar a estar completamente saturada, ya en contacto con el agua dulce ($CE < \text{de } 2,500 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), la resistividad específica comienza a disminuir debido que el agua dulce es un medio conductor, este efecto produce que las resistividades disminuyan hasta valores de 5 Ohm-m a profundidades de 45 m en la zona sur, hasta valores $< \text{de } 1 \text{ m}$ en los pozos de observación más próximos a la costa del área de interés (ver anexo electrónico), seguido de esta unidad se encuentra la U_2 con valores de resistividad de 1 a 5 Ohm-m, los mayores valores de resistividad se encuentran al inicio de la zona de mezcla ($CE > 2,500 \text{ a } < 15,000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), con profundidades de inicio de este cuerpo que varían de 45 m en la zona sur del área de interés hasta valores $< \text{de } 1 \text{ m}$ en los pozos de observación más cercanos a la línea de costa, sus valores continúan disminuyendo a medida que la salinidad del agua se incrementa a medida que se alcanzan mayores profundidades (47 m en la zona sur, hasta 17 m en la zona norte del área de estudio), finalmente la U_3 , con la menor resistividad específica $< 1 \text{ Ohm-m}$ ($CE > 15,000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) se ubica en la zona más profunda de la investigación donde se ubica la zona con mayor salinidad, la profundidad de esta unidad varía de entre 47 m en la sur del área de interés hasta a - 17 m en la zona norte del área de interés.

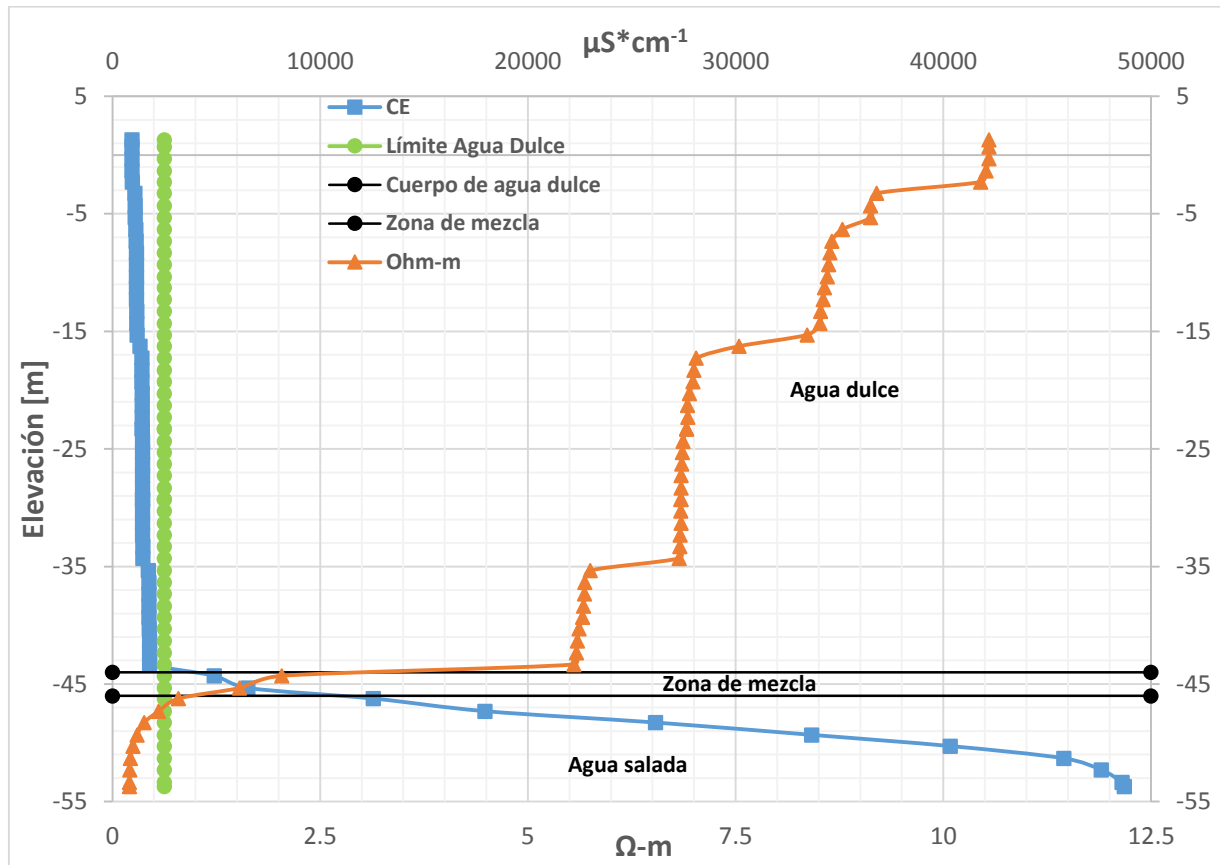


Figura 55. Resistividades agua dulce obtenidas del registro del pozo PC-1 en noviembre 2014.

Tabla 10. Unidades geoelectricas.

Unidad	Rango de valores [Ohm-m]	Características hidrogeológicas	Resistividad del Agua [Ohm-m]	Familias de Agua
U1	200 a 5	Zona vadosa y roca en contacto con agua dulce ($CE < 2,500 \mu S \cdot cm^{-1}$)	25 a 5	HCO ₃ -Ca, HCO ₃ -Mix y Mix-Mix
U2	5 a 1	Roca saturada en contacto con la zona de mezcla ($CE > 2,500 < 15,000 \mu S \cdot cm^{-1}$)	5 a 1	Cl-Ca, Cl-Mix y Cl-Na
U3	< 1	Roca saturada en contacto con agua salada ($CE > 15,000 \mu S \cdot cm^{-1}$)	< 1	Cl-Na

En base a los parámetros de resistividad eléctrica y CE, se procedió a la generación de resultados, obteniendo estos con el menor error en la ejecución de los softwares. Se elaboraron 20 perfiles de resistividad (11 en la primera campaña y 9 en la segunda campaña) (Ver anexo electrónico).

5.1.1. Campañas Noviembre-Diciembre 2014 y Enero 2015.

Se establecieron 8 perfiles paralelos a la dirección de flujo los cuales son: S-01, S-06, S-07 y S-11 para la primera campaña y S-01, S-02, S-03 y S-04 para la segunda campaña, además se crearon 12 perfiles perpendiculares a la dirección de flujo los cuales son: S-02, S-03, S-04, S-05, S-08, S-09 y S-10 para la primera campaña y S-05, S-06, S-07, S-08 y S-09 para la segunda campaña (Tabla 11). El software utilizado para el procesamiento de estos perfiles fueron *Temix* y *Winglink*, los cuales se presentan en el Anexo electrónico. En las figuras de los perfiles se presentan la ubicación de cada sondeo, sin embargo la nomenclatura de algunos puntos están sobre puestos debido el punto se localiza en la parte posterior o se encuentra muy cercano al sondeo del cual si aparece su nomenclatura. En cada una de las 20 secciones (ver anexo electrónico) se identificaron 3 unidades geoelectricas que se encuentran en un rango de 0 a 200 Ohm-m, estas resistividades dependen de: i) CE del agua, ii) proximidad a la costa y iii) compactación y porosidad de la roca.

El perfil S-01 de la primera campaña y el S-01 de la segunda campaña (Figura 56 y Figura 57) están compuesto por 60 y 36 sondeos respectivamente con una longitud de 22 km con dirección preferencial N-S, paralela a la dirección de flujo. La profundidad de investigación fue del orden de 70 m, son las secciones de mayor longitud de todas las propuestas, ubicadas en la parte central del área de estudio, el punto más cercano a la costa está a 6 km y los sondeos más lejanos se encuentran a 26.5 km de la costa.

La unidad más resistiva (U_1) para la primera campaña se localizó en la parte superior con un espesor de 12 m en la zona más próxima a la línea costera y 42 m en la zona sur del área de interés, estos valores son medidos desde la superficie hasta el inicio de la zona de mezcla ($CE > 2,500$ y $< 15,000$ [$\mu S \cdot cm^{-1}$]), esta información se correlaciona con los registro de CE realizados en PC-4, PC-3, PC-2 y PC-1; en el caso del PC-4 los valores mayores de CE fueron de 2,095 [$\mu S \cdot cm^{-1}$], indicando que no se alcanzó la zona de mezcla en este pozo, por lo cual las resistividades del agua varían de > 4 y < 5 [Ohm-m].

Tabla 11. Características generales de las secciones.

Sección		Sondeos por campaña		Longitud [km]		Orientación		Pozos de observación		Descripción hidrogeológica	
1er	2da	1er	2da	1er	2da	1er	2da	1er	2da	1er	2da
S-01	S-01	60	36	22.00	22.00	S-N	S-N	PC-1, PC-2, PC-3 y PC-4	PC-1, PC-2, PC-3 y PC-4	La U ₁ incrementa de 11 a 36 m de profundidad de N a S, debido que se ubica perpendicular a la costa, indicando el incremento en el cuerpo de agua dulce.	La U ₁ incrementa de 13 a 28 m de profundidad de N a S, debido que se ubica perpendicular a la costa, indicando el incremento en el cuerpo de agua dulce.
S-02	S-02	21	12	12.00	12.00	W-E	S-N	P-4	P-5	La U ₁ incrementa de 15 a 24 m de profundidad de W a E, indicando que la roca se encuentra saturada con agua con CE < 2,500 µS*cm ⁻¹ .	La U ₁ incrementa de 15 a 28 m de profundidad de N a S, debido que se ubica perpendicular a la costa, indicando el incremento en el cuerpo de agua dulce.
S-03	S-03	11	7	12.50	11.50	W-E	S-N	P-4 y P-5	P-8	La U ₁ incrementa de 12 a 34 m de profundidad de W a E, indicando que la roca se encuentra saturada con agua con CE < 2,500 µS*cm ⁻¹ .	La U ₁ incrementa de 13 a 23 m de profundidad de N a S, debido que se ubica perpendicular a la costa, indicando el incremento en el cuerpo de agua dulce.
S-04	S-04	21	21	15.00	5.70	W-E	S-N	PC-2	PC-3 y PC-4	La U ₁ incrementa de 19 a 31 m de profundidad de W a E, indicando que la roca se encuentra saturada con agua con CE < 2,500 µS*cm ⁻¹ .	La U ₁ incrementa de 13 a 23 m de profundidad de N a S, debido que se ubica perpendicular a la costa, indicando el incremento en el cuerpo de agua dulce.
S-05	S-05	23	8	16.50	1.90	W-E	W-E	PC-1, P-8 y P-16	PC-4	La U ₁ incrementa de 17 a 28 m de profundidad de W a E, indicando que la roca se encuentra saturada con agua con CE < 2,500 µS*cm ⁻¹ .	La U ₁ incrementa 4 a 16 m de profundidad de W a E, teniendo el mismo comportamiento que la S-10 de la primer campaña.
S-06	S-06	10	13	12.50	2.55	S-N	W-E	P-5 y P-8	PC-3	La U ₁ incrementa de 16 a 24 m de profundidad de N a S, debido que se ubica perpendicular a la costa.	La U ₁ permanece constante a lo largo de la sección, inicia en la superficie y termina a 25 m, comportamiento similar a S-09 de la 1ra campaña.
S-07	S-07	25	16	11.00	5.20	S-N	W-E	P-4 y P-16	P-5	La U ₁ incrementa de 24 a 29 m de profundidad de N a S, ya que se ubica perpendicular a la costa, en esta zona la roca saturada está en contacto con agua de buena calidad (CE < 2,500 µS*cm ⁻¹), también se registra el mismo comportamiento en S-02, S-03, S-04 y S-05 perpendiculares a esta.	La U ₁ incrementa 15 a 31 m de profundidad de W a E, teniendo el mismo comportamiento que la S-03 de la primer campaña.
S-08	S-08	12	11	2.90	9.00	W-E	W-E	PC-3	PC-2	De acuerdo con el registro de CE el espesor de la U ₁ inicia desde la superficie y termina a 20 m de profundidad.	La U ₁ incrementa 22 a 32 m de profundidad de W a E, teniendo el mismo comportamiento que la S-02 y S-04 de la primer campaña.
S-09	S-09	11	7	2.25	8.50	W-E	W-E	0	PC-1 y P-8	La U ₁ permanece constante a lo largo de la sección que inicia desde la superficie y termina a 21 m de profundidad, indicando que la roca se encuentra saturada con agua con CE < 2,500 µS*cm ⁻¹ .	La U ₁ incrementa 25 a 33 m de profundidad de W a E, teniendo el mismo comportamiento que la S-02, S-03, S-04 y S-05 de la primer campaña
S-10		8		1.90		W-E		PC-4		La U ₁ permanece constante a lo largo de la sección que inicia desde la superficie y termina a 11 m de profundidad de W a E, indicando que la roca se encuentra saturada con agua con CE < 2,500 µS*cm ⁻¹ además de tener el < espesor de agua dulce debido que es la sección más próxima a la costa.	
S-11		25		6.20		S-N		PC-3 y PC-4		La U ₁ incrementa de 11 a 36 m de profundidad de N a S, debido que se ubica perpendicular a la costa, indicando el incremento en el cuerpo de agua dulce.	

Por lo tanto, el espesor del lente de agua dulce de este perfil está entre 11 m (zona norte) y 40 m (zona sur), este efecto es causado por la distancia hacia la costa, ya que al estar muy próxima al mar, el lente de agua dulce disminuye su espesor hasta igualar la del nivel medio del mar en la línea de costa; sin embargo, la roca al estar saturada con agua con $CE < 2,500 [\mu S \cdot cm^{-1}]$ genera resistividades mayores de 5 [Ohm-m] en la zona límite del agua dulce y agua de mezcla, este efecto es causado por la CE del agua, ya que al disminuir la CE a medida que se aproxima a la superficie, los valores de resistividad se incrementan hasta llegar a $> 25 [Ohm \cdot m]$ a 3 m (zona norte) y 38 m (zona sur) por debajo del nivel estático.

Subyaciendo a esta unidad se encuentra la U_2 iniciando a 12 m (zona norte) y 40 m (zona sur) de profundidad, con un espesor de 10 m, permaneciendo de manera constante a lo largo de todo el perfil, los valores de CE del agua correlacionados con este cuerpo, están entre $> 2,500$ a $< 15,000 [\mu S \cdot cm^{-1}]$, con valores de resistividad entre > 1 y $< 5 [Ohm \cdot m]$ indicando que se encuentran en la zona de mezcla como se aprecia en los registros realizados en los pozos PC-3, PC-2 y PC-1.

Finalmente en la parte más profunda se ubica la U_3 , iniciando a 22 m (zona norte) y 50 m (zona sur) de profundidad, el espesor de este cuerpo no logró determinarse debido que la profundidad de investigación fue del orden de 70 m, y el cuerpo de agua salada continua manifestándose a medida que se incrementa la profundidad. Los valores de CE del agua correlacionados con este cuerpo es $> 15,000 [\mu S \cdot cm^{-1}]$, con valores de resistividad $< 1 [Ohm \cdot m]$ indicando que se encuentran en la zona de agua salada como se aprecia en el registro realizado en el pozo PC-1.

En la segunda campaña se tuvo un comportamiento similar a la primera, sin embargo, la U_1 incrementó 2 m en la zona norte y disminuyó 10 m en la zona sur, el incremento es posiblemente causado por el agua dulce que precipitó en esta zona en la temporada de lluvias y que posteriormente comenzó a desplazarse para descargar en el mar, por otra parte, en la parte sur, la disminución del cuerpo de agua es posiblemente causado por la extracción de agua dulce en los campos de abastecimiento de la ciudad de Mérida ubicados al sur de la ciudad.

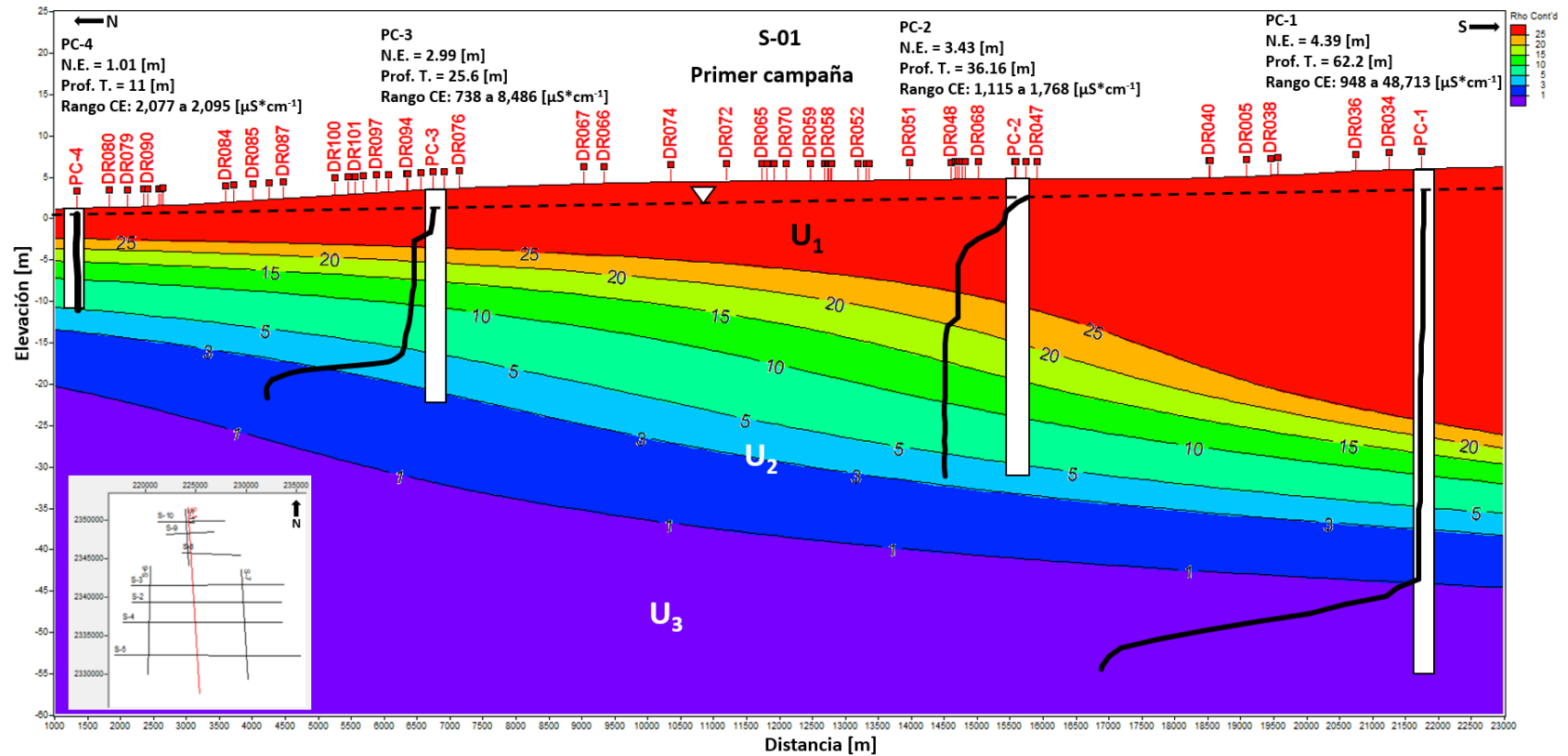


Figura 56. Perfil S-01, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, primer campaña.

Los valores de la U_1 son medidos desde la superficie hasta el inicio de la zona de mezcla ($CE > 2,500$ y $< 15,000 [\mu S \cdot cm^{-1}]$), esta información se correlaciona con los registro de CE realizados en PC-4, PC-3, PC-2 y PC-1; en los pozos PC-4, PC-3 y PC-2 los valores de CE incrementaron de: 2,095 a 3, 159; 8,486 a 11,003 y 1,768 a 2,155 [$\mu S \cdot cm^{-1}$] respectivamente, posiblemente causados por la disolución de la calcita provocada por las precipitaciones previas a los registros de calidad, sin embargo, al realizar los sondeos la resistividad registrada ya había tenido un ligero incremento de 2 [Ohm-m], este efecto es provocado por el disminución de la CE, por otra parte el PC-1 disminuyó de 48,713 a 47, 024 [$\mu S \cdot cm^{-1}$], indicando que en este

lugar se tuvo una entrada de agua dulce, la cual provocó el efecto de dilución en la CE. Por lo tanto, el lente de agua dulce de este perfil varía de 13 m (zona norte) a 30 m (zona sur) de espesor, efecto causado por la extracción de agua en Mérida. Sin embargo, la roca al estar saturada con agua con $CE < 2,500 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$, genera resistividades $> 5 \text{ } [\text{Ohm}\cdot\text{m}]$ en la zona límite del agua dulce y mezcla, efecto causado por la CE del agua, ya que al disminuir la CE a medida que se aproxima a la superficie, los valores de resistividad se incrementan a $> 25 \text{ } [\text{Ohm}\cdot\text{m}]$ a 4 m (zona norte) y 20 m (zona sur) debajo del nivel estático.

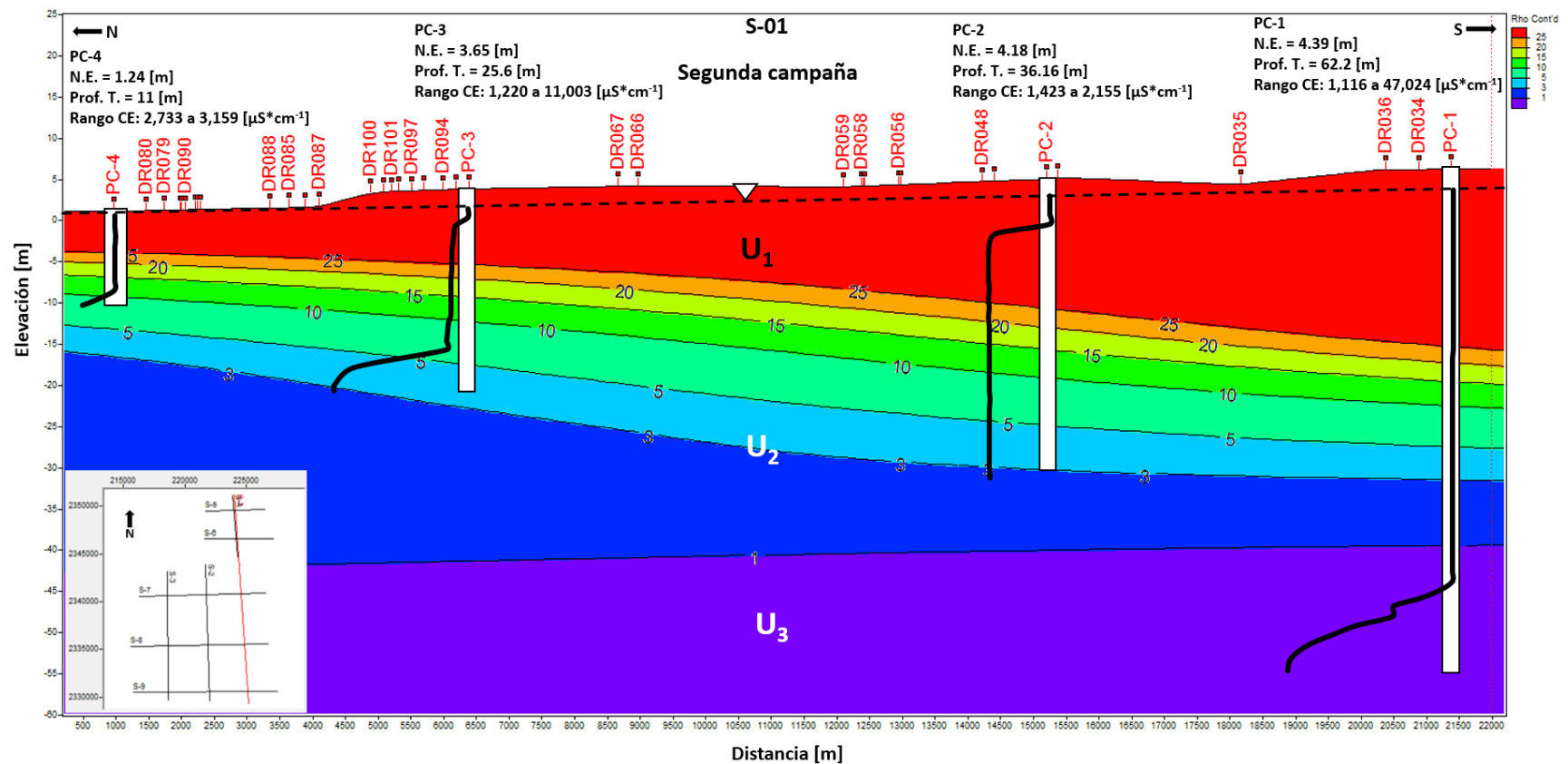


Figura 57. Perfil S-01, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, segunda campaña.

Subyaciendo a esta unidad se encuentra la U_2 iniciando a 14 m (zona norte) y 30 m (zona sur) de profundidad, con un espesor de 29 m (zona norte) y 12 m (zona sur), mostrando un espesor de casi el doble en la porción norte, causada por la cercanía que se tiene al mar. Los valores de CE del agua correlacionados con este cuerpo, están entre $> 2,500$ a $< 15,000$ [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$], con valores de resistividad > 1 y < 5 [Ohm-m] indicando que se encuentran en la zona de mezcla como se aprecia en los registros realizados en los pozos PC-3 y PC-1. Sin embargo en el PC-2, se observa que al correlacionar la CE con la resistividad los valores no se ajustan, este efecto es causado por la diferencia de días que hubo en la realización del registro de CE y el sondeo, ya que cuando se realizó el sondeo el agua pudo haber estado influenciada por la reacción con la calcita, lo cual generó un incremento en la CE que a su vez disminuyó los valores de resistividad, por este motivo se encuentra un desfase de 5 m. Finalmente en la parte más profunda encontramos la U_3 , iniciando a 43 m (zona norte) y 42 m (zona sur) de profundidad, el espesor de este cuerpo no logró determinar debido que la profundidad de investigación fue del orden de 70 m, y el cuerpo de agua salada continua manifestándose a medida que se incrementa la profundidad. Los valores de CE del agua correlacionados con este cuerpo es $> 15,000$ [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$], con valores de resistividad < 1 [Ohm-m] indicando que se encuentran en la zona de agua salada como se aprecia en el registro realizado en el pozo PC-1.

El perfil S-06 de la primera campaña y el S-03 de la segunda campaña (Figura 58 y Figura 59) están compuesto por 10 y 7 sondeos, con una longitud de 12.5 y 11.5 km respectivamente con dirección preferencial N-S, paralela a la dirección de flujo. La profundidad de investigación fue del orden de 70 m, el punto más cercano a la costa está a 13.25 km y los sondeos más lejanos se encuentran a 24.95 km de la costa. La unidad más resistiva (U_1) para la primera campaña se localizó en la parte superior con un espesor de 20 m (zona norte) y 28 m en la zona sur del área de interés, estos valores son medidos desde la superficie hasta el inicio de la zona de mezcla (CE $> 2,500$ y $< 15,000$ [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]), esta información se correlaciona con los registros de CE realizados en P-5 y P-8, ya que en ambos pozos el registro de CE coincidió con el cambio de resistividad, además se aprecia, que a medida que se incrementa la distan-

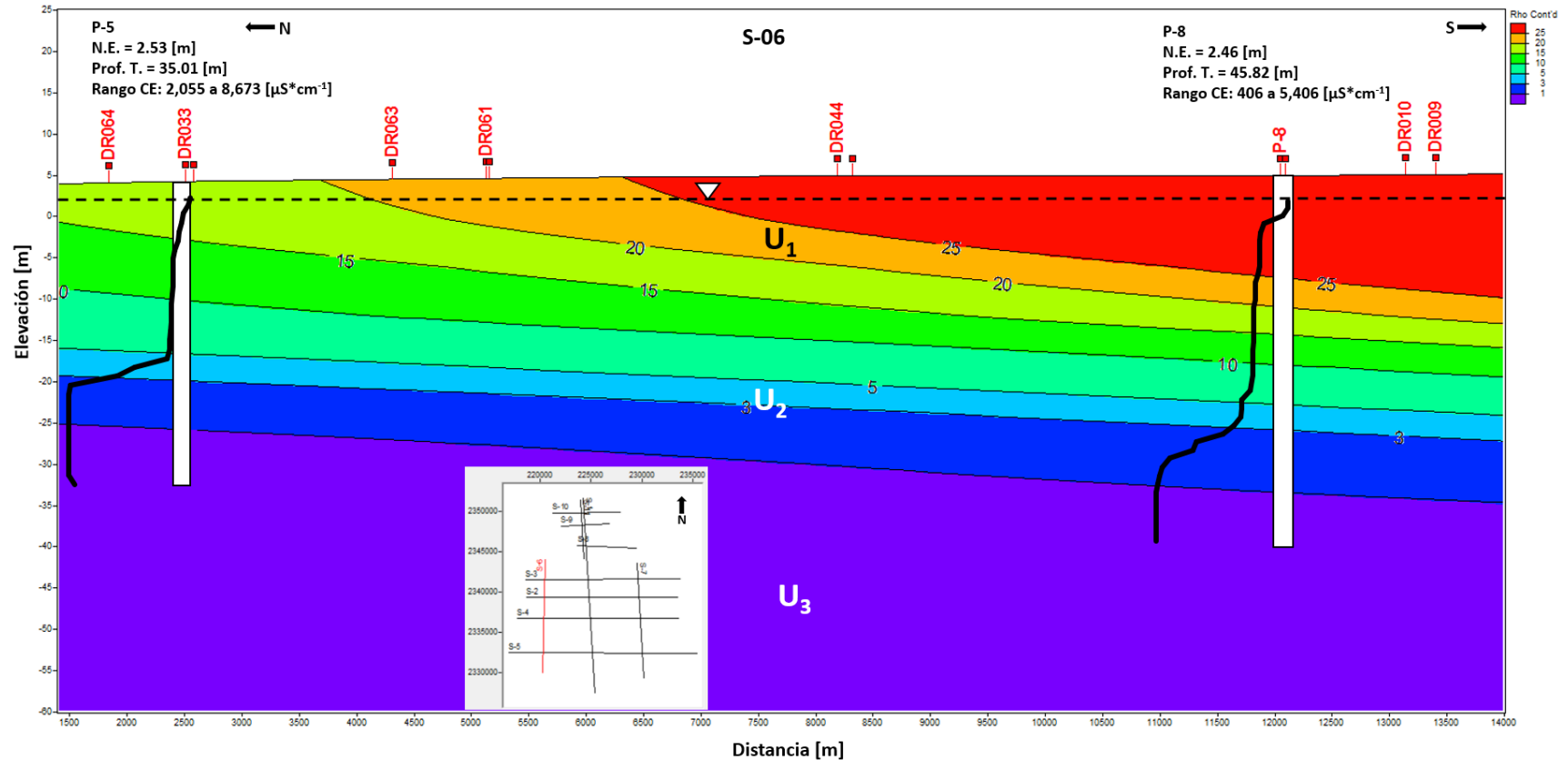


Figura 58. Perfil S-06, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, primer campaña.

cia hacia la costa, la U_1 incrementa su espesor, esto a causa del aumento del espesor del agua dulce. Por lo tanto, el espesor del lente de agua dulce de este perfil varía de 18 m (zona norte) a 25 m (zona sur), este efecto es causado por la distancia hacia la costa; sin embargo, la roca al estar saturada con agua con $CE < 2,500 [\mu S \cdot cm^{-1}]$, genera resistividades mayores a 5 [Ohm-m] en la zona límite del agua dulce y agua de mezcla, ya que al disminuir la CE a medida que se aproxima a la superficie, los valores de resistividad se incrementan debido al aumento de la calidad del agua dulce hasta llegar a resistividades > 25 [Ohm-m] a 18 m (zona sur) debajo del nivel estático.

Subyaciendo a esta unidad, se encuentra la U_2 iniciando a 20 m (zona norte) y 28 m (zona sur) de profundidad, con un espesor de 10 m, permaneciendo de manera constante a lo largo de todo el perfil, los valores de CE del agua correlacionados con este cuerpo, están entre $> 2,500$ a $< 15,000$ [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$], con valores de resistividad entre > 1 y < 5 [Ohm-m] indicando que se encuentran en la zona de mezcla como se aprecia en los registros realizados en los pozos P-5 y P-8.

Finalmente en la parte más profunda se ubica la U_3 , iniciando a 30 m (zona norte) y 38 m (zona sur) de profundidad, el espesor de este cuerpo no logró determinarse debido que la profundidad de investigación fue del orden de 70 m y el cuerpo de agua salada continua manifestándose a medida que se incrementa la profundidad. Los valores de CE del agua correlacionados con este cuerpo es $> 15,000$ [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$], con valores de resistividad < 1 [Ohm-m], sin embargo al observar los registros de CE, se aprecia que los valores de CE no alcanzaron los $9,000$ [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] indicando que los registros no alcanzaron la zona de agua salada, esto pudo ser causado por la diferencia de días entre el registro y el sondeo, ya que cuando se realizó el registro agua tenía una CE diferente al día en el cual se realizaron los sondeos, por lo cual se pudo haber incrementado la CE y por consiguiente la resistividad disminuyó teniendo como consecuencia que la U_3 se apreciara en la zona donde estaría ubicada la U_2 .

En la segunda campaña se tuvo un comportamiento similar a la primera, la U_1 mantuvo la misma distribución de resistividades, los valores de la U_1 son medidos desde la superficie hasta el inicio de la zona de mezcla ($\text{CE} > 2,500$ y $< 15,000$ [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]), esta información se correlaciona con el registro de CE realizado en P-8, aunque también en este pozo se aprecia un incremento en la CE de $5,406$ a $6,643$ [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$], posiblemente causado por la disolución de la calcita provocada por las precipitaciones previas a los registros de calidad, sin embargo, al realizar los sondeos, la resistividad tuvo un incremento de 2 [Ohm-m], efecto provocado por el disminución de la CE. Por lo tanto, el lente de agua dulce de este perfil se mantiene igual a la primera campaña.

Subyaciendo a esta unidad se encuentra la U_2 iniciando a 14 m (zona norte) y 30 m (zona sur) de profundidad, con un espesor de 9 m (zona norte) y 14 m (zona sur), mostrando un espesor mayor en la porción sur, posiblemente causada por la extracci-

ón de agua de abastecimiento de la ciudad de Mérida. La CE del agua correlacionada a este cuerpo, está entre $> 2,500$ a $< 15,000$ [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$], con resistividades entre > 1 y < 5 [$\text{Ohm}\cdot\text{m}$] indicando que se encuentran en la zona de mezcla como se aprecia en el registro del P-8. Sin embargo ocurre el mismo fenómeno de la primera campaña, ya que los valores de CE y resistividad no se ajustan, teniendo un desfase del orden de 10 m, este efecto pudo haber sido causado por la diferencia de días que hubo en la realización del registro de CE y el sondeo.

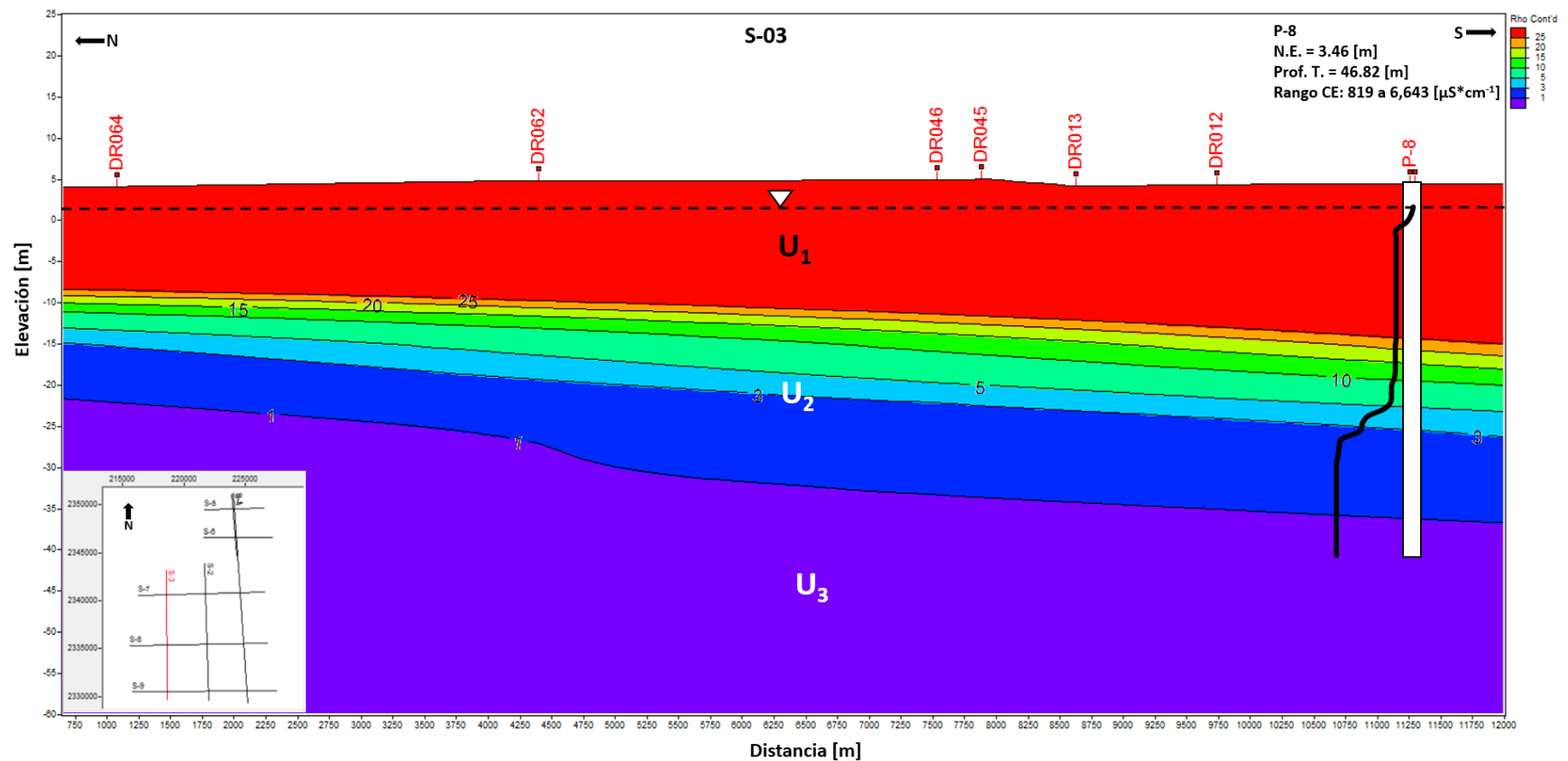


Figura 59. Perfil S-03, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, segunda campaña.

Finalmente en la parte más profunda se ubica la U_3 , iniciando a 26 m (zona norte) y 40 m (zona sur) de profundidad, el espesor de este cuerpo no logró determinarse debido que la profundidad de investigación fue del orden de 70 m y el cuerpo de agua salada continua manifestándose a medida que se incrementa la profundidad. Los valores de CE del agua correlacionados con este cuerpo es $> 15,000 [\mu S \cdot cm^{-1}]$, con valores de resistividad $< 1 [Ohm \cdot m]$, sin embargo al observar el registro de CE en P-8, se aprecia que los valores de CE no alcanzaron los $7,000 [\mu S \cdot cm^{-1}]$ indicando que el registro no alcanzó la zona de agua salada, el cual pudo haber sido causado por la diferencia de días entre el registro y el sondeo, ya que cuando se realizó el registro agua tenía una CE diferente al día en el cual se realizó el sondeo, por lo cual se pudo haber incrementado la CE y por consiguiente la resistividad disminuyó teniendo como consecuencia que la U_3 se apreciara en la zona donde estaría ubicada la U_2 .

El perfil S-10 de la primera campaña y el S-05 de la segunda campaña (Figura 60 y Figura 61) están compuestos por 8 sondeos, con una longitud de 1.9 km, dirección preferencial W-E, perpendicular a la dirección de flujo. Se ubican a 6 km de la costa, son las secciones con menor distancia a la línea de costa. La unidad más resistiva (U_1) para la primera campaña se localizó en la parte superior con un espesor constante de 12 m a lo largo de todo el perfil. Estos valores son medidos desde la superficie hasta el inicio de la zona de mezcla ($CE > 2,500$ y $< 15,000 [\mu S \cdot cm^{-1}]$), esta información se correlaciona con los registro de CE realizado en PC-4, en el cual los valores de CE que indican el inicio de la zona de mezcla ($CE > 2,500 [\mu S \cdot cm^{-1}]$) no se alcanzaron, debido a la poca profundidad del PC-4, sin embargo, de acuerdo a las resistividades obtenidas, el inicio del cuerpo de agua de mezcla es a 12 m de profundidad. Por lo tanto, el espesor del lente de agua dulce de este perfil es de 11 m.

Subyaciendo a esta unidad se encuentra la U_2 iniciando a 12 m en toda la sección, con un espesor de 22 m a lo largo del perfil. Los valores de CE registrados en PC-4 no alcanzar los valores para correlacionarlos con este cuerpo debido que el pozo no tiene la suficiente profundidad para alcanzar estos valores, por lo tanto, el espesor de este cuerpo sólo puede conocerse mediante las resistividades registradas en los sondeos.

Finalmente en la parte más profunda encontramos la U_3 , iniciando a 34 a lo largo de todo el perfil, el espesor de este cuerpo no logró determinarse debido que la profundidad de investigación fue del orden de 70 m, y el cuerpo de agua salada continua manifestándose a medida que se incrementa la profundidad. La CE correlacionada a este cuerpo es, $> 15,000 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$, con resistividad de $< 1 \text{ } [\text{Ohm}\cdot\text{m}]$ indicando que se encuentran en la zona de agua salada.

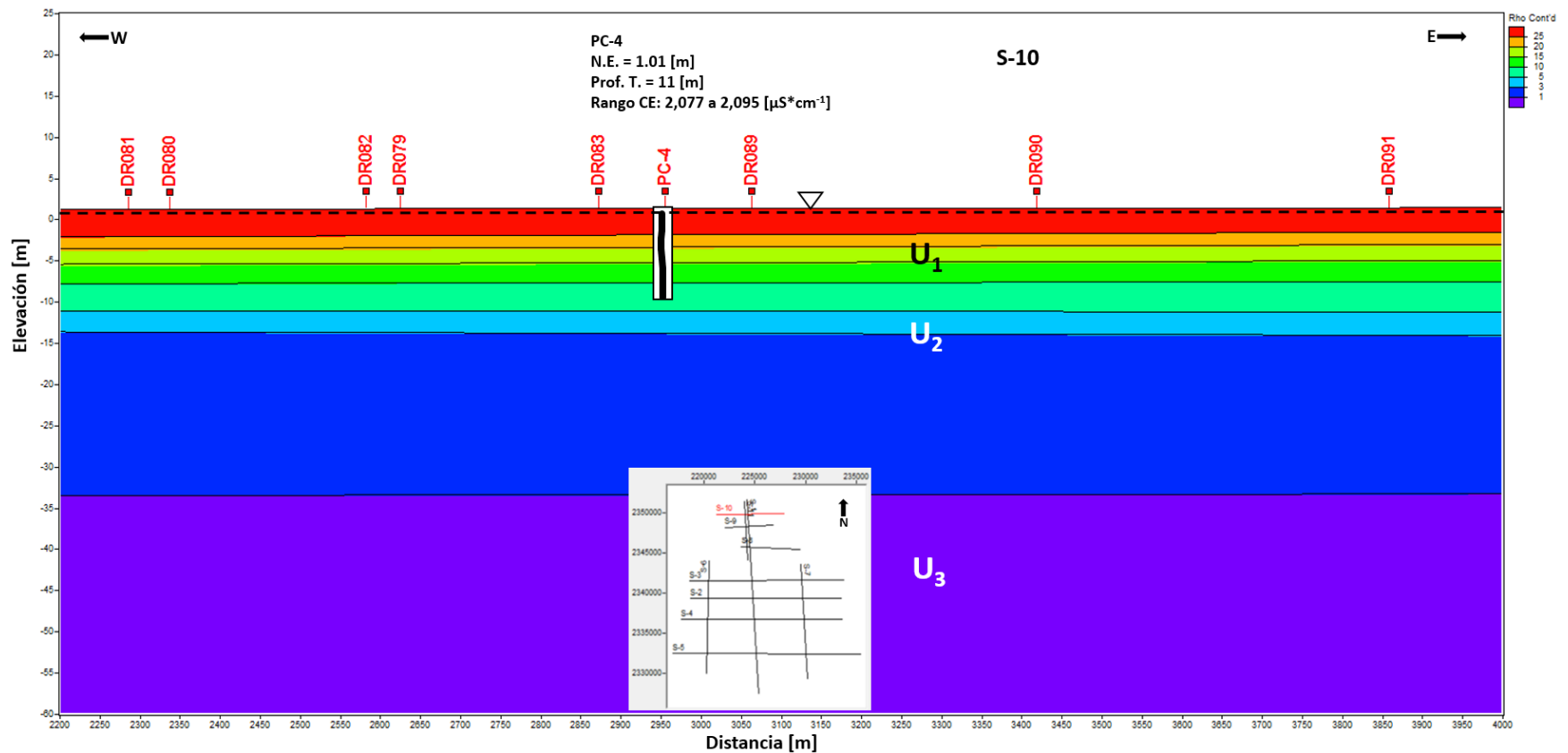


Figura 60. Perfil S-10, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, primera campaña.

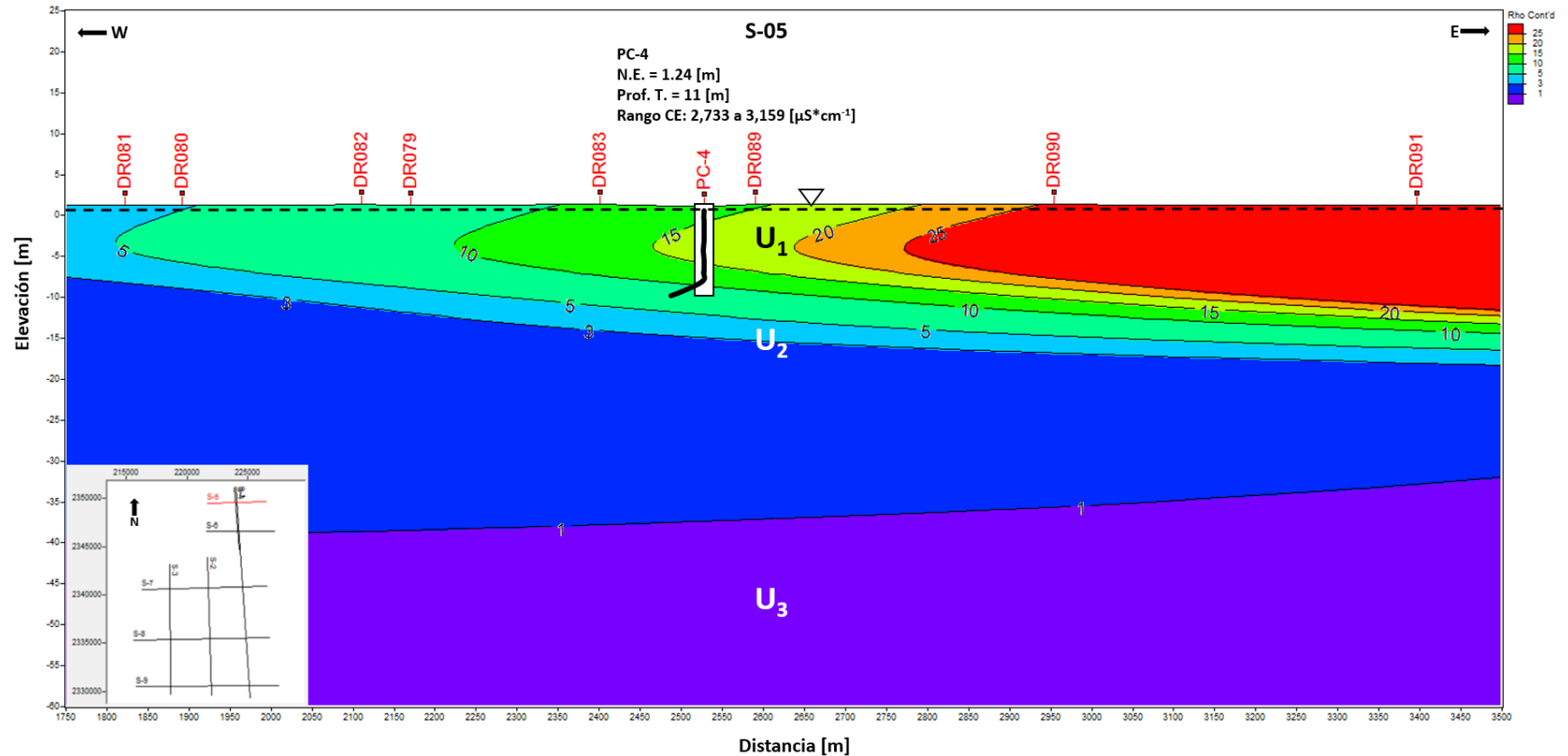


Figura 61. Perfil S-05, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, segunda campaña.

En la segunda campaña el comportamiento de la U₁ ya no se apreció de manera constante a lo largo de toda la sección, ya que en la zona oeste se tuvo una disminución de la resistividad provocada por el incremento de la CE, posiblemente causada por la disolución de la calcita, ya que la CE registrada en PC-4 en primer la campaña tuvo un incremento de 2,077 a 3,159 [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] indicando que este cuerpo ya se encontraba en la zona de mezcla ($\text{CE} > 2,500$ y $< 15,000$ [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]), sin embargo, al realizar los sondeos la resistividad registrada tuvo un ligero incremento de 2 [Ohm-m], este efecto es provocado por la dismuni-

ón de la CE, aunque en la zona este la resistividad continua siendo la establecida para la U_2 ; Por lo tanto, el lente de agua dulce de este perfil es menor en la parte oeste.

Subyaciendo a esta unidad se encuentra la U_2 iniciando desde la superficie (zona oeste) y 17 m (zona este), con un espesor mayor de 16 m en la zona oeste. Los valores de CE registrados en PC-4 alcanzaron los valores correlacionarlos con este cuerpo, aunque los valores se encuentren con desfase de 6 m, este efecto pudo haber sido causado por la disminución de la CE cuando se realizaron los sondeos en esta sección, además, el espesor de este cuerpo sólo puede conocerse mediante las resistividades registradas en los sondeos.

Finalmente en la parte más profunda encontramos la U_3 , iniciando a 42 m (zona oeste) y 33 m (zona este), el espesor de este cuerpo no logró determinarse debido que la profundidad de investigación fue del orden de 70 m, y el cuerpo de agua salada continua manifestándose a medida que se incrementa la profundidad. La CE correlacionada a este cuerpo es, $> 15,000 [\mu S \cdot cm^{-1}]$, con resistividad de $< 1 [Ohm \cdot m]$ indicando que se encuentran en la zona de agua salada.

El perfil S-03 de la primera campaña y el S-07 de la segunda campaña (Figura 62 y Figura 63) están compuesto por 11 y 16 sondeos, con una longitud de 12.5 km y 11 km respectivamente con dirección preferencial W-E, perpendicular a la dirección de flujo. Se ubica a 14.14 km de la costa.

La unidad más resistiva (U_1) para la primera campaña se localizó en la parte superior con un espesor de 15 m (zona oeste) y 39 m (zona este), estos valores son medidos desde la superficie hasta el inicio de la zona de mezcla ($CE > 2,500$ y $< 15,000 [\mu S \cdot cm^{-1}]$), se observa un espesor de agua dulce de más del doble en la porción este, esta información se correlaciona con los registro de CE en P-5 y P-4; en P-4 los valores de CE que indican el inicio de la zona de mezcla ($CE > 2,500 [\mu S \cdot cm^{-1}]$) es a los 38 m, por otra parte en el P-5, estos valores se ubican a 16 m, indicando la existencia un cuerpo mayor de agua dulce en lado este de la zona de interés, lo que provoca que la distribución de resistividades se incrementen de W a E. Por lo tanto, el espesor del lente de agua dulce de este perfil varía de 14 m (zona oeste) a 35 m (zona este).

Subyaciendo a esta unidad se encuentra la U_2 iniciando a 15 m (zona oeste) y 39 m (zona este) de profundidad, con un espesor de 5 m en la zona oeste y 10 m, en la porción este. Los valores de CE registrados en P-4 y P-5 están correlacionados con este cuerpo debido que los valores registrados están entre $> 2,500$ a $< 15,000$ [$\mu S \cdot cm^{-1}$], con valores de resistividad > 1 y < 5 [Ohm-m] indicando que se encuentran en la zona de mezcla.

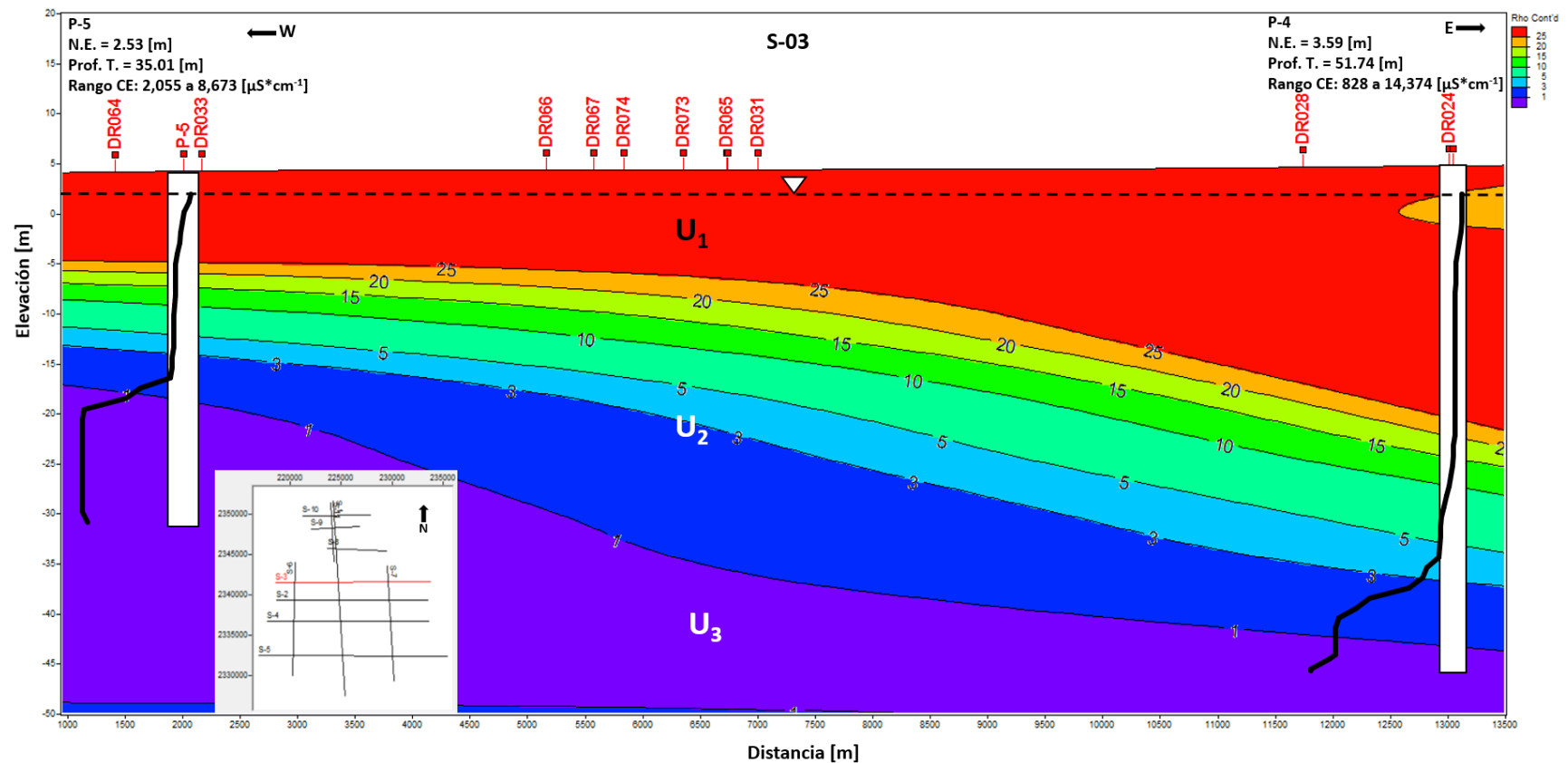


Figura 62. Perfil S-03, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, primera campaña.

Finalmente en la parte más profunda encontramos la U_3 , iniciando a 20 m (zona oeste) y 49 m (zona este) de profundidad, el espesor de este cuerpo no logró determinarse debido que la profundidad de investigación fue del orden de 70 m, y el cuerpo de agua salada continua manifestándose a medida que se incrementa la profundidad. Los valores de CE del agua correlacionados con este cuerpo es, $> 15,000 [\mu S \cdot cm^{-1}]$, con valores de resistividad $< 1 [Ohm \cdot m]$ indicando que se encuentran en la zona de agua salada como se aprecia en el registro realizado en el pozo P-4.

En la segunda campaña se obtuvo un comportamiento similar a la primera, sin embargo, la U_1 tuvo un incremento de 5 m en la zona oeste y en la zona este la tendencia al incremento del cuerpo del agua dulce continúa apreciándose como en la primera campaña. El incremento de 5 m es posiblemente causado por el agua dulce que precipitó en esta zona en la temporada de lluvias.

Los valores de la U_1 se correlacionan con los registro de CE en P-5, los valores de CE incrementaron $1,200 [\mu S \cdot cm^{-1}]$, posiblemente causados por la disolución de la calcita provocada por las precipitaciones previas a los registros de CE, sin embargo, al realizar los sondeos, la resistividad registró un ligero incremento de $2 [Ohm \cdot m]$, este efecto es provocado por el disminución de la CE. Por lo tanto, el lente de agua dulce de este perfil varía de 17 m (zona oeste) a 35 m (zona este) de espesor.

Subyaciendo a esta unidad se encuentra la U_2 iniciando a 20 m (zona oeste) y 35 m (zona este) de profundidad, con un espesor de 17 m (zona oeste) y 12 m (zona este), mostrando un espesor con una variación de 5 m de oeste a este. Los valores de CE se correlacionan con este cuerpo, ya que están entre $> 2,500$ a $< 15,000 [\mu S \cdot cm^{-1}]$, con valores de resistividad > 1 y $< 5 [Ohm \cdot m]$ indicando que se encuentran en la zona de mezcla como se aprecia en los registros realizados en P-5. Sin embargo, se observa que al correlacionar la CE con la resistividad, los valores no se ajustan, este efecto pudo haber sido causado por la diferencia de días que hubo en la realización del registro de CE y el sondeo, por este motivo se encuentra un desfase de 5 m.

Finalmente en la parte más profunda encontramos la U_3 , iniciando a 37 m (zona oeste) y 47 m (zona este) de profundidad, el espesor de este cuerpo no logró determi-

narse debido que la profundidad de investigación fue del orden de 70 m y el cuerpo de agua salada continua manifestándose a medida que se incrementa la profundidad. Los valores de CE no llegaron a ser $> 15,000 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$, debido que el pozo no tiene la suficiente profundidad para alcanzar estos valores de CE, sin embargo, si la tendencia de la CE continua incrementándose, muy posiblemente en los siguientes 10 m se alcanzarían los valores correspondientes al agua salada ($> 15,000 \text{ } [\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}]$) con valores de resistividad $< 1 \text{ } [\text{Ohm}\cdot\text{m}]$ como se aprecia en la Figura 63.

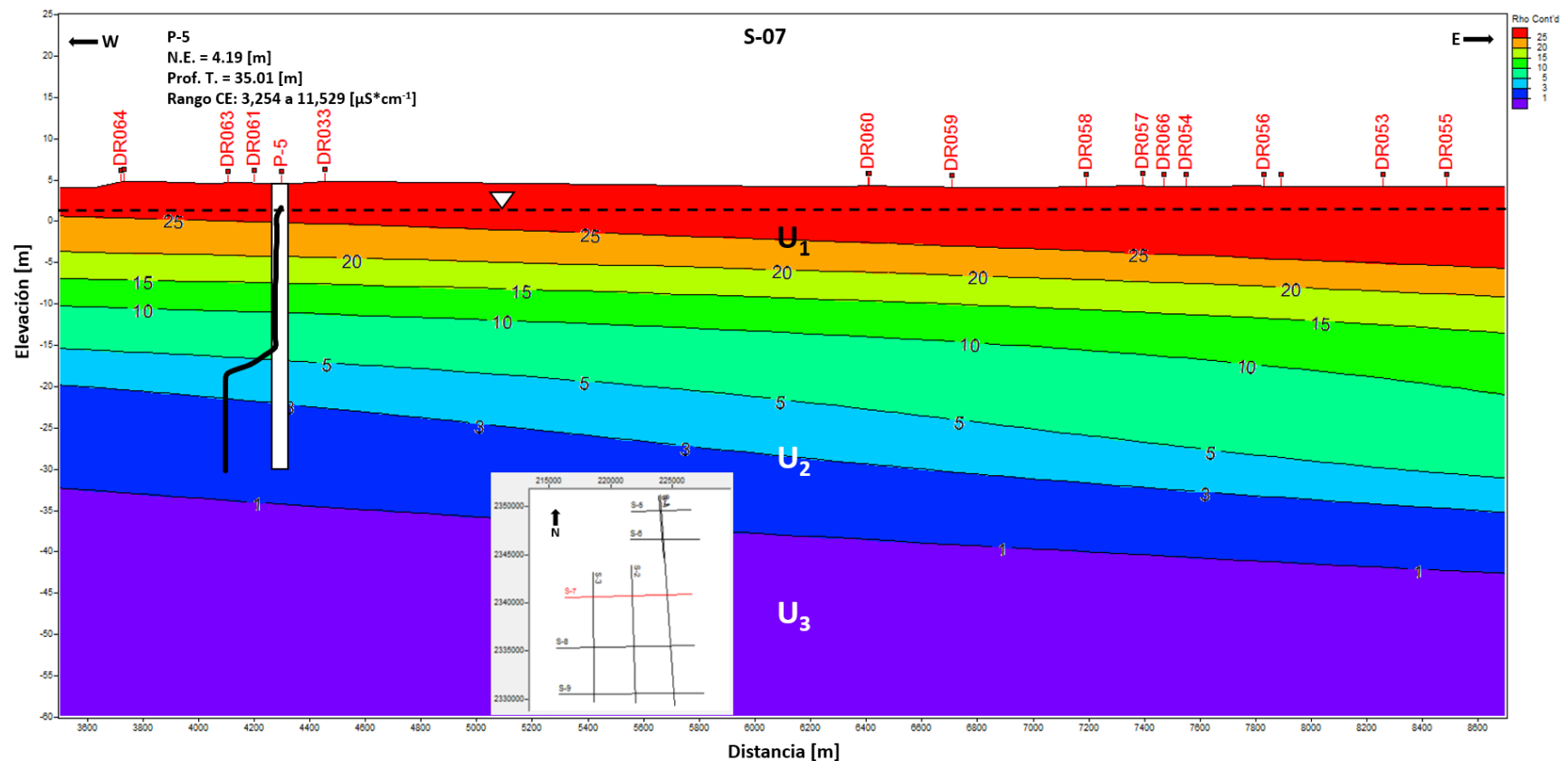


Figura 63. Perfil S-07, representación de los sondes, registros de CE y unidades geoelectricas, segunda campaña.

El perfil S-05 de la primera campaña y el S-09 de la segunda campaña (Figura 64 y Figura 65) están compuesto por 23 y 7 sondeos, con una longitud de 16.5 km y 5.2 km respectivamente con dirección preferencial W-E, paralelos a la dirección de flujo. Se ubica a 26.6 km de la costa, son la secciones con mayor distancia a la línea de costa.

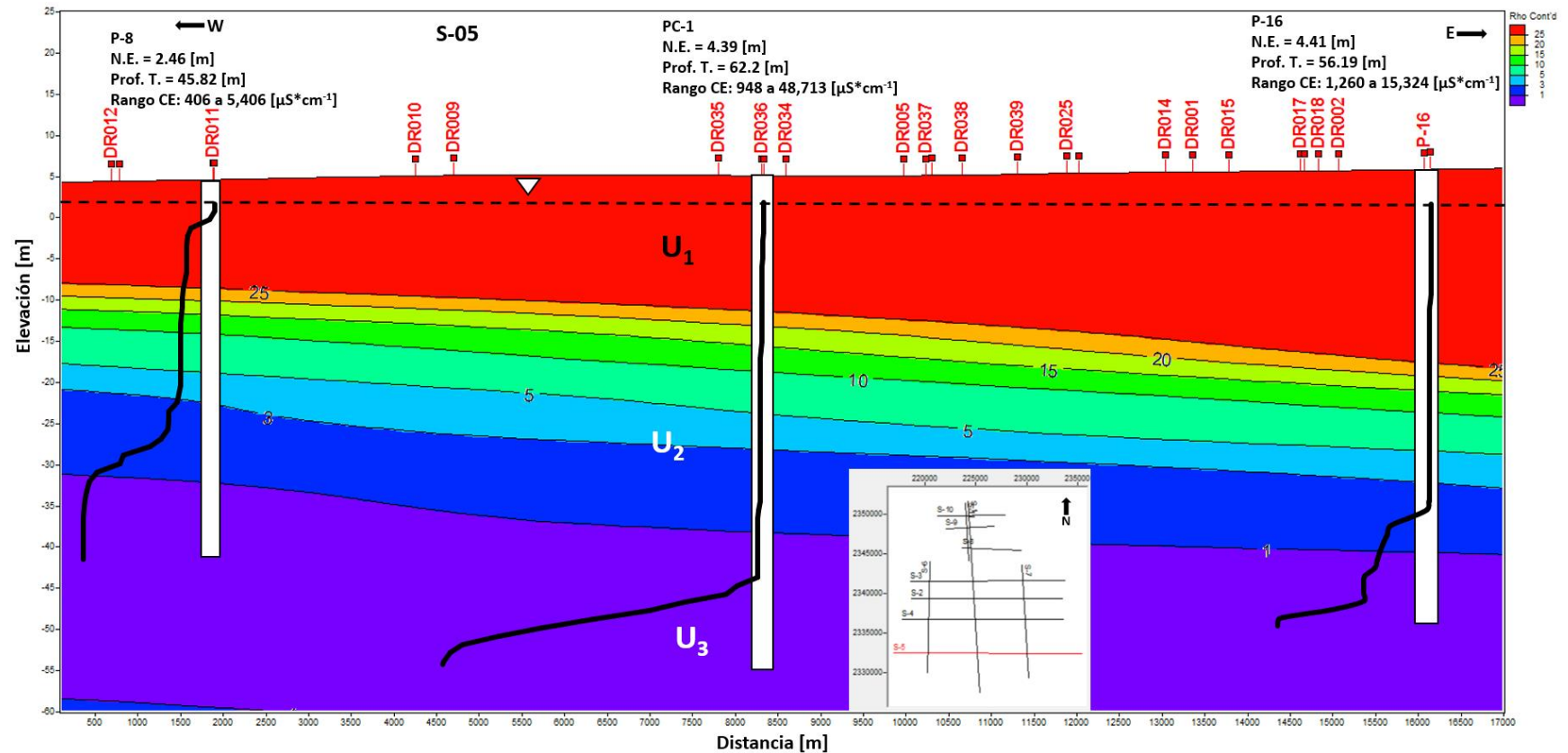


Figura 64. Perfil S-05, representación de los sondeos, registros de CE y unidades geoelectricas, primer campaña.

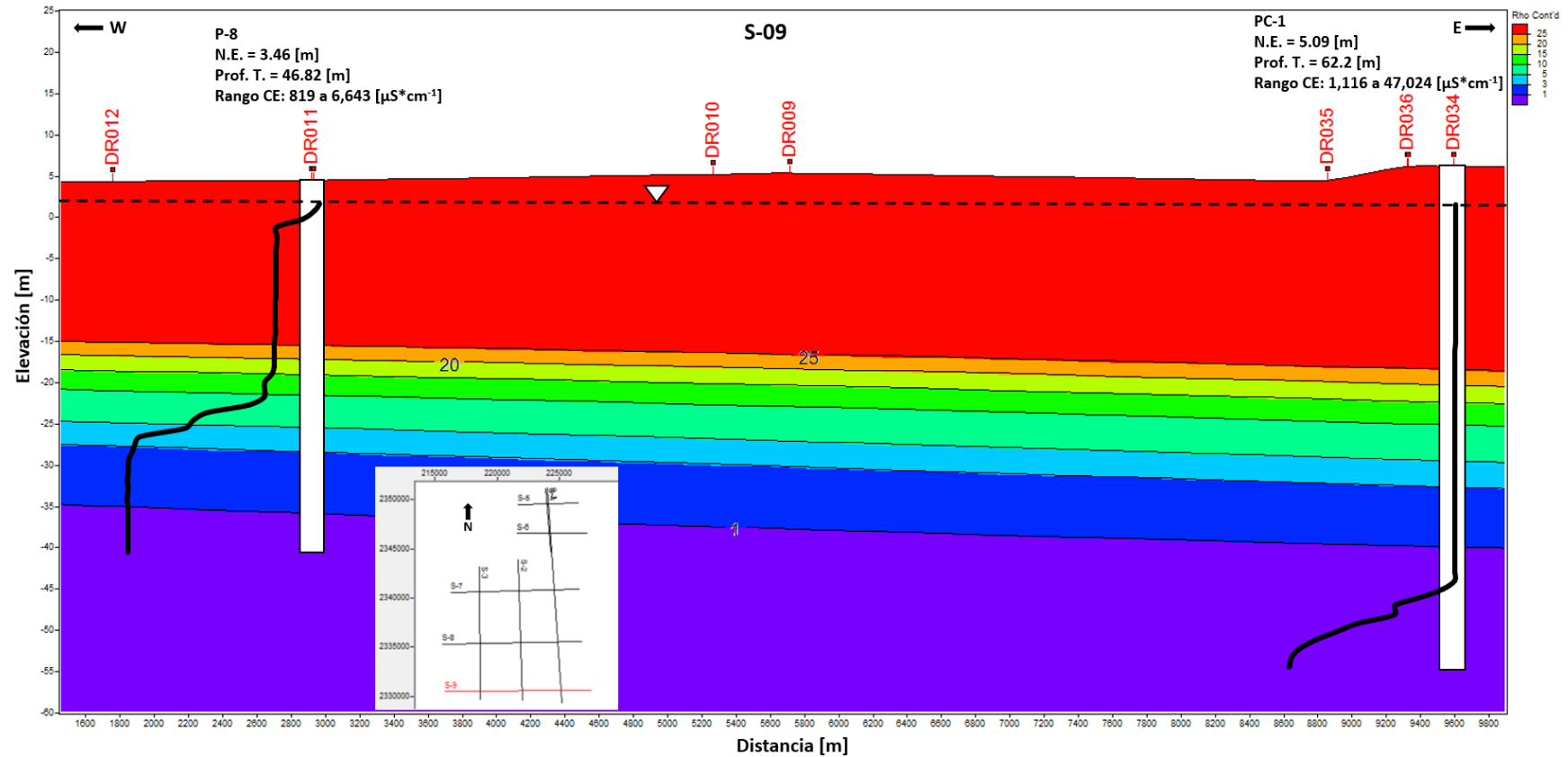
La unidad más resistiva (U_1) para la primera campaña se localizó en la parte superior con un espesor de 21 m en la zona oeste y 34 m en la zona sur del área de interés, estos valores son medidos desde la superficie hasta el inicio de la zona de mez-

cla ($CE > 2,500$ y $< 15,000$ [$\mu S \cdot cm^{-1}$]), se observa un espesor de agua dulce de casi el doble en la porción este, esta información se correlaciona con los registros de CE realizados en P-8, PC-1 y P-16; en el caso del P-8 los valores de CE que indican el inicio de la zona de mezcla ($CE > 2,500$ [$\mu S \cdot cm^{-1}$]) es a los 21 m de profundidad, por otra parte en el P-16, los valores se ubican a 34 m, indicando la existencia de un cuerpo mayor de agua dulce en el lado este de la zona de interés, lo que provoca que la distribución de resistividades se incrementen de W a E. Por lo tanto, el espesor del lente de agua dulce de este perfil varía de 17 m (zona oeste) a 30 m (zona este).

Subyaciendo a esta unidad se encuentra la U_2 iniciando a 21 m (zona oeste) y 34 m (zona este) de profundidad, con un espesor de constante de 13 m a lo largo de todo el perfil. Los valores de CE registrados en P-8, PC-1 y P-16 están correlacionados con este cuerpo debido que los valores registrados están entre $> 2,500$ a $< 15,000$ [$\mu S \cdot cm^{-1}$], con valores de resistividad > 1 y < 5 [Ohm-m] indicando que se encuentran en la zona de mezcla, también se observa que el cuerpo de agua dulce que se incrementaba de W a E en las secciones S-03 y S-07 ya no se aprecia en esta sección, posiblemente causado por la distancia de 12.5 km que existe entre las secciones.

Finalmente en la parte más profunda encontramos la U_3 , iniciando a 34 m (zona oeste) y 47 m (zona este) de profundidad, el espesor de este cuerpo no logró determinarse debido que la profundidad de investigación fue del orden de 70 m, y el cuerpo de agua salada continua manifestándose a medida que se incrementa la profundidad. Los valores de CE del agua correlacionados con este cuerpo es $> 15,000$ [$\mu S \cdot cm^{-1}$], con valores de resistividad < 1 [Ohm-m] indicando que se encuentran en la zona de agua salada como se aprecia en el registro realizado en el pozo P-16.

En la segunda campaña se obtuvo un comportamiento similar a la primera, sin embargo, la U_1 tuvo un incremento de 8 m en la zona oeste y en la zona este la tendencia al incremento del cuerpo del agua dulce continúa apreciándose como en la primera campaña. El incremento de 8 m es posiblemente causado por el agua dulce que precipitó en esta zona en la temporada de lluvias. Los valores de la U_1 se correlacionan con los registros de CE en P-8, los valores de CE incrementaron 400 [$\mu S \cdot cm^{-1}$], posiblemente causados por la disolución de la calcita provocada por las pre-



$> 2,500$ a $< 15,000$ [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$], con valores de resistividad > 1 y < 5 [$\text{Ohm}\cdot\text{m}$] indicando que se encuentran en la zona de mezcla como se aprecia en los registros realizados en P-8 y PC-1. Sin embargo, se observa que al correlacionar la CE del P-8 con la resistividad, los valores no se ajustan, este efecto causado por la diferencia de días que hubo en la realización del registro de CE y el sondeo, por este motivo se encuentra un desfase de 6 m.

Finalmente en la parte más profunda encontramos la U_3 , iniciando a 39 m (zona oeste) y 46 m (zona este) de profundidad, el espesor de este cuerpo no logró determinar debido que la profundidad de investigación fue del orden de 70 m, y el cuerpo de agua salada continua manifestándose a medida que se incrementa la profundidad. Los valores de CE llegaron a ser $> 15,000$ [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] en el PC-1, indicando que se alcanzó la zona de agua salada con valores de resistividad < 1 [$\text{Ohm}\cdot\text{m}$] como se aprecia en la Figura 65.

5.2. Modelo GeoModeller.

Para obtener una idea espacial de la expansión y sobre todo de la profundidad de las diferentes capas de agua del subsuelo se creó un modelo hidrológico de 3 dimensiones con el software *GeoModeller*. El software se puede utilizar para crear modelos en 3D así como perfiles en 2D. El editor geológico del programa permite la definición de diferentes unidades geológicas, así como adjuntar información acerca de la orientación y las condiciones de frontera. Por otra parte, la información de perforaciones se puede importar y tomarse en cuenta para definir los contactos geológicos a lo largo de secciones de perfil en el visor 2D.

Se utilizó la información del modelo digital de elevación con una precisión de 90 m tomada de la base de datos en línea del CGIAR (Consortio de Información Espacial [CGIAR-CSI]). De acuerdo con el modelo de elevación, la topografía varía entre 0 msnm en la costa y 17 msnm en la parte sur del área de estudio.

Para la creación del modelo hidrológico, los resultados del modelo de capas planas del *Temix* de los sondeos geofísicos fueron importados como información de

perforaciones (considerando cada sondeo como un pozo), para ello, se utilizó la información detallada del modelo de mejor ajuste con el mínimo error para cada sondeo, la información tomada del modelo de capas planas incluyó desde la superficie hasta la zona más profunda que haya alcanzado con cada sondeo y junto con la elevación de la superficie, se determinó el espesor de la zona vadosa para la ubicación de cada sondeo. De este modo, se ha creado un modelo de cuatro capas que consiste en la zona vadosa (o no saturada), agua dulce, agua de mezcla y agua salada.

Al tener esta información, se propusieron secciones a lo largo del modelo, las secciones son similares (a las mostradas en el subcapítulo anterior) a las trabajadas con el programa *WingLink*.

Se trabajaron con la totalidad de los sondeos de la primer campaña a excepción de los primeros sondeos, los cuales fueron de calibración, ya que estos se encontraban a distancias lejanas uno del otro y el software podría hacer las interpolaciones pero con un alto error en la información, por esta razón no fueron usados: toda la información generada en la segunda campaña fue usada para este proceso.

5.2.1. Modelo del GeoModeller de la campaña Noviembre-Diciembre 2014.

En la Figura 69 se muestra el modelo obtenido del software GeoModeller.

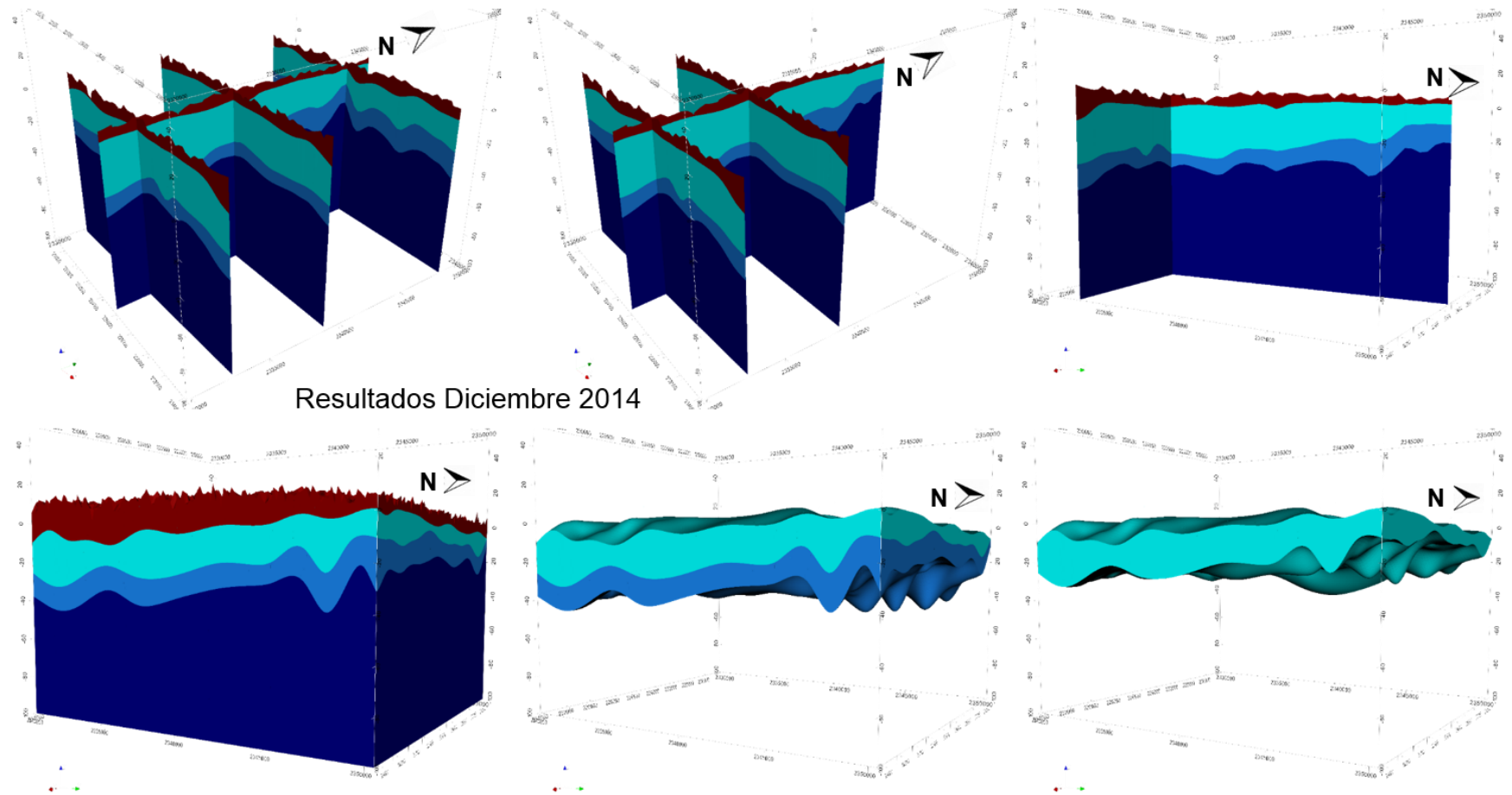


Figura 66. Modelo generado en GeoModeller.

Desde el modelo 3D se hace evidente que el espesor de la zona vadosa (capa superior) incrementa de valores de < 1 [msnm] en la zona más cercana a la costa hasta valores de 7 [msnm] a medida que se aleja de la línea de costa, por otra parte la profundidad de la zona de agua dulce (subyacente a la zona vadosa) incrementa de valores inicio del cuerpo de 0 hasta 3 [msnm] a medida que se aleja de la línea de costa, este efecto tiende a formar la cuña de Ghyben- Herzberg, pero en el caso de acuíferos kársticos esta fórmula no aplica de forma directa debido a que no es un ambiente homogéneo.

El siguiente cuerpo de agua que se encuentra, es el de agua de mezcla (subyacente al cuerpo de agua dulce) en el cual se observa que la profundidad a la que se encuentra es relativamente variable, ya que se encuentra entre los valores de inicio de este cuerpo a -7 [msnm] cerca de la costa hasta -30 [msnm] en los límites de la parte sur de la zona del área de interés, estos valores son debido a que al aproximarse a la línea de costa, el espesor de este cuerpo tiende a disiparse como ocurre con el lente de agua dulce, finalmente el lente de agua salada tiene inicio entre -11 [msnm] en la zona más próxima a la costa hasta -40 [msnm] en la zona sur del área de interés.

También se pueden observar pequeñas picos en algunas zonas los cuales sólo se encuentran en los límites del área los cuales son causados por la extrapolación que lleva a cabo el algoritmo del programa.

5.2.2. Modelo del GeoModeller de la campaña Enero 2015.

En la Figura 70 se muestra el modelo obtenido del software *GeoModeller* para la segunda campaña en los cuales también se aprecian los 4 estratos claramente.

El primer estrato denominado zona vadosa continuo manteniendo los valores registrados en la campaña anterior, sin embargo el cuerpo de agua dulce tuvo una disminución de 10 m en la zona sur, ya que en la primer campaña este cuerpo terminaba en -30 m y ahora termina en -20 [msnm] indicando una disminución de 10 m, mientras que en la zona de agua de mezcla los valores de inicio del cuerpo cambia-

ron de -8 hasta -20 [msnm] indicando un incremento en este cuerpo de 6 m debido que el cuerpo de agua salada cambió sus valores de inicio de -17 hasta -36 [msnm] indicando un incremento de 4 m en el cuerpo de agua salada, posiblemente provocado por poca precipitación en el área de estudio.

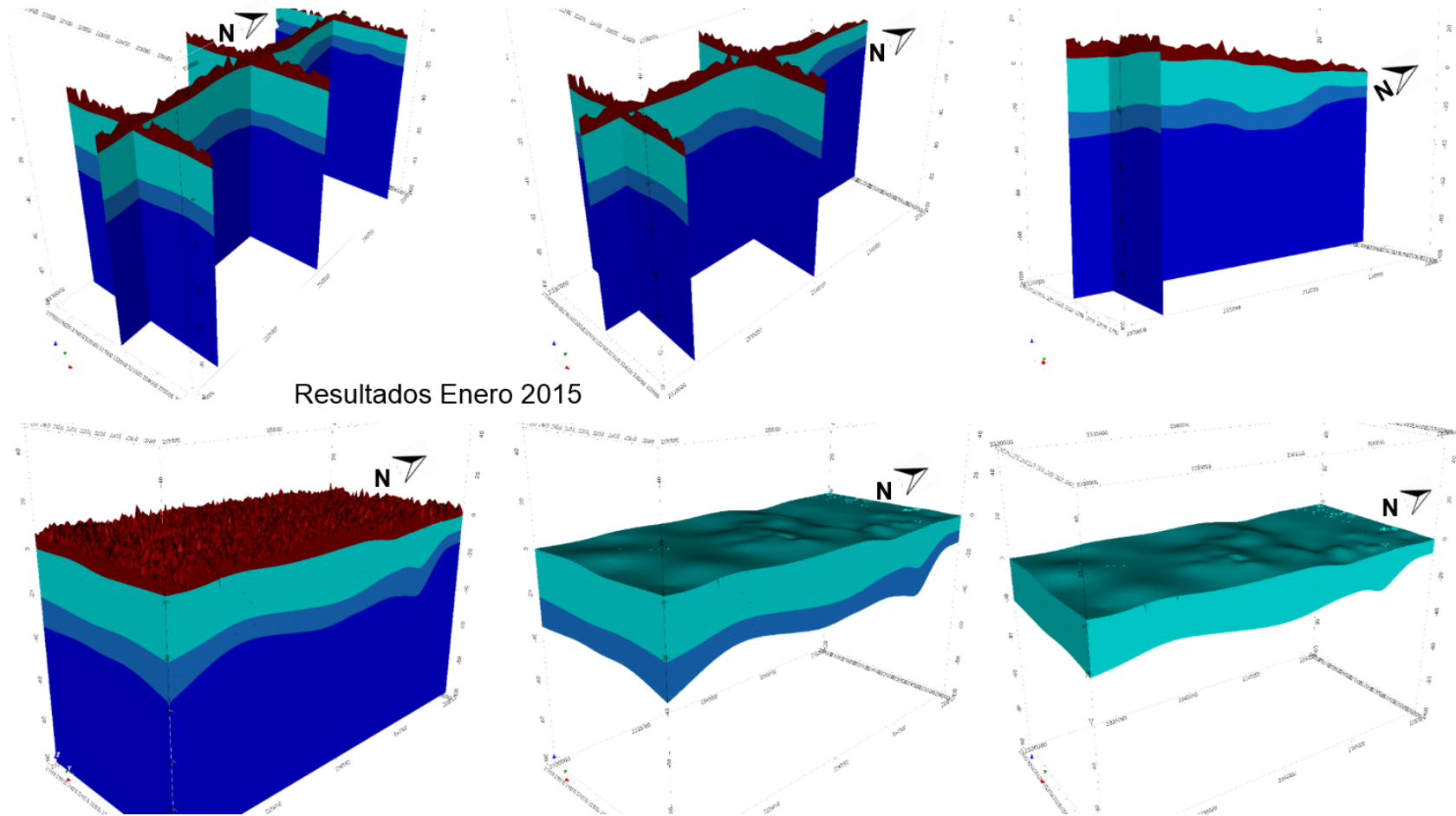


Figura 67. Modelo generado en GeoModeller.

Por lo tanto el principal cambio observado entre estas dos campañas es la disminución de 10 m del horizonte de agua dulce y los incrementos de la interfase y el agua salada en la zona sur de la zona de estudio correspondiente a la zona más cercana a la ciudad de Mérida, posiblemente causados por la extracción de agua de abastecimiento de la ciudad de Mérida la cual se realiza en la parte sur de la ciudad, esta variación se ve reflejada en la zona norte de la ciudad en la cual se tiene el límite sur del área de interés.

CONCLUSIONES.

Se definieron 20 secciones en las dos campañas, 8 paralelas y 12 perpendiculares a la dirección de flujo, en las cuales se identificaron 3 unidades geoelectricas: U_1 , la más resistiva con valores > 5 hasta 200 [Ohm-m] correlacionándose con la zona vadosa y la roca saturada con agua dulce ($CE < 2,500$ [$\mu S \cdot cm^{-1}$]), la U_2 , roca saturada con agua de zona de mezcla ($> 2,500$ y $< 15,000$ [$\mu S \cdot cm^{-1}$]) con resistividades > 1 y < 5 [Ohm-m] y la U_3 roca saturada con agua salada ($> 15,000$ [$\mu S \cdot cm^{-1}$]) con valores de resistividad < 1 [Ohm-m], con la ubicación de las unidades geoelectricas en las secciones se ubicaron zonas con mayores espesores de agua dulce que a su vez generan mayores resistividades específicas, estas se ubicaron en la zona al sur y noreste del área de interés, estas resistividades disminuyen a medida que las secciones se aproximan a la costa, tanto de manera paralela como perpendicular, este efecto es debido a la disminución de la zona vadosa y agua dulce que subyace y también a la disminución de la zona de mezcla, teniendo como consecuencia que la zona de agua salada se incremente generando la disminución de las resistividades específicas.

La identificación de la variación espacio-temporal de la respuesta geofísica generada por la recarga natural se observó sólo en la porción sur de la zona de estudio (ubicada en la porción norte de la ciudad de Mérida) con una variación de 10 m en el espesor del estrado de agua dulce, posiblemente causado por la extracción de este cuerpo en la parte sur de la ciudad de Mérida (aguas arriba) para abastecimiento de agua potable a la ciudad de Mérida y su zona conurbada.

Por otra parte con la correlación de los registros de CE con los sondeos se determinaron los diferentes estratos de agua subterránea, sin embargo en la segunda campaña, los registros de calidad de CE se incrementaron en casi todos los pozos de observación (a excepción del PC-1), aunque de igual manera se incrementó la resistividad, este fenómeno pudo haber estado influenciado por la entrada de agua de lluvia al sistema la cual incrementó el nivel del agua dulce el cual provocó el aumento de las resistividades específicas y posteriormente el agua saturó los poros de la roca generando turbulencias locales dentro las fracturas, las cuales provocaron flujos verticales y/o horizontales causando que la CE se incrementara o también la calcita pudo reaccionar con el agua incrementando la salinidad del medio provocando que la CE se incrementara.

Las precipitaciones registradas en las estaciones meteorológicas ubicadas alrededor de la zona de estudio aportaron información para la correlación de las elevaciones y CE registradas en los transductores en el interior de los pozos, ya que al ocurrir una precipitación, esta se ve reflejada en un par de días en la elevación del agua del acuífero, por otro lado, la precipitación influye en los cambios de CE, ya que al infiltrarse la precipitación al subsuelo la CE tiende a disminuir en la mayoría de los pozos a excepción de los pozos P-6 y P-8 en los que ocurre lo contrario, esto es, probablemente causado por el efecto producido por la calcita al reaccionar con el agua, provocando un incremento de sales que se ven reflejadas en el aumento de la CE, o también se podrían generar turbulencias locales que producen flujos verticales y/o horizontales que provocan el incremento de la CE.

Las muestras de agua dulce y salada tomadas en noviembre de 2014 arrojaron como resultado que gran parte de la zona de interés encuentra dentro de la familia Bicarbonatada-Mixta indicando que el CO₂ proviniendo de la atmósfera y del suelo tienen influencia en el agua dulce, esto es, ya que las muestras fueron tomadas a profundidades someras, por otra parte las muestras tomadas en agua salada dieron como resultado que la familia predominante para esta zona de interés Clorurada-Mixta, indicando que existe mezcla entre el calcio y el cloro producido por la cercanía al mar al igual de la influencia de las rocas marinas. Además se observa la correlación

que existe entre las familias de agua con la resistividad específica, efecto causado por la relación entre la CE y la resistividad específica del agua, se aprecia que las familias Bicarbonatadas-Cálcicas, Bicarbonatada-Mixta y Mixta-Mixta tienen una resistividad > 5 [Ohm-m] indicando que las muestras fueron tomadas en la zona somera con $CE < a 2,500$ [$\mu S \cdot cm^{-1}$], mientras las familias Clorurada-Cálcica, Clorurada-Mixta y Clorurada Sódica tienen relación con el agua con una resistividad entre 1 y 5 [Ohm-m] indicando que las muestras fueron tomadas en la zona de mezcla ($CE > 2,500$ y $< 15,000$ [$\mu S \cdot cm^{-1}$]) y finalmente la familia Clorurada-Sódica se encuentra en la zona de agua profunda, y se correlaciona con valores de resistividad < 1 [Ohm-m] indicando que las muestras fueron tomadas en la zona de agua salada con $CE > a 15,000$ [$\mu S \cdot cm^{-1}$].

Finalmente los resultados obtenidos con el TDEM y los métodos hidrológicos empleados para este estudio cumplieron con los objetivos propuestos, sin embargo, para una investigación a mayor detalle de la respuesta espacio-temporal de los cambios que sufren los espesores de los diferentes tipos de agua subterránea y los diferentes tipos de porosidad que tiene roca en este sistema kárstico de una manera más precisa, es recomendable utilizar otro método geofísico, por ejemplo, el método eléctrico de Tomografía o Resistividad Eléctrica, la cual permite obtener una mayor resolución del subsuelo así como las posibles formaciones geológicas ubicadas debajo de la superficie. También colocar pequeñas estaciones climatológicas a lo largo de carretera Mérida-Progreso para tener una idea más precisa de la precipitación que ocurre en ese transecto, así como incrementar las lecturas que realizan los transductores y en la medida de lo posible colocar en el mismo pozo de observación tres sensores, el primero en la zona de agua dulce, el segundo en la zona de agua de mezcla y finalmente el tercero en la zona de agua salada, esto para conocer de manera más precisa la respuesta del acuífero a un evento de precipitación.

REFERENCIAS.

- Archie, G. E. (1942): The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. Transactions of American Institute of Mining Metallurgical Engineers, 146: 54–62.
- Armienta, M.A., Zamora, V., y Juaréz, S.F. (1987). Manual para el análisis químico de aguas naturales, en el campo y en el laboratorio (Comunicaciones técnicas, Serie Docencia y Divulgación No. 4). México D.F. :Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Batllore-Sampedro, E.; González-Piedra, J. I.; Díaz-Sosa, J.; Febles-Patrón, J. L. (2006): Caracterización hidrológica de la región costera noroccidental del estado de Yucatán, México. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, 59: 74–92.
- Bauer-Gottwein, P., Gondwe, B. R., Charvet, G., Marín, L. E., Rebolledo-Vieyra, M., & Merediz-Alonso, G. (2011). Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. Hydrogeology Journal, pp. 507-524.
- Bear, J. (1979): Hydraulics of Groundwater, 567 pp., New York (McGraw-Hill).
- Buckley, D. K.; McDonald, D. M. J.; Villasuso Pino, M.; Graniel Castro, E.; Vazquez Montalvo, J. & Jiménez, M. V. (1994): Geophysical Logging of a karstic limestone aquifer for hydrogeological purposes at Mérida, Yucatán, México - Technical Report WD/94/4C. British Geological Survey. Hydrogeology Group, 72 pp., Nottinghamshire.
- Chi T.M. (2006). Contaminación del agua subterránea por metales traza en el Estado de Yucatán. México. Tesis en opción al grado de Maestro en Ingeniería Ambiental. UADY.
- CONAGUA, Comisión Nacional del Agua. (2011). Capítulo 3. Usos del agua. In SEMARNAT, Estadísticas del agua en México, edición 2011.
- CONAGUA, Comisión Nacional del Agua. (2011). Estadísticas del agua en México, edición 2011. In SEMARNAT.
- CONAGUA, Comisión Nacional del Agua. (March 2010). Estadísticas del Agua en México, edición 2010. S. 249
- CONAGUA, Comisión Nacional del Agua. (2009): Implementación de red piezométrica en la zona poniente del estado de Yucatán. Con participación de Pech Arguelles, Carlos Alberto, 69 pp.
- CNA (2001). Comisión Nacional del Agua. Reporte técnico de la contaminación del acuífero que subyace a la Ciudad de Mérida. Consejo de cuenca de la Península de Yucatán. Secretaria de Ecología, Gobierno Del Estado de Yucatán.
- Christiansen, A. V.; Auken, E. & Sorensen, k. (2009): The transient electromagnetic method. in: Kirsch, r. (ed.): groundwater geophysics. A tool for hydrogeology. 2nd ed, chap. 6: 179–226. Berlin (Springer).
- Custodio E. y Llamas M.R. (1983). Hidrología subterránea. Tomo 1. Segunda edición. Ediciones Omega. Barcelona, España.
- Duch G. Jorge (1988), "La Conformación Territorial del Estado de Yucatán", Universidad Autónoma de Chapingo, México, D.F.
- Duque-Calvache, C.; Calvache, M. I.; Pedrera, A.; Hódar, A.; López Chicano, M.; Marín Roales, W.; González, A. y Rubio, J. C. (2006): Characteristics of the fresh water-salt water contact in the motril-salobreña aquifer (Southern Spain) using time domain

- electromagnetic soundings. Salt Water Intrusion Meeting (SWIM). 1st SWIM-SWICA Joint Saltwater Intrusion Conference; Cagliari-Chia Laguna, Italy; 24.-29. September, 6 pp. [http://www.swim-site.nl/pdf/swim19 /pages_283_288.pdf](http://www.swim-site.nl/pdf/swim19/pages_283_288.pdf), checked on 31.07.14.
- Espinasa-Pereña, R. (1990). Propuesta de clasificación del karst de la República Mexicana. Tesis para obtener el Título de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.
- Ford, D., & Williams, P. (2007). Karst Hydrogeology and Geomorphology. John Wiley & Sons, p. 576.
- Foster S., Hirata R., Gómez D., Paris M. (2002). Protección de la Calidad del Agua Subterránea guía para empresas de agua, autoridades municipales y agencias ambientales. Groundwater Management Advisory Team.
- Gerstenhauer, A. (1987): Kalkkrusten und Karstformenschatz auf Yucatán/México. Erdkunde, 41: 30–37.
- García, E. (2004). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (5 ed.). México, D.F.: Instituto de Geografía Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- García G., y Graniel C. E. (1983.). Geología del Estado de Yucatán. Mérida, Yucatán, México.
- Gondwe, B. R., Lerer, S., Stisen, S., Marín, L., Rebolledo-Vieyra, M., Merediz-Alonso, G., & Bauer-Gottwein, P. (29. April 2010). Hydrogeology of the south-eastern Yucatan Peninsula: New insights from water level measurements, geochemistry, geophysics and remote sensing. Journal of Hydrology(389), pp. 1-17.
- Goldman, M.; Gilad, D.; Ronen, A. & Melloul, A. (1991): Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time domain electromagnetic method. Geoexploration, 28 (2): 153–174.
- Graniel Castro, E., Vera Manrique, I., González Hita, L., & Cardona Benavides, A. (2005). Dinámica de la Interfase Salina y Calidad del Agua en la Costa Nororiental de Yucatán, Mexico. Revista Latino-Americana de Hidrogeología, 5, pp. 39-48.
- Graniel, C. E., Morris, L. B., & Carrillo-Rivera, J. J. (1999, April). Effects of urbanization on groundwater resources of Merida, Yucatan, Mexico. Environmental Geology, 17(4), pp. 303-312.
- Heise L. (2013). Dynamics of the coastal karst aquifer in northern Yucatan Peninsula. México. Tesis en opción al grado de Maestro en Ingeniería Ambiental. UASLP.
- INEGI (2002). Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Estudio Hidrológico del Estado de Yucatán.
- Kind, C. (2014). Geophysical exploration of saltwater intrusion in the karst aquifer northwest of Mérida (Yucatán, México). Thesis to the acquisition of the academic degree Master of Science. Faculty of Georesources and Materials Engineering. RWTH Aachen University
- KIRSCH, R. (ED.) (2009): Groundwater geophysics. A tool for hydrogeology. 2nd ed, 548 pp., Berlin (Springer).
- Köppen, W. (1936). Das geographische System der Klimate. In W. Köppen, & R. Geiger, Handbuch der Klimatologie in fünf Bänden (Vols. I, Part C, pp. 1-43). Berlin, Germany: Gebrüder Bornträger.
- Kunert, M. J. (2012): Groundwater in the transect from the city of Mérida to the coastal ecosystems (Yucatán, México). Changes of groundwater quality with time in the city area

- and vulnerability of the karst aquifer. Master thesis. RWTH Aachen (Faculty of Georesources and Materials Engineering), 140 pp., Aachen.
- Lesser, J. A., & Weidie, A. E. (1988). Chapter 28: Region 25, Yucatan Peninsula. In W. Back, J. S. Rosenshein, & P. R. Seaber (Eds.), *The Geology of North America, Hydrogeology* (Vols. Vol. O-2, pp. 237-241). Colorado: Geological Society of America.
- Loáiciga, H. A., Pingel, T. J., & Elizabeth, S. (2011). *Sea Water Intrusion by Sea-Level Rise: Scenarios for the 21st Century*. Groundwater, pp. 37-47.
- LOWRIE, W. (2007): *Fundamentals of geophysics*. 2nd ed., 381 pp., Cambridge (Cambridge University Press).
- Marín L.E. y Perry E.C; (1994): "The hydrology and contamination potential of northwestern Yucatan, Mexico"; *Geofísica Internacional* 33.
- Marín, L. E., Steinich, B., Pacheco, J., & Escolero, O. A. (2000). Hydrogeology of contaminated sole-source karst aquifer, Mérida, Yucatán, México. *Geofísica Internacional*, pp. 359-365.
- Mohr, E. C., & van Baren, F. A. (1954). *Tropical Soils. A critical study of soil genesis as related to climate, rock and vegetation*. The Hague.
- Monex Geoscope PTY LTD (2008): *terraTEM Operation Manual*, 105 pp.
- Nabighian, M. N. & Macnae, J. C. (1993): *Time Domain Electromagnetic Prospecting Methods*. In: Nabighian, M. N. (Ed.): *Electromagnetic methods in applied geophysics* (Investigations in geophysics, 3), chap. 6: 427–520. Tulsa, Oklahoma (Society of Exploration Geophysics).
- Navarro, R. A. (2006, Octubre). *Aplicación de Pruebas Electromagnéticas en el Dominio del Tiempo (TDEM) para Caracterización de Recursos Hídricos en Venezuela*. Sartenejas, Sartenejas, Venezuela: Departamento de Ciencias de la Tierra.
- Pacheco-Ávila, J., Cabrera Sansores, A., Calderón Rocher, L., Marín, L., Steinich, B., & Escolero, O. (2004). *Delineación de una zona de protección para el abastecimiento de agua en Mérida, Yucatán, México*.
- Peterson, J. A. (1983): *Petroleum geology and resources of southeastern Mexico, northern Guatemala, and Belize* (US Department of the Interior).
- Perry, E., Velazquez-Oliman, G., & Socki, R. A. (2003). Hydrogeology of the Yucatán Peninsula. In A. Gómez-Pompa, M. F. Allen, S. L. Fedick, & J. J. Jiménez-Osornio (Eds.), *The Lowland Maya Area: Three Millennia at the Human-Wildland Interface*, pp. 115-138. Food Products Press.
- Perry, E.C., Swift, J., Gamboa, J., Reeve, A., Sanborn, R., Marín, L.E. y Villasuso, M., 1989, "Environmental Aspects of Surface cementation, north coast, Yucatan, Mexico". *Geology*. Vol.17.
- Price M. (2003). *Agua Subterránea*. Limusa, S.A de C.V, México, D.F.
- Ovando, L. (2013). *Cartografía del lente de agua dulce en la región Progreso-Mérida Yucatán, utilizando métodos Geofísicos e Hidrogeológicos*. México. Tesis en opción al grado a Maestro en Ingeniería Ambiental. UASLP.
- Quintana, C. F. (2008). *Estrategias y Métodos de Monitoreo de Aguas Subterráneas*. Curso de Aguas Subterráneas. Concepción, Chile. Facultad de Ingeniería Agrícola. Revisar!!!

- Reisinger, T. (2013): Preliminary hydrogeological model and 2D groundwater flow modelling of the karst aquifer from Mérida to the northern coast (Yucatán, México). Master thesis. RWTH Aachen (Faculty of Georesources and Materials Engineering), 143 pp., Aachen.
- Raisz, E. (1964). Landforms of Mexico (2da Ed.). 1: 3,000,000. Cambridge, U.S.: Office of naval Research, Geography Brand. Mapa en contexto.
- Sánchez-Pinto, I.; González-Herrera, R. y Perry, E. (2005): Hydrodynamic behaviour of the Yucatán aquifer. A perspective on the hydraulic conductivity estimation. *Sociedad Espeleológica de Cuba*, 2: 8–22.
- SARH; (1990); “Sinopsis Geohidrológica del Estado de Yucatán”; Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, Subsecretaría de Infraestructura Hidráulica, Dirección General de Administrativo y Control de Sistemas Hidrológicos, México DF.
- Schön, J. (2011): Physical properties of rocks. A workbook. Handbook of petroleum exploration and production, 8, 481 pp., Oxford (Elsevier).
- Sherif, M. M., & Singh V. P. (1999). Effect of climate change on sea water intrusion in coastal aquifers. *Hydrol. Process.* 13.
- Steinich, B., & Marín, L. E. (1997). Determination of flow characteristics in the aquifer of the Northwestern Peninsula of Yucatan, Mexico. *Journal of Hydrology*, 191, pp. 315-331.
- Steinich, B., & Marín, L. E. (1996, July). Hydrogeological Investigations in Northwestern Yucatan, Mexico, Using Resistivity Surveys. *Groundwater*, 34(4), pp. 640–646.
- Telford, W. M.; Geldart, I. P.; Sheriff, R. E. (1990): Applied geophysics. 2nd ed., 770 pp., New York, NY, USA (Cambridge University Press).
- Trabelsi, F.; Ben Mammou, A.; Tarhouni, J.; Piga, C.; Deidda, G. P. y Ranieri, G. (2006): Salt Water Intrusion Characterisation in the Coastal Aquifer of Nabeul Hammamet Using Geophysical Methods. Salt Water Intrusion Meeting (SWIM). 1st SWIM-SWICA Joint Saltwater Intrusion Conference; Cagliari-Chia Laguna, Italy; 24.-29. September, 8 pp. http://www.swim-site.nl/pdf/swim19/pages_295_302.pdf, checked on 31.07.14.
- Vázquez, B.E., Pacheco, A.J., Méndez, R., (1997), “Calidad del agua de consumo en la región costera del Estado de Yucatán”. Ingeniería. *Revista Académica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Yucatán*. V. 1, No. 3.
- Villasuso, M. J. y Méndez Ramos, R. (2000): A conceptual model of the aquifer of the Yucatán Peninsula. In: LUTZ, W.; PRIETO, L.; SANDERSON, W. C. (EDS.): Population, development, and environment on the Yucatán Peninsula. From ancient Maya to 2030 (00-14), chap. 6: 120–139. Laxenburg, Austria (International Institute for Applied Systems Analysis).
- Villasuso Pino, M. J.; Sánchez y Pinto, I. A.; Canul Macario, C.; Casares Salazar, R.; Baldazo Escobedo, G.; Souza Cetina, J.; Poot Euán, P. y Pech Argüelles, c. (2011): Hydrogeology and conceptual model of the karstic coastal aquifer in northern Yucatán state, Mexico. *Tropical and Subtropical Agroecosystems*, 13: 243–260.
- Weidelt, P. (2005): Geoelektrik. Grundlagen. In: KNÖDEL, K.; KRUMMEL, H.; LANGE, G. (EDS.): Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten. Band 3. Geophysik. 2nd ed., chap. 5.1: 71–100. Berlin (Springer).
- Zambrano R., Gonzales L., Aranguré F., Espinoza M., Paredes J. (2011). ¿Arsénico en Nayarit? “*Revista fuente*”, 3(6), 25-30.