



Centro de Investigación Científica de Yucatán, A.C.

Posgrado en Ciencias Biológicas

**ANÁLISIS HIDROGEOLÓGICO Y EVALUACIÓN DEL
CAMBIO CLIMÁTICO EN EL ANILLO DE CENOTES
A PARTIR DE MODELOS NUMÉRICOS MULTI-
ESCALAS Y TÉCNICAS DE DOWNSCALING
CLIMÁTICO**

Tesis que presenta

LUISA ANDRADE GÓMEZ

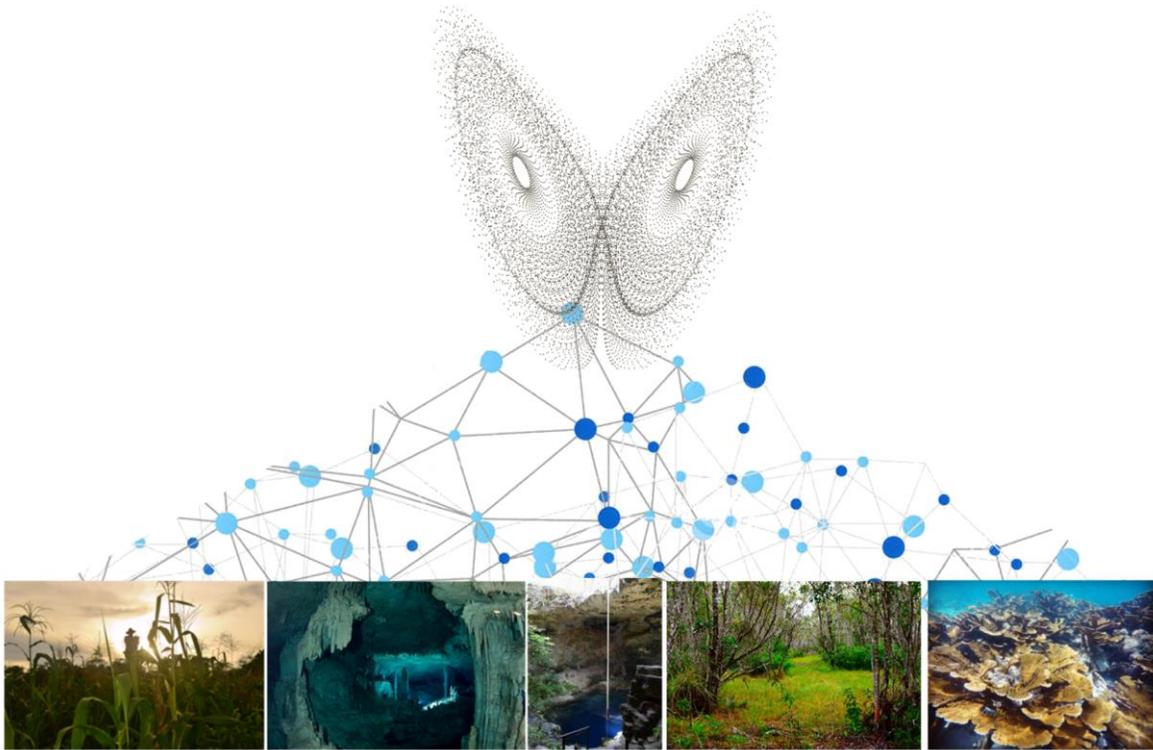
En opción al título de

DOCTORA EN CIENCIAS

(Ciencias Biológicas: Opción Recursos Naturales)

Mérida, Yucatán, México

2019



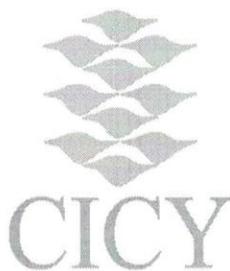
“El orden de los sistemas caóticos se establece en el conocimiento de la composición de la red”

Edward Lorenz

“El agua, vehículo de la naturaleza”

Leonardo da Vinci (1452-1519)

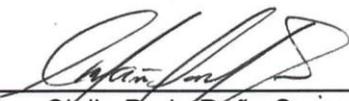
CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA DE YUCATÁN, A. C.
POSGRADO EN CIENCIAS BIOLÓGICAS



RECONOCIMIENTO

Por medio de la presente, hago constar que el trabajo de tesis de **LUISA ANDRADE GÓMEZ** titulado “**ANÁLISIS HIDROGEOLÓGICO Y EVALUACIÓN DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL ANILLO DE CENOTES A PARTIR DE MODELOS NUMÉRICOS MULTI-ESCALAS Y TÉCNICAS DE DOWNSCALING CLIMÁTICO**” fue realizado en la línea de Monitoreo de los Recursos Hídricos y Naturales ante el Cambio Climático utilizando Modelación Numérica Multi-escala y *Downscaling* Climático, en el laboratorio de Fisiología y Geohidrología del **Centro de Investigación Científica de Yucatán, A.C.** bajo la co-dirección del **Dr. José Luis Andrade Torres** y **Dr. Mario Rebolledo Vieyra**, dentro de la Opción de **Recursos Naturales**, perteneciente al Programa de Posgrado en Ciencias Biológicas de este Centro.

Atentamente,



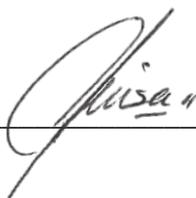
Dra. Celia De la Peña Seaman
Directora de Docencia

Mérida, Yucatán, México, a 11 de Junio de 2019.

DECLARACIÓN DE PROPIEDAD

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

Firma: _____

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Luisa', written over a horizontal line.

Nombre: LUISA ANDRADE GÓMEZ

AGRADECIMIENTOS

Al Centro de Investigación Científica de Yucatán por los medios proporcionados para el desarrollo de la investigación, en especial, a la administración, a la Unidad de Recursos Naturales y la Unidad de Ciencias del Agua. Un especial agradecimiento a Karla Reynoso, de la Unidad de Recursos, Alejandra Arceo, de Posgrado, al Ing. L. Francisco Corona, Rosaura L. Martín y Álvaro F. Sapien, del departamento de Cómputo y a los integrantes del Departamento de instrumentación, por encontrar y dar siempre soluciones. Gracias a CONACYT por la beca otorgada número 340292 y el proyecto de financiamiento de la investigación nº 247565 con el que se obtuvo equipo, materiales y medios para desarrollar el proyecto. Gracias a CONACYT por el financiamiento de las visitas científicas en la Universidad de Granada y Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE) para los estudios de clima, a los financiamientos de apoyo a proyectos multidisciplinarios otorgados por CICY para exponer el trabajo en el Congreso Internacional de la Unión Geofísica Mexicana (2016-II) y al financiamiento del proyecto U.S. Forest Service, nº 112-IJ-11242306-059 que permitieron la contratación de personal cualificado.

A mis directores, el Dr. José Luis Andrade y el Dr. Mario Rebolledo por la disposición, la experiencia, el conocimiento y los medios proporcionados. Gracias por los comentarios, el aprendizaje y apoyo en estos cinco años de trabajo.

Gracias a mi comité asesor, el Dr. José Luis Hernández y la Dra. Tereza Cavazos, por su apoyo, comprensión, conocimientos y profesionalidad. Gracias por hacer fácil lo difícil, por su disposición en el trabajo en todo momento, opiniones, criterio, simpatía y motivación. Gracias a la Dra. Cavazos por su acogida en la estancia, y gracias a ambos por sus consejos y asesoramiento.

Gracias al grupo GEOMET, con un especial agradecimiento a la Dra. Sonia R. Gámiz, el Dr. Reiner Palomino, la Dra. M^a Jesús Esteban y la Dra. Yolanda Castro por enseñarme mi vocación. Gracias a ellos por los momentos compartidos, por su acogida en la estancia, el conocimiento, los consejos, la motivación, el criterio, la profesionalidad, el apoyo y la comprensión.

Gracias a Israel Muñiz, compañero y amigo, por su apoyo, colaboración, amor y comprensión. Gracias por la paciencia, por acompañarme a explorar el anillo, a colocar los sensores, por colaborar en las tomografías, por las revisiones y los buceos para entender los cenotes. Gracias por las largas discusiones, por levantarme en los momentos más difíciles y por estar ahí en los mejores, por tu visión de la vida y tu cultura que ahora es mía. Gracias por compartir conmigo el camino.

Gracias al Dr. Nuno Simoe y el MC. Efraín Chávez por la colaboración en los estudios del acuífero, el apoyo en campo, por los datos proporcionados y la liberación de los mismos y gracias por la gran labor que han mostrado en la conformación de “cenoteando”, y en el desarrollo de la ciencia y el conocimiento vinculados a estos.

Gracias a los que han colaborado en la recolecta de información, las exploraciones, la colocación de sensores, la preparación de equipo y la obtención de datos. Gracias a Israel Muñiz, Fernanda Gastelu, Pepe Estrada, Adrien Le Cossec, Alejandra Váldez, Josué G. Rojas, Marco López, Maylys Castenein, Mariana Gómez, Efraín Chávez, Myrna López, Chavo, Mau, Joni, y a los que alguna vez me acompañaron y aportaron en el conocimiento del acuífero, a los técnicos de UCIA Paloma, Sergio y Dany, y de Recursos Naturales, Don Filogonio May, Fernando Tun, Roberth US Santamaría, y Luis Simá. Gracias a todos ellos por sus aportes y experiencias compartidas.

Gracias a la Dra. Hernández y al Dr. Almazán, por el equipo y apoyo proporcionado, por sus consejos y asesoría, por compartir sus conocimientos y las experiencias compartidas.

Gracias al Dr. Rodrigo Duno, por ser un gran coordinador y profesor, por el apoyo, la experiencia, las pláticas, el conocimiento, los consejos y los momentos compartidos. A los profesores de Recursos Naturales, en especial, Dr. Jaime Martín, Dra. Casandra Reyes, Dra. Ivonne Ramirez, Dr. Carnevali y la Dra. Azucena Canto. Gracias por vuestro apoyo y consejos, por los conocimientos compartidos, por los momentos siempre gratos con vosotros y por hacerme ver la conexión de la red. Y a los compañeros de la Unidad de Recursos y de Ciencias del agua, a Irina, Gabi, S. George, Clau, Sayury, Myrna, Ivon, Lalo, Gerardo, Fernando, Oscar y a los no mencionados. Gracias a todos ellos por los gratos momentos.

Gracias a V. Alcántara, gran profesional y entusiasta, por tu apoyo, profesionalidad. Gracias por el aprendizaje.

Y a mi familia, porque no hay otros. Gracias por vuestro apoyo en la distancia, por vuestra comprensión, valores, paciencia y perseverancia. Gracias por transmitirme el amor por la naturaleza, las matemáticas, la ciencia y la multiculturalidad. Gracias por estar siempre ahí.

DEDICATORIA

A Manuel y Mari, mis queridos padres, porque un árbol sin raíces es un árbol sin vida.

A mi gran pilar y apoyo, a mi compañero de vida, Israel.

A mis queridos hermanos, Irene, Diego, Guillermo y Pepo, quienes siempre me apoyaron y me enseñaron paciencia y perseverancia.

A mis sobrinos, Guillermo, Marcos, Curro, Irene, Mara, Cristina, Rodrigo y Diego; fuerza, motivación y lucha para el desarrollo del conocimiento. Por ellos y para ellos.

Y a mi querida familia política, porque el árbol nunca deja de crecer.



INDICE

LISTADO DE FIGURAS	ix
LISTADO DE TABLAS	xiii
ABREVIATURAS	xv
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I	5
ANTECEDENTES	5
1. Área de estudio	5
2. Características hidrogeológicas del AC	6
3. Precipitación y variabilidad climática en la península de Yucatán	8
4. Red hídrica y los recursos naturales	9
5. Modelización de acuíferos kársticos	11
6. Modelización climática de la precipitación	13
PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN	14
HIPÓTESIS	15
OBJETIVOS	16
Objetivo general.....	16
Objetivos específicos.....	16
CONTENIDO DE LA TESIS	17
REFERENCIAS	20
CAPÍTULO II	31
KARSTIC AQUIFER STRUCTURE FROM GEOELECTRICAL MODELING IN THE RING OF SINKHOLES, MEXICO¹	31
ABSTRACT	31
2.1 INTRODUCTION	32
2.1.1 Site description	34
2.1.2 Hydrological setting.....	34
2.1.3 Geological setting	36
2.1.4 Site Selection.....	37
2.2 TECHNIQUE	39
2.2.1 ERT Measurements	39

2.2.2 Resistivity Acquisition	39
2.2.3 Data Processing.....	40
2.2.4 Structure Determination	40
2.3 RESULTS.....	42
2.3.1 Electrical Resistivity Tomography: Local geoelectrical models	42
2.3.2 Ring of Cenotes regional conceptual model	45
2.4 DISCUSSION	46
2.5 CONCLUSION	48
2.6 REFERENCES.....	50
CAPITULO III	59
MODELACIÓN NUMÉRICA DE LA VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL DEL NIVEL FREÁTICO DEL ANILLO DE CENOTES	59
RESUMEN	59
3.1 INTRODUCCIÓN	60
3.2 DATOS Y METODOLOGÍA	62
3.2.1 Bases de datos	62
3.2.2 Metodología	63
3.3 RESULTADOS	70
3.3.1 Sitios de monitoreo	70
3.3.2 Modelo de variación espacial del nivel estático	72
3.3.3 Modelo de variación espacio-temporal del acuífero	78
3.3.4 Modelo de estimación del ciclo anual del AC	88
3.4 DISCUSIÓN	91
3.5 CONCLUSIONES.....	95
3.6 REFERENCIAS.....	97
CAPÍTULO IV.....	105
DOWNSCALING DINÁMICO Y ESTADÍSTICO PARA LA PROYECCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN DURANTE EL SIGLO 21. PATRONES OCÉANO-ATMÓSFERA CON INFLUENCIA REGIONAL	105
RESUMEN	105
4.1 INTRODUCCIÓN	106

4.2 DATOS Y METODOLOGIA	108
4.2.1 Área de estudio.....	108
4.2.2 Bases de datos	109
4.2.3 Metodología	111
4.3 RESULTADOS.....	113
4.3.1 Modelo-SD a partir de los patrones atmosféricos dominantes en la península de Yucatán: SD-SM50	113
4.3.2 Evaluación de la precipitación estimada con downscaling dinámico y estadístico	120
4.3.3 Cambios proyectados en la precipitación bajo el escenario RCP8.5.....	123
4.4 DISCUSIÓN	126
4.5 CONCLUSIONES.....	129
4.6 REFERENCIAS.....	130
CAPÍTULO V	137
5.1 DISCUSIÓN GENERAL	137
5.2 CONCLUSIONES.....	142
5.3 REFERENCIAS.....	145
ANEXO I. CARTELES EN CONGRESO	151

LISTADO DE FIGURAS

Figura 1.1 Localización del área de estudio sobre el CEM v3.0 (INEGI, 2013) con las direcciones de flujo, cenotes y aguadas, representado como cuerpos de agua. El área de estudio engloba el AC con relleno de color gris claro con ± 10 Km respecto al radio con gris transparente y la RHGNY en verde. Las líneas de flujo que distribuyen la recarga fueron obtenidas de Perry *et al.* (2009). Los sitios seleccionados a lo largo del AC con círculos blancos. 6

Figure 1.2 Modelo conceptual de un acuífero kárstico costero. Donde h es la altura de la columna de agua y ρ es la densidad del agua. Adaptado de Valle-Levinson *et al.*, (2011). 7

Figura 1.3 (a) Subregiones climáticas de Yucatán, (b) distribución de las temperaturas y, (c) la precipitación en el periodo 1961-1990 usando bases de datos locales. Mapa modificado de Orellana *et al.*, (2009). 9

Figura 1.4 Estructura y contenido general de la tesis. 19

Figure 2.1 Hydrological map of the State of Yucatan (left) and ERT section locations (right). Hydrological map shows static water level on grey-blue background (POETY, 1999), cenotes and *aguadas* (black dots) identified visually on high-resolution satellite imagery (CNES-SPOT, and Quickbird, accessed through Google Earth) and cenotes shape from POETY (2007), fault and fracture systems with grey lines (INEGI, 2002), main water flow direction with blue arrows (Perry *et al.*, 2009) and cenotes grouping (brown, red and orange dots) by water physicochemical characteristics (Pérez-Ceballos *et al.*, 2012); ERT section locations (right) are shown relative to nearby cenotes and *aguadas* from Geographic Information System. 35

Figure 2.2 Geologic map showing cores collected in the State of Yucatan as part of the UNAM scientific drilling program (wells U1-U8), one ICDP well (Yax-1) and various PEMEX wells . The RC lithology up to 200 meters below sea floor (mbsf) is shown from lithologic columns U2 and U8 borehole (Modified from Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000). 37

Figure 2.3 Resistivity profiles recorded along six ERT transects with inverted resistivity (left) and local geoelectrical models from the geoelectrical units (table 3) (right). (a) Presents cenotes area with a profile over cenote cave and 50 m away; (b) *Aguadas* area, with profile of an *aguada* and 20 m away, and (c) no cenotes or *aguadas* less than 500 m. 44

Figure 2.4 Regional conceptual model of the coastal aquifer at the RC from west to east. The aquifer is interconnected between caves and conduits through limestone with varying degrees of fracturing under an almost flat fractured vadose zone. Freshwater level is shown as a continuous line (POETY, 1999), and mean sea level as a dashed line inland. The freshwater lens of the aquifer flows over intruding marine water, and these are

separated by an interface of brackish water (dot-dash line) (Valle-Levinson *et al.*, 2011; Marin, 1990). The vegetation at the ends of the ring corresponds to mangroves. 46

Figure 2.5 Geological interpretation of geoelectrical units based on observation of core samples and direct observations on the field. Fractured limestone is emphasized with straight black lines over a limestone matrix, and water bodies and limestone blocks are delineated and presented without a matrix. The images are presented from shorter to longer distance to cenotes (a), and aguadas (b). 49

Figura 3.1 Mapa de localización de sitios de monitoreo a lo largo del AC. El área de la Reserva Hidrogeológica (RHGNY) delineada en el centro del área de estudio con línea gris. Las fallas, fracturas (INEGI, 2002) y aguadas y cenotes (POETY, 2007) con líneas y puntos grises. Los cenotes y aguadas visualizados a partir de satélite (CNES-SPOT, y Quickbird, accedido a través de Google Earth) son marcados con cruces rojas y azules respectivamente. 71

Figura 3.2 Perfil de medidas de la distancia al agua medida en campo (DT), elevación del terreno (TP) y nivel estático calculado (NE) por sitio de medición de oeste a este del AC. Mapa a partir fallas, fracturas (INEGI, 2002), y aguadas y cenotes visualizados a partir de satélite (CNES-SPOT, y Quickbird, accedido a través de Google Earth). 74

Figura 3.3 Modelo de estimación de la distancia del agua, DT: (a) Modelo de regresión lineal a partir de la elevación, TP, con intervalos de confianza al 95 % (b) Residuales del modelo. 75

Figura 3.4 Evaluación de la estimación del modelo en: (a) La distancia del agua a la superficie topográfica, DT, frente a los valores medidos, (b) del nivel estático, NE, frente a los valores de campo y, (c) error absoluto entre los valores estimados y medidos de DT y NE. 76

Figura 3.5 Mapa de distribución los valores estimados de: (a) La distancia al agua, DT, y, (b) El nivel estático, NE, en el área de estudios. 77

Figura 3.6 Sitios de monitoreo del acuífero (izquierda) frente a los periodos de monitoreo de la columna de agua (derecha). El área de la RHGNY delineada en el centro del área de estudio con línea gris. Las fallas, fracturas (INEGI, 2002) y cenotes (Andrade-Gómez *et al.*, - en revisión) se representan con líneas rectas y puntos respectivamente. 79

Figura 3.7 Series temporales de la precipitación media diaria del GPCC registrada en la Península en milímetros al día (cm) y anomalías del nivel del acuífero (Wc) en 13 sitios (líneas continuas de colores) en: (a) Los periodos largos (2014 – 2017) con registros en 5 localizaciones y (b) un periodo corto (2016 – 2017) con los registros del área centro-oeste del AC y, (c) centro-este del AC. 81

Figura 3.8 Diagrama de barras de los valores propios o varianza de la muestra explicada por cada PC de los PCA realizados en los periodos: (a) abril 2017 (b) junio 2017 (c) diciembre 2015 - agosto 2016 (d) diciembre 2014 – enero 2015. La varianza acumulada es representada por línea continua con puntos..... **83**

Figura 3.9 Factores de carga de cada sitio en las PC en los periodos: (a) abril 2017, (b) junio 2017, (c) diciembre 2015 - agosto 2016, y (d) diciembre 2014- enero 2015. **85**

Figura 3.10 Representación de los patrones de variación capturados en las PC indicando con líneas los factores de carga representado en las primeras PC para: (a) abril 2017 (b) junio 2017 (c) diciembre 2015–agosto 2016 y,(d) diciembre 2014–enero 2015..... **86**

Figura 3.11 Localización de los patrones de variación regionalizados de las PCs con el periodo largo y el registro de precipitación de hasta 36 mm/día con puntos verdes (PL) en: (a) patrones de respuesta ante eventos <20mm/día en el mes de abril, con los patrones 1 (PS-G1) y 2 (PS-G2), y diciembre-enero, con puntos pequeños color marrón (PSL) y, (b) con los patrones 1 (PH-G1) y 2 (PH-G2) en junio, con precipitación <30 mm/día. Las series de tiempo con el promedio de Wc para las localizaciones con patrones similares se presentan en: (c) periodo seco, y (d) periodo húmedo. **88**

Figura 3.12 Ciclo anual de la precipitación (Pr) y de las anomalías del nivel freático del acuífero (Wc) entre agosto 2014 – octubre 2017. **89**

Figura 3.13 Modelo de estimación del ciclo anual del AC a partir de: (a) Estimación del desfase, k , de la precipitación media en la Península, Pr, con el nivel del acuífero, (b) Modelo de regresión lineal a partir de la precipitación con desfase de dos meses, $k = 2$, y (b) Residuales del modelo con eliminación de *outpoint*. Los intervalos de confianza al 95 % son señalados con líneas grises discontinuas en (a) y (b). **90**

Figura 3.14 Evaluación de la estimación del modelo de Wc a partir de: (a) Anomalías estimadas por el modelo ante a los valores medidos y, (b) Error absoluto entre los valores estimados y medidos de Wc. **91**

Figura 4.1 Mapa de localización de la Península de Yucatán delineada con rojo entre las regiones asociadas a las teleconexiones climáticas investigadas (ver Tabla 4.1). El color de fondo representa la presión media a nivel del mar en hectopascales (hPa) en el periodo 1950 – 2010..... **108**

Figura 4.2 Correlación de los índices climáticos con la precipitación del GPCC en la Península en el periodo 1950 – 2010 con las áreas con correlación significativa marcada con puntos. La correlación se muestran para: (a) meses del periodo, (b) meses del periodo seco (noviembre-abril), y (c) meses del periodo húmedo (mayo-octubre). **115**

Figura 4.3 Factores de carga de las EOF representadas en mapas con los patrones de variación capturados por cada PC ordenados de mayor a menor varianza asociada.... **116**

Figura 4.4 Correlación de los patrones de variación capturados en las PC para el área del Pacífico y el Atlántico con la precipitación en la Península en el periodo de calibración 1950 – 1993.....	119
Figura 4.5 Precipitación observada y predicha por el SD-SM50 en: (a) el periodo de calibración (1950-1993) y validación (1994-2005) y, (b) re-calibración (1950-2004).	120
Figura 4.6 Precipitación estimada por los modelos regionales RegCM4, SD-SM50 y la precipitación observada del GPCC en el periodo de referencia (1971-2000).	121
Figura 4.7 Mapas con la diferencia de medias entre la precipitación estimada por los modelos y la precipitación observacional del GPCC en el periodo de referencia (1971-2000) para: (a) el RegCM4 y (b) el SD-SM50 en mm al mes. Las zonas con diferencias medias no significativas con un 95 % de confianza son marcadas con puntos.	122
Figura 4.8 Ciclo anual de precipitación promedio en la Península en el periodo de referencia (1971-2000) con la precipitación observacional del GPCC (línea negra), la simulada por el modelo dinámico, RegCM4, (línea morada con puntos) y la simulada por SD-SM50 (línea azul con puntos).	123
Figura 4.9 Cambios en la distribución espacial de la precipitación a corto plazo (2006-2035) estimados por el: (a) RegCM4, y (b) SD-SM50, con las áreas con diferencias no significativas con un 95 % de confianza y, (c) cambios en la distribución temporal de la precipitación del ciclo anual.	124
Figura 4.10 Cambios en la distribución espacial de la precipitación a largo plazo (2071-2099) estimados por el: (a) RegCM4, y (b) SD-SM50, con las áreas con diferencias no significativas con un 95 % de confianza y, (c) cambios en la distribución temporal de la precipitación del ciclo anual.	125
Figura A1. Cartel presentado en el congreso de estudiantes. Centro de Investigación Científica de Yucatán. Mérida, Abril de 2015.	151
Figura A2. Cartel presentado en la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana. Puerto Vallarta, Noviembre 2015.	152
Figura A3. Cartel presentado en el congreso de estudiantes del Centro de Investigación Científica de Yucatán. Mérida, Marzo de 2016.....	153
Figura A4. Cartel presentado en la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana. Puerto Vallarta, Noviembre 2016.	154

LISTADO DE TABLAS

Table 2.1 Comparative resistivity values for caves or conduits, and saturated and unsaturated fractures in karstic systems.	41
Table 2.2.- Conceptual resistivity model	42
Table 2.3 Geoelectrical structure of the study área.....	42
Tabla 3.1 Valores de la distancia al agua medida (DT), elevación topográfica registrada en el CEM (TP), nivel estático calculado (NE), categoría de estructura local: cenote (C) o aguada (A), y la institución responsable.....	73
Tabla 3.2 Valor máximo, mínimo, promedio y desviación estándar de la elevación del terreno en el área de estudios (TP-área), en los sitios monitoreados (TP-sitios), distancia al agua medida (DT) y el nivel estático calculado en cada punto.	74
Tabla 3.3 Valores de Wc máximos, mínimos y desviación estándar por sitios de medición.	82
Tabla 4.1 Abreviaciones y acrónimos para ocho índices climáticos incluyendo cinco índices relacionados con el ENSO y tres teleconexiones climáticas.	109
Tabla 4.2 Correlación lineal de las PC con las teleconexiones climáticas.....	117

ABREVIATURAS

AC	Anillo de Cenotes
AMO	Atlantic Multidecadal Oscillation Index
CEM	Continuo de Elevaciones Mexicano
CONAGUA	Comisión Nacional del Agua
CORDEX CAM-44	Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment Central America
CPC-NOAA	Climate Prediction Center National Oceanic and Atmospheric Administration
DOF	Diario Oficial de la Federación
DT	Distancia de la superficie del suelo al agua
ENSO	Oscilación del Sur del Niño
EOF	Empirical Orthogonal Functions
EPNP	East Pacific-North Pacific index
GCM	Global Circulation Model
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
MAE	Error absoluto Medio
MEI	Multivariate ENSO Index
MPI-ESM-MR	Max Planck Institute for Meteorology Earth System Model Mixed Resolution
NAO	North Atlantic Oscillation
NCEP-NCAR	National Centers for Environmental Prediction and the National Center for Atmospheric Research
NE	Nivel Estático
NP	North Pacific Index

PC	Componente Principal
PCA	Análisis de componentes principales
Pr	Precipitación
RC	Ring of Cenotes
RCP	Representative Concentration Pathway
RegCM4	Regional Climate Model
RHGNY	Reserva Geohidrológica del Norte de Yucatán
RMSE	Error Cuadrático Medio
SD-SM50	Statistical Downscaling Southeast Mexican
SLP	Sea Level Pressure
TP	elevación de la topografía sobre el geoide WGS84
UNAM	Universidad Autónoma de México
Wc	anomalías del nivel freático
WCRP	World Climate Research Programme
ZCIT	Zona de Convergencia Intertropical

RESUMEN

La tendencia a la disminución de la calidad y la cantidad de agua global, resaltan la importante necesidad de programas que apunten a la conservación de los recursos hídricos. Esta tesis se desarrolla con el objetivo de evaluar el sistema hidrogeológico que sustenta los recursos naturales ante los cambios en el clima en el Anillo de Cenotes (AC) a partir de modelos numéricos multi-escala y métodos de *downscaling* climático. Los resultados mostraron que los recursos naturales y socio-ecológicos están estrechamente interconectados por una red hidrogeológica conformada por un acuífero kárstico altamente heterogéneo, vulnerable a la contaminación y a los periodos de sequía por la fracturación del sistema. Las propiedades físicas de la matriz que sostiene el acuífero en el AC registra 4 unidades geoeléctricas vinculadas a cambios en la fracturación: dos en la zona inundada o freática, y dos en de la vadosa o zona no saturada. El modelo conceptual propone que las aguadas y los cenotes son una expresión en superficie de la conductividad asociada a la red de fallas, fracturas, cuevas y conductos que conforman la red. El modelo del nivel estático capturó el aumento del nivel de agua hacia el sureste de 0 a 5 metros (m), con dificultad en la simulación del posible descenso medido de -6 m sobre el geoide WGS84, registrado en el área de la Reserva Hidrogeológica. La respuesta hidrodinámica capturó una respuesta lineal en cenotes y aguadas con un mayor rango de variación del nivel freático en cenotes con fracturas o conductos grandes, con hasta 72 cm de rango, seguidos de aguadas y, registrando menor variación, en cenotes con cueva, con 5 cm, sugiriendo que la respuesta local y regional puede estar vinculada a la heterogeneidad de la conductividad registrada en la matriz. El modelo estadístico de la dinámica regional intra-anual capturó el ciclo del acuífero con el periodo de recarga entre agosto y noviembre a partir del desfase de dos meses con la precipitación media de la Península, que puede ser atribuido a los cambios en la elevación y conductividad de la matriz. El sistema hídrico está regido por grandes patrones de circulación atmosférica y oceánica que definen la entrada de humedad en la atmósfera con gran influencia del Pacífico norte y central. Los modelos climáticos regionales muestran una tendencia a la reducción de la precipitación bajo el escenario de calentamiento 8.5 (RCP8.5), más intensa en el periodo húmedo para finales del siglo 21. El modelo de re-escalamiento estadístico de Yucatán (SD-SM50), sugiere cambios temporales cercanos a -10 mm/mes, mientras que el modelo regional dinámico (RegCM4)

indica disminuciones probables de -65 mm/mes, intensificadas en las áreas del este y oeste de la Península para final de siglo. Los resultados obtenidos en la investigación de las propiedades físicas del acuífero y su dinámica muestran la vulnerabilidad del acuífero y los recursos naturales que sobre él se sustentan ante la tendencia a la reducción de la precipitación que proyectan los modelos regionales. Los cambios esperados en la distribución espacio-temporal de la precipitación podrían producir cambios en los flujos del acuífero, la tasa de recarga a escala regional y local, y cambios en disponibilidad de agua para los ecosistemas terrestres y costeros que pueden poner en riesgo a la sociedad si no se toman medidas de mitigación y adaptación.

ABSTRACT

The declining trend in global water quality and quantity highlights the important need for programs to conserve water resources. This thesis aims to evaluate the hydrogeological system that sustains natural resources in response to changes in climate in the Ring of Cenotes (RC) using multi-scale numerical models and climate downscaling methods. The results showed that natural resources are closely interconnected through a hydrogeological network consisting of a highly heterogeneous aquifer, vulnerable to pollution and drought periods because of the fracturing of the system. The physical properties of the matrix that supports the aquifer in the AC register 4 geoelectrical units linked to fracturing: two in the flooded or phreatic zone, and two in the vadose or unsaturated zone. The conceptual model proposes that *aguadas* and cenotes are an expression on the surface of the conductivity associated with the network of faults, fractures, caves and conduits that make up the network. The numerical model of the static level captured an increase in water level with greater elevation towards the southeast of 0 to 5 meters (m), with difficulty in simulating the possible measured decrease of -6 m over the WGS84 geoid, measured in the area of the Hydrogeological Reserve. Hydrodynamics captured linear response in cenotes and *aguadas*, with greater range of water table variation in cenotes with fractures or large conduits, with up to 72 cm range, followed by *aguadas* and, showing less variation, in cenotes with cave, with 5 cm, suggesting that local and regional response may be associated with the heterogeneity of the matrix conductivity. The statistical model of intra-annual dynamics captured the recharge period between August and November from the two-month lag with the average precipitation of the Peninsula, which can be attributed to changes in the elevation and conductivity of the matrix. The hydrological system is driven by atmospheric and oceanic circulation patterns that define the inflow of moisture, with significant influence from the North and Central Pacific. Regional climate models showed a trend towards reduced precipitation under the 8.5 warming scenario (RCP8.5), most intense in the wet period by the end of the 21st century. The Yucatan statistical model (SD-SM50) suggests very small temporal changes, of less than -10 mm/month, while the dynamic regional model (RegCM4) indicates probable decreases of -65 mm/month, intensified in the eastern and western areas of the Peninsula. Consistent with this change, RegCM4 shows a marked reduction in the annual

rainfall cycle, especially in the wet period, with a slight increase from October. The results obtained in the investigation of the physical properties of the aquifer and its dynamics show the vulnerability of the aquifer and the natural resources that support it in the face of the tendency to reduce precipitation projected by regional models. The expected changes in the spatial-temporal distribution of precipitation could produce changes in aquifer flows, the rate of recharge at regional and local scales, and changes in water availability for terrestrial and coastal ecosystems that could put society at risk if mitigation and adaptation measures are not taken.

INTRODUCCIÓN

“El agua es la base del desarrollo sostenible. La reducción de la pobreza, el crecimiento económico y la sostenibilidad ambiental, se sustentan en los recursos hídricos y en la gama de servicios que proporcionan” (WWAP, 2015).

El “colapso” de la Civilización Clásica Maya, distribuida en la Península y distintas zonas de Mesoamérica, es atribuido a cambios en el clima y épocas de sequía (Evans *et al.*, 2018; Marx *et al.*, 2017; Douglas *et al.*, 2016; Medina Elizalde y Rohling, 2012; Peterson y Haug, 2005). En la península de Yucatán, la única fuente de agua dulce en la región sobre el que se establece una extensa red socio-económica y ecológica, es un acuífero kárstico costero altamente vulnerable a la contaminación (López-Maldonado y Berkes, 2017; Bauer-Gottwein *et al.*, 2011; Escolero *et al.*, 2000; Marín, 1990). Este abastece a más de 2 millones de personas en el estado de Yucatán (INEGI, 2014a) y proporciona condiciones óptimas para el mantenimiento de la diversidad y productividad ecológica (Valdez-Hernández *et al.*, 2010). El acuífero conforma una extensa red de distribución y abastecimiento de agua a una amplia gama de sistemas ecológicos, culturales y económicos que garantizan la sostenibilidad de la sociedad actual dentro y fuera de los límites continentales (Arias-González *et al.*, 2016). A escala global, las estimaciones del clima futuro muestran cambios en el ciclo hidrológico e intensificación de la sequía (Stoeker *et al.*, 2013), por lo que la evaluación de los efectos que el cambio climático podría tener sobre los recursos hídricos, es vital para la gestión y la mitigación de sus impactos (WWAP, 2015; Pereira *et al.*, 2005; Schneider y Garbrecht, 2003; Hansen, 2002).

El Anillo de Cenotes (AC) es una estructura hidrogeológica identificada alrededor del cráter de Chicxulub (Perry *et al.*, 1995), en el norte de la península de Yucatán. El AC se identifica por la alta presencia de dolinas kársticas en superficie, localmente conocidas como cenotes, formadas por el colapso del suelo sobre cuevas o conductos inundados por el acuífero (Pope *et al.*, 1996). Además de los cenotes se identifican otros cuerpos de agua cubiertos con vegetación hidrófila conocidos como aguadas (Finch, 1965). Estudios previos muestran un acuífero somero definido como un lente de agua dulce que flota

sobre el agua salobre de la intrusión marina, contenido una matriz kárstica de escasa orografía (Marín, 1990). La precipitación, producida por la interacción de multitud de procesos globales, regionales y locales (Luna-Niño y Cavazos, 2017; Romero-Centeno *et al.*, 2016; Orellana *et al.*, 2009; Giannini *et al.*, 2001; 2000; Wang y Enfield, 2001; Cavazos, 1997), es integrada en el sistema induciendo una respuesta estacional en el AC (Marín, 1990). La baja capacidad de almacenamiento y alta conductividad del sistema hidrogeológico (Null *et al.*, 2014) redistribuye el flujo de agua que recibe de su alrededor hacia los laterales del cráter (Perry *et al.*, 2009), produciendo las descargas en las regiones costeras (Valle-Levinson *et al.*, 2011). Los cambios en la precipitación y acuífero se observan en una amplia gama de procesos en los ecosistemas terrestres y costeros.

En la península de Yucatán, a pesar de los avances en la modelación del acuífero, los modelos presentan dificultades por la falta de literatura con datos científicos del acuífero (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011) y la alta heterogeneidad del sistema (Vuilleumier *et al.*, 2011). Adicionalmente, los modelos climáticos globales de estimación de la precipitación a futuro no reproducen la precipitación regional (Stoeker *et al.*, 2013) y los modelos de regionalización o *downscaling* climático pueden presentar diferencias entre distintos enfoques, dinámico y estadístico (Nikulín *et al.*, 2018; Tang *et al.*, 2016). La evaluación climática de un sistema hidrogeológico con tal falta de información requiere la recopilación de información desde la que construir modelos de la variación espacio-temporal que registra. La estimación climática puede ser realizada desde la evaluación de modelos de *downscaling* con distintos algoritmos que traten de reproducir los procesos multi-escalas que inducen la alta variabilidad de la precipitación en Yucatán (Romero-Centeno *et al.*, 2016).

Esta tesis se planteó con el propósito de fortalecer el sistema de gestión de riesgos y mitigación de impactos sobre los recursos hídricos y naturales ligados al cambio climático en el AC. El objetivo fue realizar una evaluación de los cambios a los que puede estar expuesto el acuífero y los recursos naturales por cambios en la precipitación estimados a futuro, fundamentada en la construcción de modelos numéricos multi-escalas de la heterogeneidad espacio-temporal de las componentes del sistema hidrogeológico. Para fomentar el desarrollo del conocimiento y la modelación en el área, las componentes del sistema investigadas fueron las propiedades físicas de la matriz que contiene el acuífero,

las condiciones límite del acuífero y su dinámica, y la precipitación. Con la finalidad de poder evaluar los cambios a futuro de la precipitación regional se propuso evaluar la estimación de esta variable desde dos modelos de *downscaling* climático, uno dinámico, que resuelve el esquema de la precipitación con el acoplamiento de modelos de estimación global a modelos regionales que simulan ecuaciones de transferencia, y uno estadístico, construido desde patrones de variación atmosféricos globales vinculados a la precipitación de Yucatán.

CAPÍTULO I

ANTECEDENTES

1. Área de estudio

El área de estudio se localiza en el AC, al norte del estado Yucatán. Éste presenta un diámetro de 180 km formando un semicírculo alrededor del cráter de Chixculub y una anchura variable entre 5 y 10 km. En la figura 1.1 se presenta la topografía sobre el nivel del mar y las direcciones de flujo principales al norte de la Península. La región del AC ± 10 Km es señalada como área de estudio con sombreado gris, localizado entre los 20° - 22° N y 88° - 91.5° W. Este presenta una altitud variable, entre 0 y 30 metros sobre el geoide WGS84, localizando el acuífero en un área prácticamente plana desde el modelo digital de elevación (CEM v3.0; INEGI, 2013).

Parte de esta región, fue declarada como Área Natural Protegida, denominada Reserva Geohidrológica del Anillo de Cenotes (RHGNY) por el Decreto número 117 del Gobierno del Estado de Yucatán (DOF, 2013) y declarado como sitio Ramsar n° 2043 “Anillo de Cenotes” desde 2009, relativa a los humedales de importancia internacional (Ramsar, Irán, 1971). Esta Reserva se encuentra localizada aproximadamente en el centro del AC, con la Reserva de la Biósfera Ría de Celestún en la costa noroeste (DOF, 2000) y la de Ría Lagartos en la costa noreste (DOF, 1979).

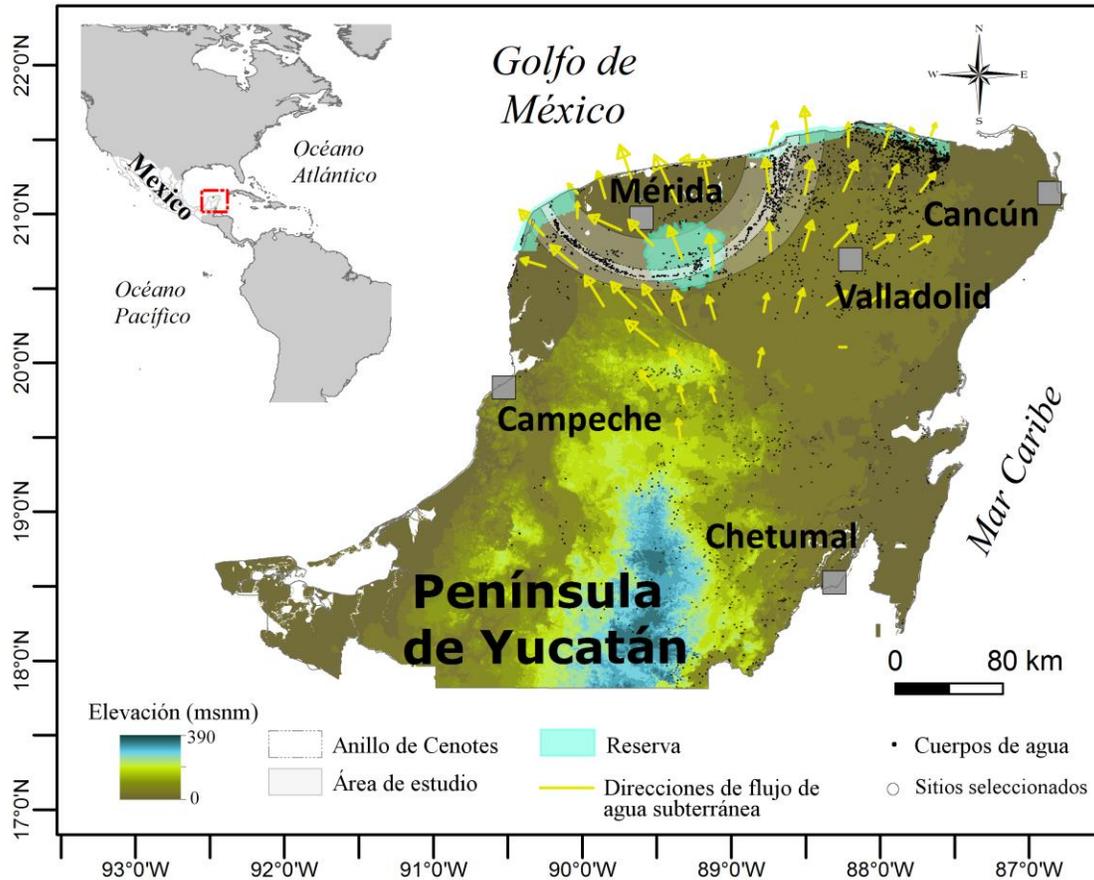


Figura 1.1 Localización del área de estudio sobre el CEM v3.0 (INEGI, 2013) con las direcciones de flujo, cenotes y aguadas, representado como cuerpos de agua. El área de estudio engloba el AC con relleno de color gris claro con ± 10 Km respecto al radio con gris transparente y la RHGNY en verde. Las líneas de flujo que distribuyen la recarga fueron obtenidas de Perry *et al.* (2009). Los sitios seleccionados a lo largo del AC con círculos blancos.

2. Características hidrogeológicas del AC

El estado de Yucatán tiene un área aproximada de 39,600 Km² conformado principalmente por terrenos kársticos (Weidie, 1985). Las formaciones kársticas son sistemas altamente heterogéneos con cuevas y conductos embebidos en una matriz carbonatada fracturada (Fairchild y Baker, 2012).

La cercanía a la costa, la permeabilidad y la alta porosidad de la plataforma, hacen que el AC esté estrechamente conectado con el mar (Valle-Levinson *et al.*, 2011) (figura 1.2). En el acuífero se define una lente de agua dulce, que varía en grosor en un rango entre 50 y

120 m con una disminución hacia la costa, donde se producen las descargas de agua (Steinich y Marín, 1996; Marín, 1990). El AC es definido como un área de mayor conductividad hidráulica y menor capacidad de almacenamiento que sus alrededores (Null *et al.*, 2011; Marín, 1990). Los flujos de agua en la Península viajan del sur y llegan al AC donde son re-distribuidos hacia los laterales y el mar (Perry *et al.*, 2009). La velocidad de los flujos en los acuíferos kársticos puede llegar a ser muy elevada en algunas áreas, disminuyendo en el interior de la matriz (Borghini *et al.*, 2012; Goldscheider y Drew, 2007), ocasionando menor almacenamiento en los conductos en relación a la capacidad total del acuífero (Vuilleumier *et al.*, 2013). La respuesta a la precipitación y a los flujos en el interior del acuífero ha sido reportada en un cenote en la costa este de la Península, con una respuesta del nivel freático y la intrusión salina vinculada a la precipitación (Kovacs *et al.*, 2017), y en el área del AC, con cambios estacionales en cenotes del área (Marín, 1990).

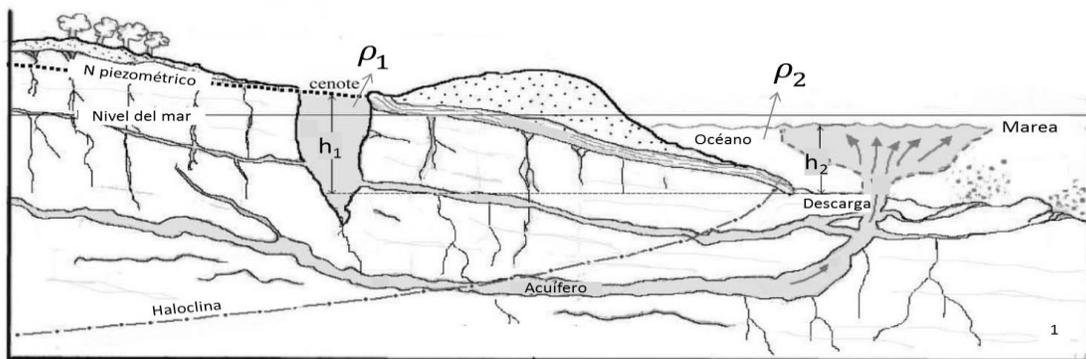


Figure 1.2 Modelo conceptual de un acuífero kárstico costero. Donde h es la altura de la columna de agua y ρ es la densidad del agua. Adaptado de Valle-Levinson *et al.*, (2011).

La vulnerabilidad del AC a la contaminación (Marín, 1990) se presenta ante los contaminantes de las capas superficiales y la contaminación por salinización, dada la conectividad con el mar. El aumento de la extracción de agua provocado por el aumento de la población, aunado a un descenso en la precipitación y de la recarga por cambios en el clima, podría suponer la contaminación del acuífero por salinización y por tanto un gran impacto socio-ecológico si no se toman medidas preventivas.

3. Precipitación y variabilidad climática en la península de Yucatán

Los climas regionales se ven influenciados por la dinámica atmosférica y la influencia de las teleconexiones climáticas. Las teleconexiones son anomalías en una variable física que ocasionan modos persistentes y recurrentes de variabilidad de la presión atmosférica, y que puede generar influencia en otra variable en una región equidistante (Méndez-González *et al.*, 2010). En la Península y el Caribe la circulación atmosférica está determinada por la competencia entre el sistema subtropical de alta presión del nivel del mar del Atlántico Norte y la zona de convergencia intertropical (ITCZ) del Pacífico oriental, mostrándose este dipolo asociado con la Oscilación del Sur del Niño (ENSO, por sus siglas en inglés) (Chen *et al.*, 2002; Giannini *et al.*, 2000). Esto se traduce en más calor y sequía durante el periodo estival de verano, con menor precipitación en eventos del ENSO positivos (Giannini *et al.*, 2001). La entrada de humedad y la variación de la precipitación también se ve influenciada por las albercas de evaporación (Wang y Enfield, 2001), la Oscilación multi-decadal del Atlántico (AMO) además de presentar influencia de los procesos locales que se originan en el Golfo de México y el Caribe (Cavazos, 1997). Las subregiones climáticas son presentadas en la figura 1.3 junto con la distribución espacial de la precipitación y la temperatura en el periodo 1961-1990 (Adaptados de Orellana *et al.*, 2009).

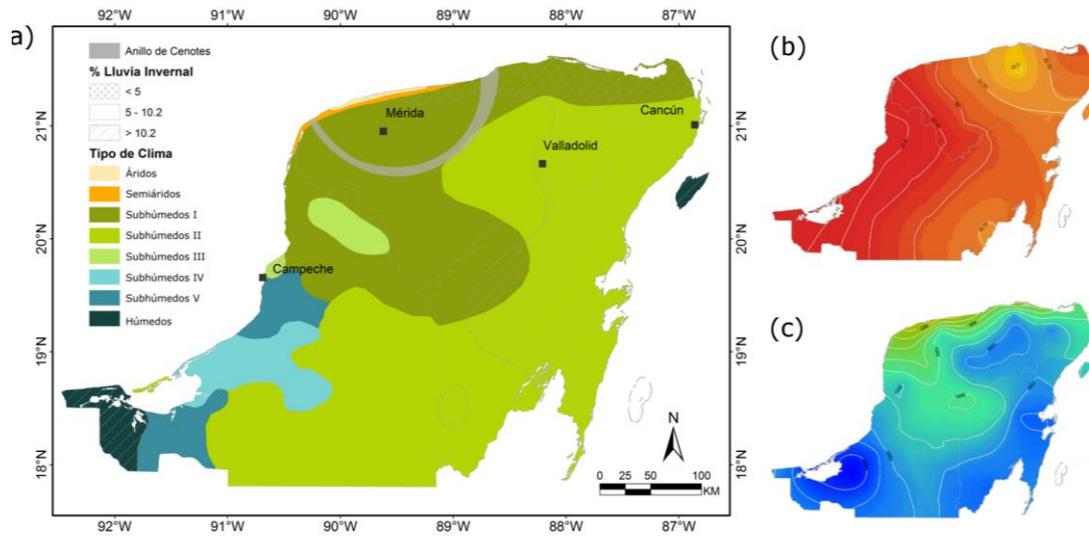


Figura 1.3 (a) Subregiones climáticas de Yucatán, (b) distribución de las temperaturas y, (c) la precipitación en el periodo 1961-1990 usando bases de datos locales. Mapa modificado de Orellana *et al.*, (2009).

La península de Yucatán es una región con una alta diversidad climática, donde se diferencian hasta ocho subregiones climáticas vinculadas a la heterogeneidad de la precipitación. El clima regional ha sido definido como tropical seco con regiones áridas y semiáridas en la costa norte y un gradiente de clima subhúmedo a húmedos que aumenta del noreste hacia el suroeste de la Península (Orellana *et al.*, 2009). La precipitación presenta dos periodos bien marcados con una época seca (invierno) y una húmeda (verano), además de un mayor porcentaje de precipitación invernal en la costa noreste, la parte este y el suroeste de la Península. El periodo húmedo se identifica entre julio y septiembre, con una canícula o periodo estival en de verano en julio-agosto. A partir de noviembre comienza un periodo de menor precipitación conocido como Nortes, seguido de un periodo seco a partir de marzo-abril.

4. Red hídrica y los recursos naturales

Los sistemas hidrológicos actúan como integradores espacio-temporal de la precipitación (Gámiz-Fortis *et al.*, 2012). El AC conforma una extensa red de distribución de agua de la precipitación al norte de Yucatán. Esta red de abastecimiento proporciona agua a una amplia gama de sistemas ecológicos, culturales y económicos que garantizan la

sostenibilidad de la sociedad actual dentro y fuera de los límites continentales (López-Maldonado *et al.*, 2017; Arias-González *et al.*, 2016; Islebe *et al.*, 2015).

Los sistemas terrestres responden ante la disponibilidad de agua con cambios en la productividad de los bosques y selvas tropicales, así como en la distribución de la vegetación (Nafarrate-Hecht *et al.*, 2018; Cach-Pérez *et al.*, 2017; 2013; Chilpa-Galván *et al.*, 2013; Valdez-Hernández *et al.*, 2010). La precipitación y los recursos hídricos disponibles inducen cambios en las variables físicas micro-ambientales en los ecosistemas que establecen la respuesta fisiológica de las especies vegetales (de la Rosa-Manzano *et al.*, 2014). Estas pueden ser identificados desde el aumento en la captura de carbono por el aumento del área foliar en bosques (Nafarrate-Hecht *et al.*, 2018), los cambios en la vegetación de las aguadas (Finch, 1965) o la distribución estratificada de la vegetación (Cach-Pérez *et al.*, 2017; Andrade *et al.*, 2009; Graham y Andrade, 2004),

Las áreas costeras de la Península están conectadas con el acuífero a través de los manantiales o descargas submarinas (Valle-Levinson *et al.*, 2011; Null *et al.*, 2014; Hernández-Terrones *et al.*, 2015; Martínez *et al.*, 2018). Esta conexión proporciona una alta heterogeneidad ambiental y gran diversidad de paisajes marinos (Durán y Méndez, 2010). Los recursos hídricos de la Península y los sistemas costeros se encuentran íntimamente vinculados a las sociedades por complejas redes ecológicas que les brindan servicios ambientales (López-Maldonado *et al.*, 2017; Arias-González *et al.*, 2016). La hidrología y calidad del agua se puede ver reflejada en aspectos relacionados con la condición de diversos ecosistemas marino-costeros como los manglares, pastos marinos y arrecifes coralinos (Chuang *et al.*, 2017; Sawyer *et al.*, 2016; Crook *et al.*, 2012).

La mayor diversidad de especies y la adaptación que éstas presentan ante cambios en el régimen hídrico ayuda a mitigar los efectos del cambio climático mejorando la adaptación de los ecosistemas y la sociedad a las perturbaciones del clima (Duran y Méndez, 2010). En respuesta de adaptación a la disponibilidad hídrica, la eficiencia en el uso del agua, la dinámica registrada en la distribución de la vegetación y la morfología, son reconocidas en los bosques de leguminosas (Gei *et al.*, 2018) y las Crasuláceas con metabolismo ácido (CAM) (Rosado-Calderón *et al.*, 2018; Cach-Pérez *et al.*, 2016; Graham y Andrade,

2004). La vinculación y la respuesta de éstas ante el microambiente varía a distintas escalas espaciales, tanto en ecosistemas terrestres (Tetetla-Rangel *et al.*, 2013) como costeros (Duran y Méndez, 2010). La dinámica de los sistemas costeros muestra respuestas adaptativas en función de los aportes que proporciona el acuífero y la calidad de los mismos. Entre las respuestas adaptativas se identifican cambios en afloramientos del fito- y zooplacton (Reyes-Mendoza *et al.*, 2019) y en la reducción de la calcificación en las especies carbonatas (Crook *et al.*, 2013). Yucatán es reconocido por la elevada diversidad entre especies animales y vegetales vinculadas a los ecosistemas y el sistema hídrico. La biodiversidad de los ecosistemas terrestres está vinculada con los regímenes de precipitación, las regiones bioclimáticas y la disponibilidad de agua (Gei *et al.*, 2018; Martínez-Natarén *et al.*, 2014), habiendo mayor riqueza filogenética hacia el sur de la Península (Duno-de Stefano *et al.*, 2012). En las zonas costeras, las barreras ecológicas y el micro-ambiente, pueden potenciar la diversidad de especies de manglar (Cisneros de la Cruz *et al.*, 2018).

La disponibilidad de agua induce procesos de adaptación tanto de las sociedades como de los ecosistemas. En Mesoamérica, el “colapso” de la civilización Maya acaecido en el periodo Clásico es atribuido a periodos de sequía extrema (Douglas *et al.*, 2017). La red hidrogeológica que conforma el AC proporciona el abastecimiento de agua para la agricultura, la ganadería, y de las industrias tanto hacia el interior del AC, como a las zonas costeras. La elevada contaminación del sistema (Kantun-Manzano *et al.*, 2018; Bauer-Gottwein *et al.*, 2011; Hernández-Terrones *et al.*, 2011), el aumento de la población (INEGI, 2015) y los cambios en el ciclo hidrológico (IPCC, 2014) ponen en riesgo la seguridad ecológica y económica de nuestra sociedad. La adaptación de la sociedad a los cambios en el clima es una realidad que marca, y ha marcado la historia definiendo periodos de adaptación a los recursos hídricos y los servicios que proporcionan.

5. Modelización de acuíferos kársticos

El modelado de sistemas tan heterogéneos, como son los sistemas kársticos, requiere gran cantidad de información. Esto genera grandes sesgos entre las medidas y los modelos, y dificulta el desarrollo de modelos matemáticos que se ajusten a la realidad

(Anderson y Woessner, 2015; Larrañaga, 2006; Quinn *et al.*, 2006; Marín, 1990). Dado que el conocimiento adecuado del funcionamiento del sistema es primordial para el manejo de los recursos, es recomendado el desarrollo de modelos conceptuales que permitan su evaluación (Thomson y Emery, 2014).

En este tipo de sistemas, con alta heterogeneidad de conductos (Beddows, 2004), la representación por métodos convencionales, como la espeleología o el buceo, conlleva ciertas limitaciones e incertidumbres asociadas en la representación espacial de los datos. Los métodos de exploración permiten optimizar los resultados y minimizar las incertidumbres inherentes a la construcción de modelos (Zhou y Beck, 2011). Métodos indirectos como los geofísicos, permiten definir las propiedades físicas del sistema y, reduce las limitaciones que presentan las técnicas convencionales. Entre los métodos geofísicos, las tomografías del terreno permiten capturar la heterogeneidad en la distribución de valores de resistividad en función del grado de saturación del terreno y la salinidad del agua (Loke, 2001; 1999; Telford y Sheriff, 1990; Ward, 1990). La variación de esta propiedad física, inversa a la conductividad, permite generar imágenes de la distribución de la resistividad, las cuales, a su vez, apoyan en la identificación de zonas no saturadas, cuevas, cuerpos de agua y conductos (Goldscheider y Drew, 2007; Loke 2001; 1999; Telford y Sheriff, 1990). Estos métodos permiten el desarrollo de modelos conceptuales en función de las propiedades físicas capturadas, solventando las limitaciones de las técnicas convencionales y proporcionan las bases de modelos matemáticos más complejos.

El incremento de la demanda genera la necesidad de métodos de previsión fiables, por lo que la obtención de datos exactos para las simulaciones y la predicción de la disponibilidad de agua, es un paso clave en una planificación y operación eficientes en la gestión de estos recursos (Gámiz-Fortis *et al.*, 2012). En la modelización de entornos kársticos se han empleado distintos métodos numéricos. Comenzando por modelos estocásticos (por ej. Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2012) y modelos determinísticos (por ej. Gondwe *et al.*, 2011; González-Herrera *et al.* 2002; Marín, 1990) hasta combinaciones de ambos (por ej. Gómez-Nicolás *et al.*, 2017; Borghi *et al.*, 2013; 2012; Vuilleumier *et al.*, 2013). En la Península, la alta heterogeneidad en conductos y fracturas hace que se requiera gran cantidad de información para modelarla, presentando limitaciones por la

falta de información de la heterogeneidad local (Vuilleunier *et al.*, 2013) y la escasa literatura disponible con la dinámica y las propiedades físicas del sistema (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011). Los modelos estadísticos son ampliamente recomendados en desarrollo de estudios de seguridad hídrica y generan buenos resultados en la simulación de caudales de ríos cuando son acoplados a modelos atmosféricos (Gámiz-Fortis *et al.*, 2012; 2010).

6. Modelización climática de la precipitación

Los escenarios de los modelos climáticos globales (GCM, por sus siglas en inglés) sugieren una redistribución del agua en el planeta para finales de siglo 21. Los GCMs también muestran una tendencia al aumento de eventos extremos, con periodos de sequía y eventos de precipitación más intensos (Stoecker *et al.*, 2013). Estos modelos presentan una resolución baja (>100 Km) que no les permite capturar la elevada variabilidad que presentan variables como la precipitación.

En los estudios de impacto frente al cambio climático es recomendado el empleo de modelos regionales para estimar mejor el clima local y regional (Nolan *et al.*, 2017; Giorgi *et al.*, 2009; Magaña y Caetano, 2005). Los modelos regionales tratan de reproducir la variabilidad de la precipitación a una resolución mayor. En la literatura se utilizan tres enfoques diferentes para modelar la precipitación a escala regional: (1) la reducción de escala dinámica utilizando modelos regionales del clima, (2) la reducción de escala de las salidas de los GCMs por métodos estadísticos y (3) los métodos híbridos que son una combinación de los anteriores. Estos métodos pueden diferir en las estimaciones con base en el algoritmo empleado (Nikulin *et al.*, 2018; Tang *et al.*, 2016).

Dada la variabilidad de la precipitación en la Península, asociada a procesos globales, regionales y locales (Orellana *et al.*, 2009; Wang y Enfield, 2008, 2001; Giannini *et al.*, 2000; Cavazos, 1997) y por las diferencias en la estimación de esta variable según el enfoque empleado, es recomendable la evaluación de distintos modelos regionales para la evaluación del cambio climático sobre recursos hídricos.

PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN

1. La alta heterogeneidad en los sistemas kársticos, las limitaciones de las técnicas convencionales, la falta de datos científicos que permitan la visión objetiva de la matriz del acuífero y las dificultades que generan en el desarrollo de modelos numéricos en la Península nos ha llevado a preguntarnos ¿Existe una variación de las propiedades físicas de la matriz del acuífero en función de la disposición y la distancia a cenotes y aguadas? ¿Cómo es esta variación?
2. La alta heterogeneidad, la inexistencia de literatura científica con datos que capturen la variación espacio-temporal de la respuesta hidrodinámica del sistema en cenotes ni aguadas ante la precipitación y, dada la importancia de esta componente en la red, nos lleva a preguntarnos ¿Dónde se localizan los límites del acuífero? ¿Puede estar influenciado por la heterogeneidad de la matriz? ¿Cómo es la variación del acuífero frente a la precipitación?
3. Las estimaciones de cambios en el ciclo hidrológico, los sesgos de los modelos globales, el incremento de la población, la vinculación con los patrones de la atmósfera y las diferencias que se pueden presentar entre modelos regionales dinámicos y estadísticos en la simulación de la precipitación, hace que nos preguntemos ¿Cuál es la variación regional de la precipitación para final de siglo bajo un escenario de calentamiento RCP8.5 desde distintos enfoques de *downscaling* en la península de Yucatán?
4. El alto impacto que puede suponer sobre la sociedad y los ecosistemas los periodos de sequía, y los cambios en la distribución espacio-temporal de la precipitación, nos hace preguntarnos ¿Qué implicaciones pueden presentar los cambios estimados sobre el acuífero y la red de recursos socio-ambientales que proporciona?

HIPÓTESIS

1. Por la alta conductividad hidráulica del Anillo de Cenotes (AC) (Marín, 1990), la posible influencia de la densidad de cenote en la permeabilidad del anillo (Perry *et al.*, 2002), el posible bloqueo del conducto principal en aguadas (Smitter-Soto *et al.*, 2001) y las imágenes de la distribución de la resistividad en función de la saturación del terreno que generan las tomografías, se plantea la hipótesis de que la variación local de las propiedades físicas del acuífero puede capturar mayor conductividad cerca de cenotes, y por tanto, que áreas con mayor presencia de estas formaciones pueden presentar una mayor variación en los niveles del acuífero.
2. Por ser la precipitación la principal variable integradora de los sistemas hídricos regionales (Gámiz-Fortis *et al.*, 2012), la correlación de la dinámica en cenotes con estaciones meteorológicas distantes (Kovacs *et al.*, 2017), la mayor conductividad en el área que propone Marín, (1990), la redistribución de flujos que puede estar ofreciendo el anillo de cenotes del agua que recibe de su alrededor (Perry *et al.*, 2009) y la alta heterogeneidad en la respuesta ante esta componente, observada entre cenotes y aguadas (Finch, 1965), se plantea la hipótesis de que el sistema puede presentar una respuesta regional a la precipitación, con mayor variación en cenotes y un desfase temporal con la precipitación del área que rodea el AC.
3. Por el calentamiento global en los últimos 50 años, la tendencia a la intensificación de la sequía en los sitios más secos estimada por modelos globales de clima (Stoecker *et al.*, 2013), y los climas áridos situados al norte de la península (Orellana *et al.*, 2009), se trabaja bajo la hipótesis que los modelos de *downscaling* pueden simular una tendencia a la reducción de la precipitación intensificada en el norte de Yucatán bajo el escenario RCP8.5.

OBJETIVOS

Objetivo general

El objetivo general que se propone es realizar una evaluación de los cambios a los que puede estar expuesto los recursos hídricos en el anillo de cenotes para final del siglo 21 bajo el escenario de máximo calentamiento, en base al desarrollo de modelos numéricos multi-escalas de la heterogeneidad espacio-temporal de las componentes del sistema hidrogeológico actual, y la estimación de la precipitación por dos modelos de *downscaling* climático.

Objetivos específicos

1. Impulsar el desarrollo del conocimiento sobre la variación espacial local y regional de la conductividad de la matriz del acuífero, requerida en modelos de flujo, a partir de la modelización de la variación espacial local de las propiedades físicas del acuífero con medidas *in-situ* de la resistividad, que capturen la heterogeneidad observada en superficie y, el desarrollo de un modelo conceptual regional de la base de la matriz.
2. Implementar modelos numéricos de las condiciones límites del sistema en la actualidad, a partir del nivel estático y la profundidad de la intrusión salina, que capturen la variación entre la costa y el interior del Anillo de Cenotes a partir de medidas *in-situ*.
3. Construir un modelo de la heterogeneidad de la respuesta diaria del nivel freático en meses húmedos y secos que capture la variación local en cenotes y aguadas, y regional, en el anillo de cenotes.
4. Impulsar el desarrollo del conocimiento sobre la variación que induce la integración de la precipitación en la red del anillo e implementar su modelización a partir de modelos estadísticos-matemáticos que reproduzcan la variación regional intra-anual.
5. Construir un modelo de *downscaling* estadístico a partir de patrones de variación de la atmósfera a gran escala con influencia en la precipitación de la Península, y evaluar la simulación de la variación espacio-temporal de la precipitación y la precipitación

estimada para final del siglo 21 bajo el escenario de calentamiento RCP8.5 ante la estimación generada por el modelo de *downscaling* estadístico construido y el dinámico, RegCM4, basado en la resolución de ecuaciones de transferencia sobre parámetros regionales definidos.

6. Evaluar los cambios a los que puede estar expuesto el acuífero y la red de recursos que conforma por los cambios en la precipitación espacio-temporales estimados para final de siglo 21 y, desarrollar recomendaciones fundamentadas en los modelos desarrollados y la revisión de la literatura disponible.

CONTENIDO DE LA TESIS

Con el propósito de cumplir con los objetivos planteados se diseñó la tesis con carácter multidisciplinar, de acuerdo a los requerimientos de investigación de las componentes del sistema hidrogeológico: las propiedades físicas de la matriz, la variación espacio-temporal de los límites del acuífero y la modelación climática de la precipitación. El trabajo se presenta estructurado en cinco capítulos, donde en el primero se presentan el marco general del proyecto y, en el último, se desarrollan la discusión y conclusiones. El contenido de los capítulos en los que se desarrolla el trabajo de investigación se expone a continuación, junto con un diagrama del contenido en la figura 1.4.

En el capítulo II se presenta la modelación de la variación espacial local de las propiedades físicas del acuífero, en base a la heterogeneidad local y regional, observada en superficie, y a medidas *in-situ* de la resistividad. A partir de los resultados se establecen los rangos de variación de las unidades geoeléctricas del acuífero por los cambios en la resistividad ligados a la fracturación y el contenido de humedad, y se desarrolla un modelo conceptual regional de la base de la matriz que contiene el acuífero. Por la gran importancia que tienen las aguadas en el desarrollo de la agricultura y la ganadería regional, es capturando por primera vez su perfil de conductividad y la conexión de éstas al acuífero.

El capítulo III recopila la modelación de la variación espacio-temporal de las condiciones del límite superior del acuífero a partir de medidas *in-situ* en sitios que tratan de albergar la heterogeneidad local y regional que se observa en superficie. En él se establecen los

criterios de selección de sitios para monitoreo en base a características observadas de la matriz que contiene el cuerpo de agua en cenotes y aguadas, y se presentan sitios que pueden capturar la variación generada por la distancia a la costa y por la presencia de estas estructuras en áreas determinadas. Los resultados presentan modelos numéricos del nivel estático del agua, en base a modelos de regresión lineal, de la dinámica regional del nivel freático con técnicas multi-variantes implementadas en meses secos y húmedos, y la modelación de la variación nivel freático regional intra-anual a partir del cálculo del desfase con la precipitación regional en áreas determinadas. Los modelos del límite superior del acuífero, expuestos en este capítulo, pueden ser complementados con el modelo numérico de la intrusión salina presentado en el congreso de la Unión Geofísica Mexicana del Anexo I (Figura A4). El modelo es construido a partir de exploraciones con electromagnetismo y la implementación de modelos híbridos, dinámicos y estadísticos, con el fin de definir las condiciones límites del acuífero.

En el capítulo IV se presenta la construcción de un modelo estadístico de *downscaling* climático, en base a patrones de variación de la circulación global, y la evaluación de la estimación de la precipitación de este modelo y de un modelo regional dinámico, basado en la simulación de la precipitación a partir de la resolución de las características regionales. Los resultados exponen la evaluación de ambos modelos en base a la precipitación observada en un periodo de referencia y la estimación de cambios espacio-temporales en la precipitación a corto, 2006-2035, y largo plazo, 2071-2099, bajo el escenario de calentamiento RCP8.5.

En el capítulo V se desarrolla la discusión y conclusiones generales de los resultados. En este capítulo se señalan las recomendaciones más relevantes para trabajos futuros y para la preservación y gestión eficientes de los recursos hídricos sobre los que se sustentan los recursos naturales y la biodiversidad ecológica y socio-cultural.



Figura 1.4 Estructura y contenido general de la tesis.

REFERENCIAS

- Anderson, M. P., W.W. Woessner y R.J. Hunt (2015). Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport. Academic press.
- Andrade, J.L., J.C. Cervera y E.A. Graham (2009). Microenvironments, water relations, and productivity of CAM plants, en Perspectives in biophysical plant ecophysiology: a tribute to Park S. Nobel, de la Barrera E. y WK Smith (eds.). Universidad Nacional Autónoma de México, México. pp. 95-120.
- Arias-González, J. E., A. Rivera-Sosa, J. Zaldívar-Rae, C. Alva-Basurto, y C. Cortés-Useche (2016). The Animal Forest and Its Socio-ecological Connections to Land and Coastal Ecosystems. Marine Animal Forests: The Ecology of Benthic Biodiversity Hotspots, 1-32.
- Bauer-Gottwein, P., B.R. Gondwe, G. Charvet, L.E. Marín, M. Rebolledo-Vieyra y G. Merediz-Alonso (2011). Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. Hydrogeology Journal, 19(3), 507-524.
- Beddows, P.A. (2004). Groundwater hydrology of a coastal conduit carbonate aquifer: Caribbean coast of the Yucatán Peninsula, Mexico. PhD Thesis. University of Bristol. United Kingdom.
- Borghi, A. (2013). 3D stochastic modeling of karst aquifers using a pseudo-genetic methodology. Doctoral dissertation. Université de Neuchâtel. Suisse. pp. 189.
- Borghi, A., P. Renard, y S. Jenni (2012). A pseudo-genetic stochastic model to generate karstic networks. Journal of Hydrology. 414, 516-529.
- Cach-Pérez, M.J., C. Reyes, y J.L. Andrade (2017). Vida en las alturas: plantas indicadoras del cambio climático. Ecofronteras, 21 (59), 26-28
- Cach-Pérez, M. J., J.L. Andrade, N. Chilpa-Galván, M. Tamayo-Chim, R. Orellana, y C. Reyes-García (2013). Climatic and structural factors influencing epiphytic

-
- bromeliad community assemblage along a gradient of water-limited environments in the Yucatan Peninsula, Mexico. *Tropical Conservation Science*, 6(2), 283-302.
- Cach-Pérez, M.J., J.L. Andrade, W. Cetzal-Ix, y Reyes-García (2016). Environmental influence on the inter-and intraspecific variation in the density and morphology of stomata and trichomes of epiphytic bromeliads of the Yucatan Peninsula. *Botanical Journal of the Linnean Society*, 181(3), 441-458.
- Cavazos, T. (1997). Downscaling large-scale circulation to local winter rainfall in north-eastern Mexico. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 17(10), 1069-1082.
- Chen, A. A., y M.A. Taylor (2002). Investigating the link between early season Caribbean rainfall and the El Niño+ 1 year. *International Journal of Climatology*, 22 (1), 87-106.
- Chilpa-Galván, N., M. Tamayo-Chim, J.L. Andrade, y C. Reyes-García (2013). La profundidad del nivel freático puede influir en la disposición asimétrica de las bromelias epífitas en un bosque tropical seco. *Ecología de las plantas*, 214 (8), 1037-1048.
- Chuang, P.C., M.B. Young, A.W. Dale, L.G. Miller, J.A. Herrera-Silveira, y A. Paytan (2017). Methane fluxes from tropical coastal lagoons surrounded by mangroves, Yucatán, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 122(5), 1156-1174.
- Cisneros-de la Cruz, D.J., J. Martínez-Castillo, J. Herrera-Silveira, L. Yáñez-Espinosa, M. Ortiz-García, R. Us-Santamaria y J.L. Andrade (2018). Short-distance barriers affect genetic variability of *Rhizophora mangle* L. in the Yucatan Peninsula. *Ecology and evolution*, 8(22), 11083-11099.
- Crook, E.D., A.L. Cohen, M. Rebolledo-Vieyra, L. Hernandez-Terrones y A. Paytan (2013). Reducción de la calcificación y falta de aclimatación por parte de las colonias de coral que crecen en áreas de acidificación natural persistente. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 110 (27), 11044-11049.
-

- De la Rosa-Manzano, E.D.L., J.L. Andrade, G. Zotz, y C. Reyes-García (2014). Respuestas fisiológicas a la sequía, de cinco especies de orquídeas epífitas, en dos selvas secas de la península de Yucatán. *Botanical Sciences*, 92(4), 607-616.
- DOF (Diario Oficial de la Federación, 1979). Decreto por el que se declara área natural protegida, con el carácter de reserva de la biosfera, la región denominada Ría Lagartos, Estado de Yucatán
- DOF (Diario Oficial de la Federación, 2000). Decreto por el que se declara área natural protegida, con el carácter de reserva de la biosfera, la región denominada Ría Celestún, Estado de Campeche
- DOF (Diario Oficial de la Federación, 2013). Decreto 117 que establece el área natural protegida denominada reserva estatal geohidrológica del anillo de cenotes. N° 32, 477, Estados de Yucatán, Campeche y Quintana Roo.
- Douglas, P.M., A.A. Demarest, M. Brenner y M.A. Canuto (2016). Impacts of climate change on the collapse of lowland Maya civilization. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44, 613-645.
- Duno-de Stefano, R., L.L. Can-Itza, A. Rivera-Ruiz y L.M. Calvo-Irabién (2012). Regionalización y relaciones biogeográficas de la Península de Yucatán con base en los patrones de distribución de la familia Leguminosae. *Revista mexicana de biodiversidad*, 83(4), 1053-1072.
- Durán R. y M. Méndez (Eds). (2010). *Biodiversidad y Desarrollo Humano en Yucatán*. CICY, PPD-FMAM, CONABIO, SEDUMA. pp. 496.
- Escolero, O.A., L.E. Marin, B. Steinich, y J. Pacheco (2000). Delimitation of a hydrogeological reserve for a city within a karstic aquifer: the Merida, Yucatan example. *Landscape and Urban Planning*, 51 (1), 53-62

- Evans, N. P., T.K. Bauska, F. Gázquez-Sánchez, M. Brenner, J.H. Curtis, y D.A. Hodell (2018). Quantification of drought during the collapse of the classic Maya civilization. *Science*, 361(6401), 498-501.
- Fairchild, I.J., y A. Baker (2012). Scientific and geological context. In Fairchild IJ and Baker A (ed) *Speleothem science: from process to past environments*, Blackwell Publishing Ltd. 3, 3-27.
- Finch W.A. (1965). The karst landscape of Yucatan. PhD Dissertation. University of Illinois, Urbana, IL.
- Gámiz-Fortis, S.R., J.M. Hidalgo-Muñoz, D. Argüeso, M.J. Esteban-Parra, y Y. Castro-Díez (2011). Spatio-temporal variability in Ebro river basin (NE Spain): Global SST as potential source of predictability on decadal time scales. *Journal of hydrology*, 409(3-4), 759-775.
- Gámiz-Fortis, S.R., M.J. Esteban-Parra y Y. Castro-Díez (2012). Advances in Streamflow Prediction: A Multimodel Statistical Approach for Application on Water Resources Management. In *Climate Models*. InTech.
- Gei, M., D.M. Rozendaal, L. Poorter, F. Bongers, J.I. Sprent, M.D. Garner, ... y P.H. Brancalion, (2018). Legume abundance along successional and rainfall gradients in Neotropical forests. *Nature ecology & evolution*, 1.
- Giannini, A., M.A. Cane, y Y. Kushnir (2001). Interdecadal changes in the ENSO teleconnection to the Caribbean Region and the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 14(13), 2867-2879.
- Giannini, A., Y. Kushnir, y M.A. Cane (2000). Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 13(2), 297-311.
- Giorgi, F., C. Jones, y G.R. Asrar (2009). Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, 58(3), 175.

- Goldscheider, N., y D. Drew (2007). *Methods in Karst Hydrogeology*: IAH. International Contributions to Hydrogeology, 26. CRC Press.
- Gómez-Nicolás M, M. Rebolledo-Vieyra, E. Canto-Lugo, R. Huerta-Quintanilla y P. Ochoa-Sandoval (2017). Connectivity in a Karst System Using Electrical Resistivity Tomography and Network Theory. *Groundwater*. 56(5), 732-741
- Gondwe, B., S. Lerer, S. Stisen, L. Marín, M. Rebolledo-Vieyra, G. Merediz-Alonso y P. Bauer-Gottwein (2010). Hydrogeology of the south-eastern Yucatan Peninsula: new insights from water level measurements, geochemistry, geophysics and remote sensing. *Journal of hydrology*, 389 (1), 1-17.
- González-Herrera, R., I. Sánchez-y-Pinto y J. Gamboa-Vargas (2002). Groundwater-flow modeling in the Yucatan karstic aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 10(5), 539-552.
- Graham, E. A., y J.L. Andrade (2004). Drought tolerance associated with vertical stratification of two co-occurring epiphytic bromeliads in a tropical dry forest. *American Journal of Botany*, 91(5), 699-706.
- Hansen, J.E. (2002). A brighter future. *Climatic Change*, 52(4), 435-440.
- Hernández-Terrones, L., M. Rebolledo-Vieyra, M. Merino-Ibarra, M. Soto, A. Le-Cossec y E. Monroy-Ríos (2011). Groundwater pollution in a karstic region (NE Yucatan): baseline nutrient content and flux to coastal ecosystems. *Water, Air, & Soil Pollution*, 218(1-4), 517-528.
- Hernández-Terrones, L.M., K.A. Null, D. Ortega-Camacho, y A. Paytan (2015). Water quality assessment in the Mexican Caribbean: impacts on the coastal ecosystem. *Continental Shelf Research*, 102, 62-72.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2013). Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 (CEM 3.0) Descargadas de <http://www.beta.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/>. Acceso: febrero 2015.

- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2014). Demografía. <https://www.inegi.org.mx/app/estatal/?ag=31>. Acceso: diciembre 2018.
- IPCC (2014) Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo principal de redacción, R.K. Pachauri y L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Ginebra, Suiza, pp. 157.
- Islebe, G.A., S. Calmé, J.L. León-Cortés, y B. Schmook (Eds.). (2015). Biodiversity and conservation of the Yucatán Peninsula. New York, New York: Springer.
- Kantun-Manzano, C., F. Arcega-Cabrera, M. Derrien, E. Noreña-Barroso y J. Herrera-Silveira (2018). Submerged Groundwater Discharges as Source of Fecal Material in Protected Karstic Coastal Areas. *Geofluids*.
- Kovacs, S.E., E.G. Reinhardt, M. Stastna, A. Coutino, C. Werner, S.V. Collins, ... y C. Le Maillot (2017). Hurricane Ingrid and Tropical Storm Hanna's effects on the salinity of the coastal aquifer, Quintana Roo, Mexico. *Journal of Hydrology*, 551, 703-714.
- Larrañaga, E, (2006). Guía técnica para la aplicación de modelos informáticos para el transporte y el flujo de contaminantes en el agua subterránea. País Vasco, Sociedad Pública de Gestión Ambiental, IHOBE, S.A.
- Loke, M.H. (1999). *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide*.
- Loke, M.H. (2001). *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. Copyright (1996-2012).
- López-Maldonado, Y., y F. Berkes (2017). Restoring the environment, revitalizing the culture: cenote conservation in Yucatan, Mexico. *Ecology and Society*, 22(4).
- Luna-Niño, R. and T. Cavazos (2017). Formation of a coastal barrier jet in the Gulf of Mexico due to the 1 interaction of cold fronts with the Sierra Madre Oriental mountain range. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.* 2

- Magaña, V., y E. Caetano (2005). Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophysical Research Letters*, 32(2).
- Marín, L.E. (1990) Field Investigations and numerical simulation of groundwater flow in the karstic aquifer of northwestern Yucatan, Mexico, PhD Thesis, Northern Illinois University.
- Martínez, A., L. Hernández-Terrones, M. Rebolledo-Vieyra, y A. Paytan (2018). Impact of carbonate saturation on large Caribbean benthic foraminifera assemblages. *Biogeosciences*, 15(22).
- Martínez-Natarén, D.A., V. Parra-Tabla, M.M. Ferrer-Ortega y L.M. Calvo-Irabién (2014). Genetic diversity and genetic structure in wild populations of Mexican oregano (*Lippia graveolens* HBK) and its relationship with the chemical composition of the essential oil. *Plant systematics and evolution*, 300(3), 535-547.
- Marx, W., R. Haunschuld, y L. Bornmann (2017). The Role of Climate in the Collapse of the Maya Civilization: A Bibliometric Analysis of the Scientific Discourse. *Climate*, 5(4), 88.
- Medina-Elizalde, M., y E.J. Rohling (2012). Collapse of Classic Maya civilization related to modest reduction in precipitation. *Science*, 335(6071), 956-959.
- Méndez-González, J., A. Ramírez Leyva, E. Cornejo Oviedo, A. Zárate Lupercio, y T. Cavazos (2010). Teleconexiones de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) a la precipitación y temperatura en México. *Investigaciones geográficas*, (73), 57-70.
- Nafarrate-Hecht, A.C., J.M. Dupuy-Rada, S.P. George-Chacon, y J.L. Hernández-Stefanoni (2018). Modelización y mapeo estacional del índice de área foliar en un bosque tropical seco usando imágenes de satélite de alta resolución. *Madera y Bosques*, 24(3).

- Nikulin, G., S. Asharaf, M.E. Magariño, S. Calmanti, R.M. Cardoso, J. Bhend, ... y S.H. García (2018). Reducción dinámica y estadística de un retransmisión estacional global en África oriental. *Servicios Climáticos*, 9, 72-85.
- Nolan, P., J. O'Sullivan, y R. McGrath (2017). Impacts of climate change on mid-twenty-first-century rainfall in Ireland: a high-resolution regional climate model ensemble approach. *International Journal of Climatology*, 37(12), 4347-4363.
- Null, K.A., K.L. Knee, E.D. Crook, de Sieyes, M. Rebolledo-Vieyra, L. Hernández-Terrones, y A. Paytan (2014) Composition and fluxes of submarine groundwater along the Caribbean coast of the Yucatan Peninsula. *Continental Shelf Research* 77: 38-50.
- Orellana, R., C. Espadas, C. Conde, y C. Gay (2009). Atlas escenarios de cambio climático en la Península de Yucatán. Mérida: Centro de Investigación Científica de Yucatán (CICY).
- Pardo-Igúzquiza, E., P.A. Dowd, C. Xu y J.J. Durán-Valsero (2012). Stochastic simulation of karst conduit networks. *Advances in Water resources*, 35, 141-150.
- Pereira, M.G., R.M. Trigo, C.C. da Camara, J. Pereira, y S.M. Leite (2005). Synoptic patterns associated with large summer forest fires in Portugal. *Agricultural and Forest Meteorology*, 129(1), 11-25.
- Perry, E., A. Paytan, B. Pedersen, y G. Velazquez-Oliman (2009). Groundwater geochemistry of the Yucatan Peninsula, Mexico: constraints on stratigraphy and hydrogeology. *Journal of Hydrology* 367(1-2). 27-40.
- Perry, E., G. Velazquez-Oliman, y R.A. Socki (2002). Hydrogeology of the Yucatán Peninsula. In Holliday et al. (D) Sustainable Management of groundwater in Mexico. The national academies press Washington DC.
- Perry, E., L. Marin, J. McClain, y G. Velazquez (1995). Ring of cenotes (sinkholes), northwest Yucatan, Mexico: its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater. *Geology*, 23(1), 17-20.
-

- Peterson, L.C., y G.H. Haug (2005). Climate and the collapse of Maya civilization: A series of multi-year droughts helped to doom an ancient culture. *American Scientist*, 93(4), 322-329.
- Pope, K.O., A.C. Ocampo, G.L. Kinsland, y R. Smith (1996). Surface expression of the Chicxulub crater. *Geology*, 24(6), 527-530.
- Quinn, J.J., D. Tomasko y J.A. Kuiper (2006). Modeling complex flow in a karst aquifer. *Sedimentary Geology*, 184(3), 343-351.
- Reyes-Mendoza, O., J. Herrera-Silveira, I. Mariño-Tapia, C. Enriquez y J.L. Largier (2019). Phytoplankton blooms associated with upwelling at Cabo Catoche. *Continental Shelf Research*.
- Romero-Centeno, R.L., D.K. Adams, J.A. Amador Astúa, C.L. Castro, T. Cavazos Pérez, R. Garduño López, C. Lizárraga Celaya, V.M. Mendoza Castro y E.G. Pavia López (2016). Fenómenos Climáticos y su Relevancia para el Cambio Climático Regional Futuro. en B. Martínez López (Ed.), *Reporte Mexicano de Cambio Climático, Grupo I, Bases Científicas. Modelos y Modelación*. UNAM/PINCC, México, 261-294.
- Rosado-Calderón, AT, M. Tamayo-Chim, E. de la Barrera, I.M. Ramírez-Morillo, J.L. Andrade, O. Briones y C. Reyes-García (2018). High resilience to extreme climatic changes in the CAM epiphyte *Tillandsia utriculata* L.(Bromeliaceae). *Physiologia plantarum*.
- Sawyer, A.H., H.A. Michael y A.W. Schroth (2016). From soil to sea: the role of groundwater in coastal critical zone processes. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 3(5), 706-726.
- Schmitter-Soto J.J., E. Escobar-Briones, J. Alcocer, E. Suárez-Morales, M. Elías-Gutiérrez, y L.E. Marín (2002). Los cenotes de la península de Yucatán, en: *Lagos y presas de México*, de La Lanza, G. y J.L. García-Calderón (Eds) AGT. pp. 337–381
-

- Schneider, J.M. y J.D. Garbrecht (2003). A measure of the usefulness of seasonal precipitation forecasts for agricultural applications. *Transactions of the ASAE*, 46(2), 257-267.
- Steinich, B., y L.E. Marin (1996). Hydrogeological investigations in northwestern Yucatan, Mexico, using resistivity surveys. *Groundwater*, 34(4), 640-646.
- Stocker, T.F., D. Qin, G.K. Plattne, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, ... y P.M. Midgley (2013). *Climate change 2013: The physical science basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report (AR5). Cambridge Univ Press, New York.
- Tang, J., X. Niu, S. Wang, H. Gao, X. Wang, y J. Wu (2016). Statistical downscaling and dynamical downscaling of regional climate in China: Present climate evaluations and future climate projections. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(5), 2110-2129.
- Telford, W.M. y R.E. Sheriff (1990). *Applied geophysics*. Cambridge university press, 1.
- Tetetla-Rangel, E., J.L. Hernández-Stefanoni y J.M. Dupuy (2013). Patterns of rare woody species richness: the influence of environment, landscape attributes and spatial structure across different spatial scales. *Biodiversity and conservation*, 22(6-7), 1435-1450.
- Thomson, R.E., y W.J. Emery (2014). *Data analysis methods in physical oceanography*. Newnes.
- Valdez-Hernández, M., J.L. Andrade, P.C. Jackson y M. Rebolledo-Vieyra (2010). Phenology of five tree species of a tropical dry forest in Yucatan, Mexico: effects of environmental and physiological factors. *Plant and soil*, 329 (1-2), 155-171.
- Valle-Levinson, A., I. Mariño-Tapia, C. Enriquez, y A.F. Waterhouse (2011). Tidal variability of salinity and velocity fields related to intense point-source submarine groundwater discharges into the coastal ocean. *Limnology and Oceanography*, 56(4), 1213-1224.
-

- Vuilleumier, C., A. Borghi, P. Renard, D. Ottowitz, A. Schiller, R. Supper, y F. Cornaton. (2013). A method for the stochastic modeling of karstic systems accounting for geophysical data: an example of application in the region of Tulum, Yucatan Peninsula (Mexico). *Hydrogeology Journal*, 21(3), 529-544.
- Wang, C., S.K. Lee, y D.B. Enfield (2008). Atlantic warm pool acting as a link between Atlantic multidecadal oscillation and Atlantic tropical cyclone activity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5).
- Wang, C., y D.B. Enfield (2001). La piscina tropical del hemisferio occidental cálido. *Cartas de investigación geofísica*, 28 (8), 1635-1638.
- Ward, S.H. (1990). *Geotechnical and environmental geophysics*. Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists, 1.
- Weidie A.E. (1985). *Geology of Yucatan Platform*. In: Ward WC, Weidie AE, Back W (eds) *Geology and hydrogeology of the Yucatan and Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula*. New Orleans Geological Society, New Orleans, LA.
- WWAP (United Nations World Water Assessment Programme, 2015). *The United Nations World Water Development Report 2015: Water for a Sustainable World*. Paris, UNESCO.
- Zhou, W. y B.F. Beck (2011). *Engineering Issues on Karst*. en: *Karst Management*, van Beynen, P.E. (ed.) United States of America. Springer.

CAPÍTULO II**KARSTIC AQUIFER STRUCTURE FROM GEOELECTRICAL MODELING IN THE RING OF SINKHOLES, MEXICO¹****ABSTRACT**

Using electrical resistivity tomography, a conceptual model was created of the aquifer within the Ring of Cenotes, which surrounds the Chicxulub Crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. Determining the hydrogeological parameters of an aquifer is vital since they determine flux and hydrodynamic patterns. In karstic environments conventional techniques are not effective at recording heterogeneities such as fracture zones and conduits. Groundwater models based on terrain resistivity can show the diverse properties and processes occurring between fractures, boreholes and conduits. Six transects were investigated among areas near sinkholes (cenotes) and aguadas, as well as areas lacking these formations. The resulting profiles reached up to 30 m deep and showed an aquifer consisting of a fractured matrix saturated with freshwater exhibiting resistivity values from 3 to 250 Ω m lying under a vadose zone with values from 300 to 25,000 Ω m. Aguadas and cenotes are surface manifestations of the aquifer's internal structure, which is a network of caves and conduits. In the Ring of Cenotes, the presence of these surface formations indicate increased hydraulic conductivity in their vicinity, with smaller conduits or fractures providing lesser conductivity in areas further away.

Key words: karst, coastal aquifer, hydrogeology, geophysical methods, Ring of Cenotes.

¹Andrade-Gómez, L, M. Rebolledo-Vieyra, J.L. Andrade, P. López, y J. Estrada. Karstic aquifer structure from geoelectrical modeling in the Ring of Sinkholes, Mexico. Hydrogeology Journal.

2.1 INTRODUCTION

Karstic formations are highly heterogeneous systems consisting of a porous matrix surrounding fractures and conduits (Fairchild and Baker, 2012). The carbonate matrix provides subterranean water drainage as does an associated system of integrated faults, conduits and broadly dilated or poorly modified fractures (Toran *et al.*, 2007). These structural characteristics define a system's hydrodynamic responses, local and regional connectivity, pollutant dispersion and water availability.

The Northern Yucatan Peninsula (YP) is considered a coastal karstic aquifer. On its surface, different hydrological formations are found with unique characteristics and ecosystems. A hydrogeological structure running around the Chicxulub Crater, a ring of sinkholes, locally known as "Ring of Cenotes" (RC), occupies the northern region of the Peninsula (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2011). The RC differs from the rest of the aquifer in that it has higher hydraulic conductivity than surrounding areas and poor storage capacity (Null *et al.*, 2014), as well as a marked seasonal response (Marin, 1990). The RC is a high concentration of cenotes formed by the roof collapse of tall dissolution features (Pope *et al.*, 1996), and other bodies of water called *aguadas*. The water level response to seasonal changes, within cenotes and *aguadas*, is determined by the surrounding matrix. The water present in *aguadas* has long been believed to be directly surface water from seasonal precipitation and, therefore, not connected to the aquifer (Finch, 1965). In contrast, cenotes always contain water, and are connected to the aquifer and other cenotes through fractures and conduits (Schmitter-Soto *et al.*, 2002). Cenotes have a high probability of local-scale connection (Gómez-Nicolás *et al.*, 2017), and chemical composition can be similar among various cenotes in some regions of the RC (Pérez-Ceballos *et al.*, 2012). Both *aguadas* and cenotes support extensive socio-economic and environmental networks, and the local human populations which depend on them have a growing interest because of the water and food security they provide.

Extensive previous research on the RC has employed conventional techniques such as hydrochemistry, geophysics: seismic refraction (Gulick *et al.*, 2008) and magnetotellurics (Delgado-Rodríguez *et al.*, 2001), and exploratory SCUBA diving (Ford and Williams *et al.*, 2013; Bauer-Gottwein *et al.*, 2011). These have helped to define areas or groups of

cenotes (e.g. Perez-Ceballos *et al.*, 2012), establish flow patterns (e.g. Perry *et al.*, 2002; Steinich and Marin, 1997; 1996), and define resources (e.g. La Reserva Geohidrológica del Anillo de Cenotes; Decree 117 2018); all have contributed to use and management decision making. Conventional techniques' limitations have precluded an understanding of system spatial heterogeneity, causing serious challenges in developing regional models (Vuilleumier *et al.*, 2013), local and regional connectivity studies (Gómez-Nicolás *et al.* 2017), and resource estimation and management studies.

Electric resistivity tomography (ERT) has been widely used to characterize the geological structure of aquifers and their surroundings (Bechtel *et al.*, 2007; Griffiths and Barker, 1993). Its application has contributed to solving regional and local geological problems linked to system geology, geological structure or the presence of hydro-stratigraphic sequences (Loke *et al.*, 2013). The physical property of materials such as resistivity, recorded in ERT images, allow construction of the conceptual models required for development of mathematical models (Anderson and Woessner, 1992).

The present study objective is to characterize the shallow structure of a karst aquifer based on resistivity profiles. Because of the high regional hydraulic conductivity in the RC, the high cenote density, the fractures surrounding the crater (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2010; Gulick *et al.*, 2008) and the permeability variation, correlated with facies change (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000; Fitchen *et al.*, 1995), we hypothesize that the aquifer is contained in a limestone matrix with greater local conductivity associated with the presence of these structures. We characterized the distribution of apparent resistivity using ERT sections. These are presented and interpreted to constrain hydrogeological models from areas above and between cenotes and *aguadas*, as well as at locations far from these formations. A conceptual regional model is proposed for the RC aquifer structure based on the resulting local hydrogeological models and previous works.

2.1.1 Site description

Located in the northern YP, Mexico, the RC is a semicircular structure approximately 180 km in diameter with a 250 km arc (Fig. 1). It is considered an unconfined aquifer, except for a zone with a thin, impermeable caliche layer paralleling the coast (Perry *et al.*, 2002). Its geological composition and structure provide unique hydrogeological characteristics (Steinich and Marin, 1997).

2.1.2 Hydrological setting

The YP aquifer has a calcareous matrix consisting of a freshwater lens that becomes progressively thinner with proximity to the coast, floating on saltwater (Steinich and Marin, 1996; Perry *et al.*, 1995; Marin, 1990). Surface hydrology in the study area is defined by high bedrock permeability (Steinich and Marin, 1996), and higher elevation of the inland water table relative to the sea level (Valle-Levinson *et al.*, 2011). These factors determine aquifer flow patterns (see arrows, Fig. 1), which generally move from the Peninsula's center towards the coastal discharge areas (Pérez-Ceballos *et al.*, 2012; Perry *et al.*, 2002).

The RC hydrogeological structure plays a vital role in water distribution on the YP (Gómez-Nicolás *et al.*, 2017). Its high porosity, high hydraulic conductivity and low storage capacity (Perry *et al.*, 2002), evidenced by declining water-table elevations towards the ring (Marin, 1990), makes the RC a highly permeable preferred flow pathway. The RC redistributes most of the water coming from the south to the edges (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011; Perry *et al.*, 2009; 2002), allowing a small portion of water into the crater (González-Herrera *et al.*, 2002). Discharge rates produced by differences between the phreatic level and sea level vary in response to marine tides and aquifer water level (Valle-Levinson *et al.*, 2011). For millions of years sea level changes and limestone dissolution processes have produced subsidence and cenote formation (Pope *et al.*, 1996). Two main surface hydrogeological formations are present in the RC: cenotes and *aguadas*. The former contains clear water year-round and responds to aquifer water level changes. Presence of water in the latter is uncertain, influenced by seasonal rainfall and can even disappear

occasionally. Unlike cenotes, *aguadas* can have mud filled bottoms and aquatic vegetation on water surface (Finch, 1965) as tule, among others plant.

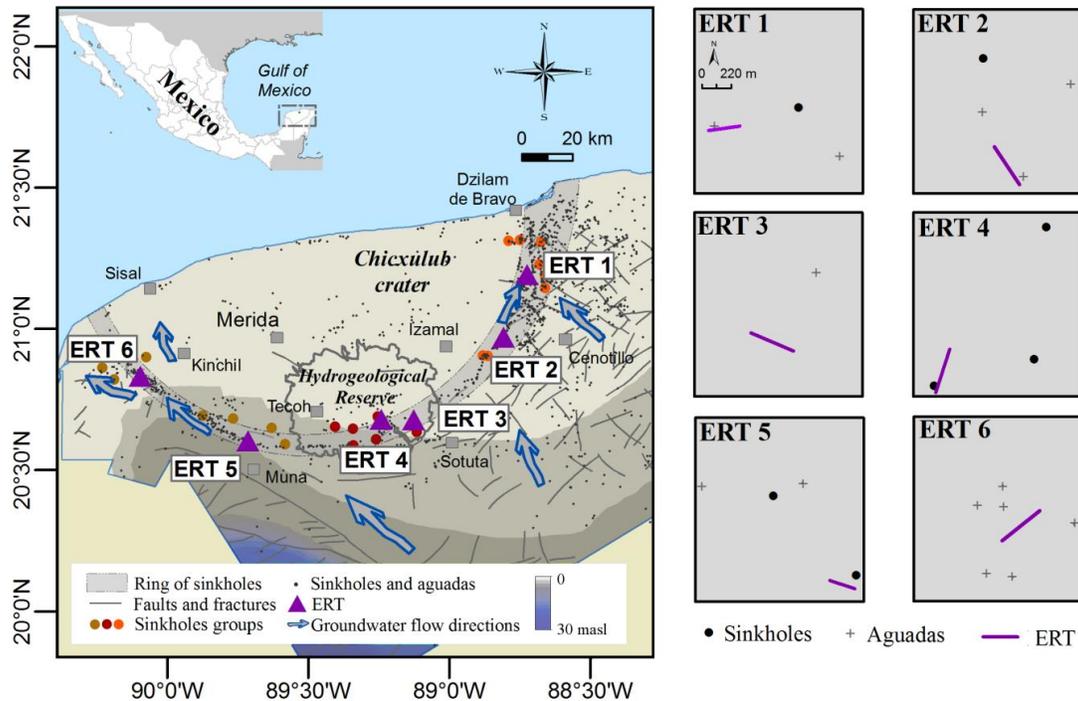


Figure 2.1 Hydrological map of the State of Yucatan (left) and ERT section locations (right). Hydrological map shows static water level on grey-blue background (POETY, 1999), cenotes and *aguadas* (black dots) identified visually on high-resolution satellite imagery (CNES-SPOT, and Quickbird, accessed through Google Earth) and cenotes shape from POETY (2007), fault and fracture systems with grey lines (INEGI, 2002), main water flow direction with blue arrows (Perry *et al.*, 2009) and cenotes grouping (brown, red and orange dots) by water physicochemical characteristics (Pérez-Ceballos *et al.*, 2012); ERT section locations (right) are shown relative to nearby cenotes and *aguadas* from Geographic Information System.

High porosity allows marine water intrusion into the aquifer. The saline interface beneath the northern YP is truly extensive, reporting from 90 to 100 km inland (Steinich and Marin, 1997). Interface depths find good agreement with the Ghyben-Herzberg principle (Marin, 1990), computed as $s = -40 \cdot h$, where h is the water level above mean sea level (Hubbert, 1940; Herzberg, 1901; Ghyben, 1888). Depths range from 18 -110 m inland in the northern YP (Steinich and Marin, 1996) with deviations probably caused by conduit networks showing shallower interface depth (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011). Perry *et al.*, (2002) showed that the ion chemistry of the fresh groundwater lens of the northern YP is controlled by dissolution of calcium carbonate and by mixing with the underlying saline

intrusion. The saline intrusion is younger from southeast to northwest with incorporation of modern seawater, and upwelling of water of an underlying saline intrusion with mixing of saline and channelized groundwater to the northeast (Perry *et al.*, 2009). Recently multivariate analyses established that there are at least three regions identified from groups of cenotes that share water chemistry and physicochemical characteristics and, therefore may be connected. These cenotes groupings (Fig. 1) are located to the east, associated with seawater intrusion and sulfate originating in the southern Yucatan (brown dots), the west, with higher pH values, high hydrochemical variability and less seawater intrusion (orange dots), and south of the RC, identified by recharge zone, with weak influence from seawater and lower electrical conductivity (red dots; Perez-Ceballos *et al.*, 2012).

2.1.3 Geological setting

On the YP, the aquifer lies beneath a low-altitude calcareous platform (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000; Perry *et al.*, 1995) composed mainly of limestone, dolomites and evaporites reaching thicknesses of 1,500 m (Weidie, 1985). The current conceptual geological framework for the RC is based on cores drilled over the past forty years (Fig. 2). In the 1970s, Petroleos Mexicanos (PEMEX) drilled a series of cores, followed by the National Autonomous University of Mexico (Universidad Nacional Autónoma de México - UNAM) in the 1990s, and then the International Continental Drilling Project (ICDP), and Expedition 364 of the International Ocean Discovery Program (IODP) in 2016. Of the many cores extracted on the emerged platform as part of these projects (Fig. 2), two (U2 and U8) are within the RC (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000).

In the northern YP, the aquifer extends beneath the sedimentary fill in the Chicxulub Crater, created by the impact of an approximately 10 km diameter meteorite (Pope *et al.*, 1996). The impact basin is approximately 1 km deep and 145 km in diameter, and is filled with Cenozoic sedimentary rocks (Morgan and Warner, 1999). Stratigraphic columns show sequences of almost horizontal dolomites, limestone and marls spanning from the Paleocene to the Holocene. Exposed surface rock is carbonate sedimentary, and of progressively younger age towards the north, ranging from the Upper Cretaceous to the Holocene (Fig. 2; Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000).

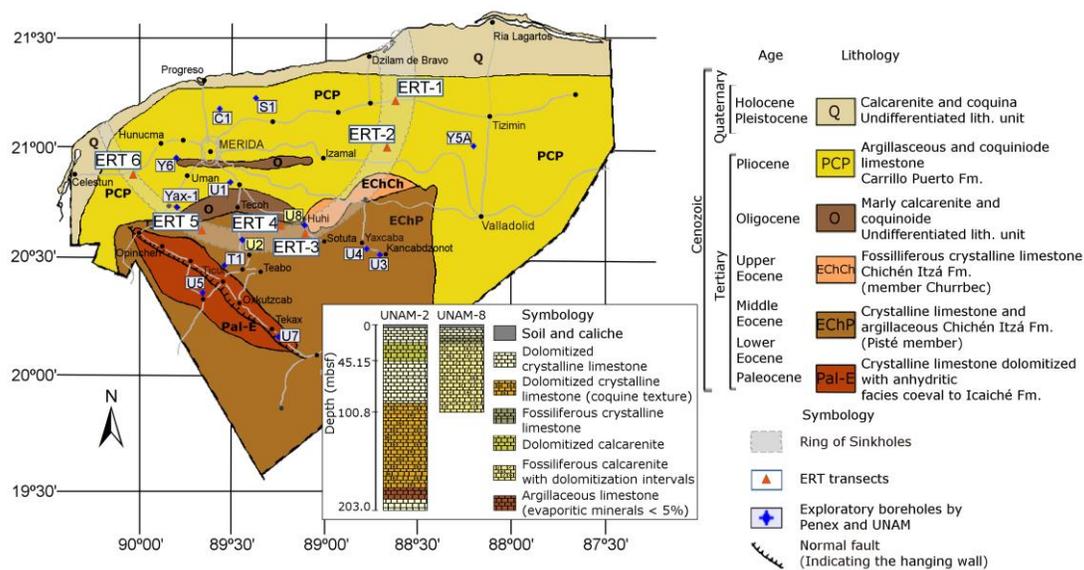


Figure 2.2 Geologic map showing cores collected in the State of Yucatan as part of the UNAM scientific drilling program (wells U1-U8), one ICDP well (Yax-1) and various PEMEX wells. The RC lithology up to 200 meters below sea floor (mbsf) is shown from lithologic columns U2 and U8 borehole (Modified from Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000).

The impact basin's external edge is located along the RC (Perry *et al.*, 1995), which is the only surface expression of the crater (Pope *et al.*, 1996), and is surrounded by a ring-shaped fault system about 200 km deep (Gulick *et al.*, 2008). Two cores from the RC (U2 and U8) produced a ~ 200 m thick initial layer composed of calcarenites and silty limestone where the aquifer may be contained (Fig. 2). At a total of 559 m depth, the U2 column consisted of 1.7 m of soil and caliche followed by 85 m of dolomitized crystalline limestone, alternating with 14 m of dolomitized calcarenite, 95 m of fossiliferous dolomitized crystalline limestone, 10 m of clay limestone and another 10.0 m of dolomitized crystalline limestone. The U8 core was 100.8 m deep and consisted of 1.0 m of soil, followed by 6.35 m of dolomitized crystalline limestone, 6.0 m of fossil crystalline limestone (up to 30%), and 87.5 m of fossiliferous calcarenite alternating with dolomitized calcarenite and a denser fossil assemblage (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2000).

2.1.4 Site Selection

Selection of sites for ERT surveys was done using the cenote database of the Yucatan state Ministry of Urban Development and the Environment (POETY, 2007), completed with the cenotes and *aguadas* point layer identified visually on high-resolution satellite

imagery (CNES-SPOT, and Quickbird, accessed through Google Earth). In those images, the *aguadas* were distinguished from the cenotes by identifying bodies of water covered by hydrophilic vegetation and ground-truthed at the selected sites.

Six sites were chosen for generating ERT profiles over cenotes and *aguadas* and at different distances from them (Fig. 1). The sites selected closest to the coast are ERT-1 and ERT-6, 30 km distant, with saline interface depths from 60 m, and ERT-2, 50 km from the coast, with saline interface depths from 70 m according to the Ghyben-Herzberg principle. The other sites, ERT-3, 4 and 5, are 70 km from the coast interface depths at 80 m according to this principle. Interface depths may vary due to networks fractures and vertical movements that produce a mixture of fresh and salt water (Bauer-Gottwein et al., 2011).

The resistivity profile orientation cenotes and *aguadas* are presented in Fig. 1-right. ERT-4 passes over the cave of a sunken cenote, and ERT-5, was placed 50 m from an open cenote. Both transects were done along vehicle tracks through vegetation. ERT-4, running southwest-northeast, was located some 800 m from cenotes on either side of the transect. At ERT-5, oriented west-east, one cenote was 50 m from transect, and an *aguada* was 700 m away.

Aguadas were explored at site ERT-1, along the edge of an *aguada*, and ERT-2 which was located 20 m from the edge of an *aguada*. Transect ERT-1 was oriented west-east, and cenotes and other *aguadas* were 800 m away. ERT-2 was oriented northwest-southeast at 20 m from the edge of an *aguada*, with cenotes and other *aguadas* about 600 m distant.

Transects ERT-3 and ERT-6, both oriented west-east, were intended to explore the aquifer far from cenotes and *aguadas*. At ERT-3, the only such structure within a 2 km radius was an *aguada*. Transect ERT-6 was located within a semicircle of *aguadas* at an average distance of 500 m.

2.2 TECHNIQUE

2.2.1 ERT Measurements

Geophysical techniques have been successfully applied in exploration of subterranean waters, and ERT is one of the most widely used (Loke et al., 2013). It has been applied in characterization of aquifer geological structures (Bechtel *et al.*, 2007; Griffiths and Barker, 1993), structure of surface karst formations (e.g. Stepišnik and Mihevc, 2008), location of flooded conduits (e.g. Gómez-Nicolás *et al.*, 2017; Zhu *et al.*, 2011) and the study of saltwater intrusion (e.g. de Franco *et al.*, 2009; Nguyen *et al.*, 2009).

Optimum electrode configuration and spacing for mapping different characteristics in ERT studies has been widely discussed by Dahlin and Zhou (2004), Loke (2001), Yang and Wang, (2015), Zhu *et al.*, (2011) and Samouëlian *et al.*, (2005). In the present study, the dipole-dipole array was used because it provides good in mapping vertical structures, such as dykes and cavities (Yang and Wang, 2015; Samouëlian *et al.*, 2005; Zhou *et al.*, 2002; Loke, 2001). Good results have been reported for ERT in karstic systems, and demonstrate the capacity of the dipole-dipole array to map structure (Gómez-Nicolás *et al.*, 2017; Stepišnik and Mihevc, 2008). Indeed, this array is used for delineating potential cenotes and collapsed areas (Zhou *et al.*, 2002).

2.2.2 Resistivity Acquisition

Six ERT profiles were obtained between July and September 2015 in a cenote, an aguada and four nearby areas within the RC. All were done using two-dimensional (2D) ERT. Electrical resistivity was measured with a SuperSting R1/IP controller®, connected to a switch box (Advanced Geosciences Inc ®. 2005) using a 345 m-long stationary cable with seventy electrodes, with 5 m between electrodes. At sites ERT-1 and ERT-5, only half the cable length was used due to difficult access to surrounding terrain. Data quality was ensured by measuring electrode contact before taking measurements, and resetting any electrodes exhibiting a contact resistance $>2,000 \Omega$ (Deraedt *et al.*, 2015; Loke *et al.*, 2013; van Beynen, 2011). Electrodes were moistened with saltwater to improve contact with the soil and improve current injection. Each resistivity measurement was based on two measurement cycles, with a 2% maximum error and a maximum repeat error of 2%. A

total of 619 measurements were taken for profiles using 36 electrodes and 2125 measurements for profiles with 70 electrodes. Maximum effective depth was 37 m for 36-electrode profiles and 66 m for 70-electrode profiles. Transect geometry is shown in Fig. 1 and described in the site selection section.

2.2.3 Data Processing

The inversion of field data was performed in EarthImager[®] 2D by Advanced Geosciences Inc. Before processing, records were filtered to remove noisy readings caused by low voltage or poor electrode contact-resistance ratio (Loke *et al.*, 2013; Wilkinson *et al.*, 2008). Any values that were negative, $<1 \Omega\text{m}$ or $>10,000 \Omega\text{m}$ were eliminated. In some transects, the data from effective depths greater than 30 m were noisy, therefore, 30 m was set as the lower depth for inversion of all the ERT profiles to ensure good quality data. The resistivity model inversion was calculated using the bidimensional partial differential equation in the Fourier transformed domain. The equation was resolved with EarthImager2D[©] using the finite elements and robust inversion method (Caerbout and Muir, 1973). From this model, predicted apparent resistivities were calculated and compared to the actual field apparent resistivities. The root mean square (RMS) was used to compare the field data to the predicted data based on the model.

2.2.4 Structure Determination

Porosity and content of water within the lithology, in this particular context, produces very large resistivity contrast, $>1,000 \Omega\text{m}$ for dry limestone, to $<100 \Omega\text{m}$ in limestone saturated with freshwater. Other available resources are essential to constrain ERT interpretation. For example, different structural components in karst systems have different signatures (Table 1); dry or unsaturated limestone produces resistivity values from $1,000 \Omega\text{m}$ up to $100,000 \Omega\text{m}$ (Stepisnik, 2008; Zhou *et al.* 2002; Palacky, 1988), while unsaturated limestone with presence of other materials such as alluvial deposits, produces lower resistivity of $500 \Omega\text{m}$ to $2,500 \Omega\text{m}$ (Keshavarzi *et al.*, 2016). When the unsaturated weathered/fractured bedrock are even lower resistivity ranges are reported, varying from $200 - 1,000 \Omega\text{m}$ (Stepisnik, 2008), to $100- 500 \Omega\text{m}$ (Keshavarzi *et al.*, 2016).

As mentioned before, fractures, dissolution cavities and primary porosity are the main characteristics of the rock matrix. In turn, fluids content: air, fresh water or saltwater, will account for the resistivity response of the formation; where the ionic difference content between fresh water and saltwater, will generate a resistivity contrast of at least one order of magnitude.

Table 2.1 Comparative resistivity values for caves or conduits, and saturated and unsaturated fractures in karstic systems.

Material	Inverted Resistivity (Ω m)	Reference
Unsaturated limestone	1,000-100,000	Palacky (1988)
	1,000	Zhou <i>et al.</i> , (2002)
	500-2,500	Keshavarzi <i>et al.</i> , (2016)
Fractured unsaturated limestone	100-500	Keshavarzi <i>et al.</i> , (2016)
	200 - 1,000	Stepisnik (2008)
Fractured freshwater-saturated limestone	10-100	Loke <i>et al.</i> , (2001)
	<250	Telford and Sheriff, (1990)
Freshwater-saturated caves or conduits	5 - 15	Keshavarzi <i>et al.</i> , (2016)
	6 - 12	Perez-Ceballos <i>et al.</i> , (2012)
	1 - 47	Gómez-Nicolás <i>et al.</i> , (2017)

Increased resistivity in fracture fill can be caused by air, and decreased resistivity by conductive materials. Fracture fill can include depositional materials such as grains or clay of different textures and sources (Dunham, 1962), which generate variations in conductivity in response to grain size and composition. Dry cavities and limestone blocks can be detected by their high resistivity (Telford and Sheriff, 1990).

Matrix resistivity decreases when saturated with water. Water-saturated limestone generates typical values 10-100 Ω m (Loke, 2001), and can be as low as ~5 Ω m when in conduits (Keshavarzi *et al.*, 2016; Zhu *et al.* 2011). In the study area, large pores (>1 m) flooded with fresh water generates values 6-12 Ω m (Pérez-Ceballos *et al.*, 2012), but can range from 1-47 Ω m in saturated conduits (>5 m) (Gómez-Nicolás *et al.*, 2017). These values can vary depending on conduit size, degree of rock fracturing and presence of calcareous material deposition. For example, saturated limestone containing clay can

generate values similar to the ~250 Ωm reported for silty materials (Telford and Sheriff, 1990).

Given the high contrast of resistivity shown in different studies, our initial conceptual model consists of three layers (Table 2).

Table 2.2.- Conceptual resistivity model.

Rock	Thickness (m)	Resistivity (Ωm)
Dry limestone	5	1,000
Limestone saturated with fresh water	20	100
Limestone saturated with saltwater	Semi-space	10

2.3 RESULTS

2.3.1 Electrical Resistivity Tomography: Local geoelectrical models

Data from the six geoelectrical explorations in the RC allowed creation of profiles for each transect which represent three general areas: areas near cenotes, ERT-4 and ERT-5 (Fig. 3a); areas near *aguadas*, ERT-1 and ERT-2 (Fig. 3b); and areas far from these structures, ERT-3 and ERT-6 (Fig. 3c). Resistivity profiles recorded are showed in Fig. 3-left and local geoelectrical models from the results presented in table 3, in Fig. 3-right. The RMS for the resulting models was ~10% for ERT-1, 2, 4 and 5, supporting these results as feasible solutions, and for ERT-3 and 6, considering the poor contact-resistance ratio and the higher heterogeneity, we consider the ~20% RMS as reasonable, always acknowledging that deeper information of the ERT becomes less reliable.

From the ERT, we classified the geoelectrical structure of the area, into four well defined geoelectrical units (table 3).

Table 2.3 Geoelectrical structure of the study área

Name	Resistivity
High resistivity unit I (HRI)	>3,000 Ωm
High resistivity unit II (HRII)	300 -2,900 Ωm
Low resistivity unit I (LRI)	100-250 Ωm
Low resistivity unit II (LRII)	<100 Ωm

The profiles from areas with cenotes (Fig. 3a) show areas where LRI has a larger area than far from these formations (Fig. 3c). Located in the southern RC, the ERT-4 resistivity profile depicts LRII (<100 Ω m) separated by LRI (<200 Ω m) under HRI (<25,000 Ω m). Transect ERT-5 was 50 m from a cenote and oriented to an *aguada*, and shows a LRII of 8 m (<40 Ω m) under a HRII (<7,000 Ω m). Both these profiles present high porosity, suggesting the possibility of connections between cenotes and other surface structures such as *aguadas* by the network of fractures.

Of the two profiles from *aguadas* (Fig.3b), ERT-1, in the east RC, depicts an *aguada* in the first portion of transect and its connection to the aquifer. The *aguada*'s body of water (LRII) occurs within the first 20 to 40 m of transect, extends at least 20 m deep, and is bordered by LRI. Conduits LRII (<100 Ω m) are separated by LRI (<200 Ω m) under a HRII (200 – 5,000 Ω m). The ERT-1 profile suggests that *aguadas* may be connected to a fracture network within the aquifer. This profile is similar to that of ERT-4 and ERT-5, meaning they may have similar origins.

The ERT-2 profile was conducted along a road built with rock and sand, which parallels an *aguada*. All along this transect is LRI (~>100 Ω m) under the transition to HRII (500 - 9,000 Ω m).

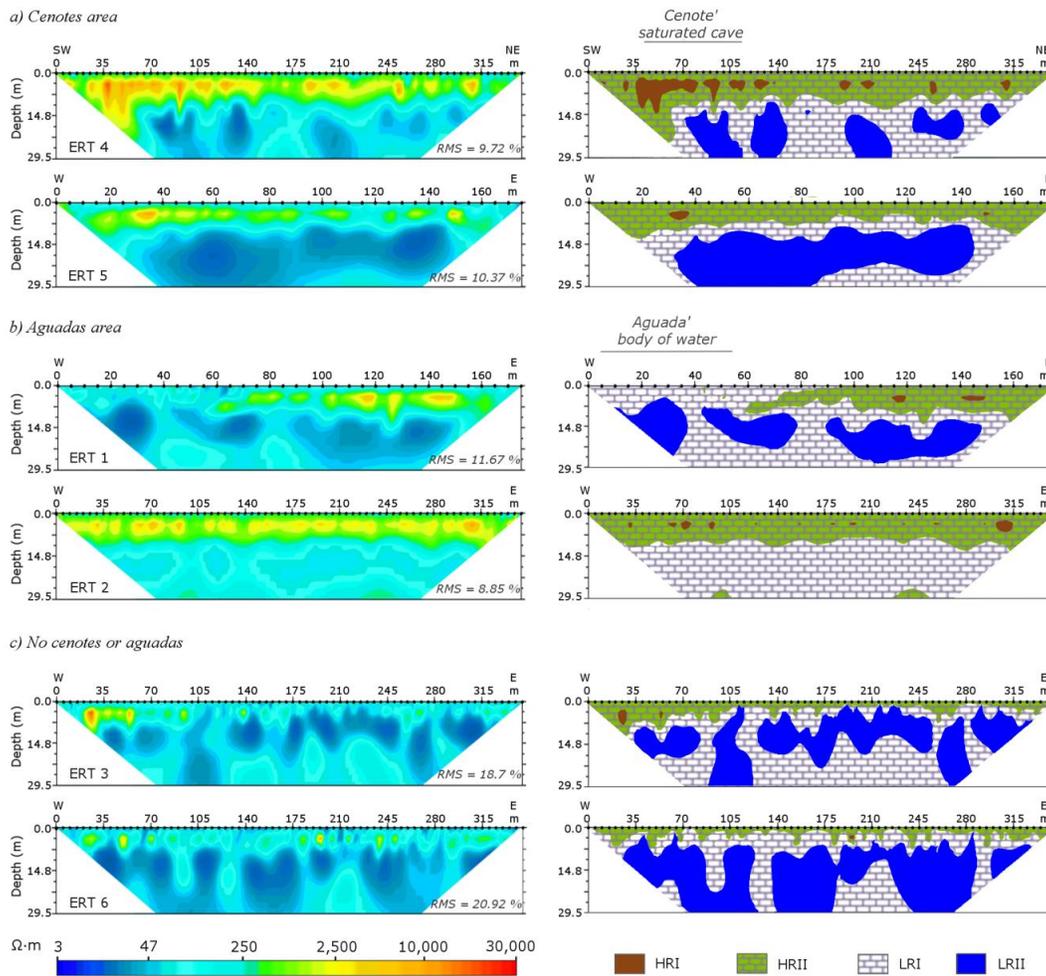


Figure 2.3 Resistivity profiles recorded along six ERT transects with inverted resistivity (left) and local geoelectrical models from the geoelectrical units (table 3) (right). (a) Presents cenotes area with a profile over cenote cave and 50 m away; (b) *Aguadas* area, with profile of an *aguada* and 20 m away, and (c) no cenotes or *aguadas* less than 500 m.

From transects removed from cenotes and *aguadas* (Fig. 3c), the ERT-6 profile shows LR II (3-40 Ωm) within LRI ($\sim 160 \Omega\text{m}$) under a transition from LRI to HR II (100 - 7,000 Ωm). The relatively low resistivity in the ERT-6 HR II ($>200 \Omega\text{m}$) may be due to groundwater level being closer to the surface in areas nearer the coast, and the platform's low elevation. A very similar profile was recorded in ERT-3, an area without cenotes and only one *aguada* within a 2 km radius. Similar to previous results, there are LR II (3-40 Ωm) within a saturated LRI (50-200 Ωm) under the transition from LRI to HRI (200-23,000 Ωm). As in ERT-6, LRI in ERT-3 appear to be of smaller area than those nearer cenotes

and *aguadas*, suggesting an aquifer interconnected by a system of fractures with less resistivity in proximity to these formations.

The contrast between the profiles over and near cenotes and *aguadas*, and those far from these formations suggests that the presence of these formations may be indicative of greater hydraulic conductivity in areas around them. Cenotes and *aguadas* may therefore be a surface expression of a network of conduits and caves throughout the RC formed by erosion, dissolution and fracturing of the surface limestone layers.

2.3.2 Ring of Cenotes regional conceptual model

Several authors have proposed different conceptual models to explain the origin of the RC. The most accepted hypothesis is the differential elevation between the background terrain and the sedimentary basin by means of the subsidence, what Melosh (1989) called “gravitational accommodation” (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2010; Pope *et al.*, 1996), generating a system of faults that accommodate the differential sinking through the weak zones at the edge of the crater. Nonetheless other authors have proposed the origin of the RC as the result of post-impact development of a reef barrier at the edge of the crater (Perry *et al.*, 2002), the latter has been proved to be not very strong since no evidences of such a large reef has been ever reported.

Our interpretation is based on the conceptual model proposed by Rebolledo-Vieyra *et al.*, (2010) and local geoelectrical models to conceptualize a regional model for the RC (Fig. 4). It proposes that the aquifer exists in a fractured limestone matrix with two main zones: the vadose zone, consisting of geoelectrical units HR II to HR I (~ 300-25,000 Ω m), overlaying LR II zone, which we interpret as the aquifer (<100 Ω m), separated by LR I transition unit to HR II.

Valle-Levinson *et al.*, (2011) have advanced a conceptual model of coastal areas, consisting fractured zone of a network of caves or conduits interconnected via fracture systems connected to the sea. This internal structure is expressed on the surface as cenotes and *aguadas* created by erosion of the surface limestone layers. Fractures in the network’s matrix can range from microfractures (<1 m) to conduits measuring various

meters in width. *Aguadas* differ from cenotes in that hydrophilic vegetation has invaded the water surface. Finally, the entire aquifer is connected through this matrix to the sea.

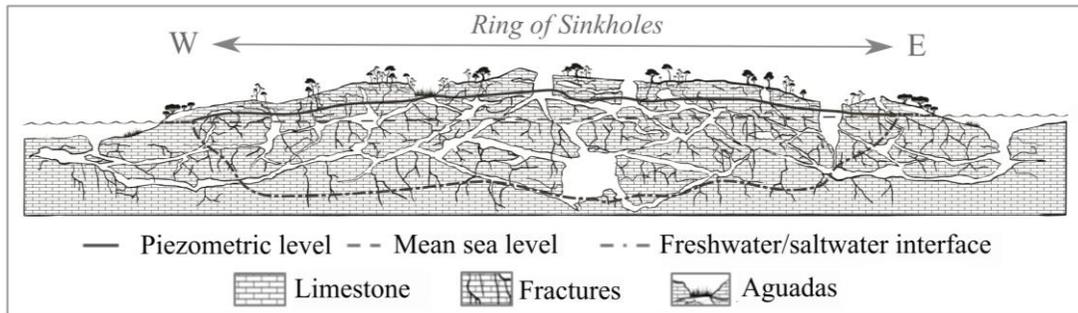


Figure 2.4 Regional conceptual model of the coastal aquifer at the RC from west to east. The aquifer is interconnected between caves and conduits through limestone with varying degrees of fracturing under an almost flat fractured vadose zone. Freshwater level is shown as a continuous line (POETY, 1999), and mean sea level as a dashed line inland. The freshwater lens of the aquifer flows over intruding marine water, and these are separated by an interface of brackish water (dot-dash line) (Valle-Levinson *et al.*, 2011; Marin, 1990). The vegetation at the ends of the ring corresponds to mangroves.

The freshwater lens that constitutes the aquifer flows over marine water intrusion penetrating the limestone matrix (Marin, 1990). Because the marine water intrusion has been reported up to 90 km inland from the coast (Steinich and Marin, 1997), the model assumes that it underlays the entire study area. The main hydraulic conductivity characterizing the RC (Null *et al.*, 2014) is represented by flow lines in a system of west-east fractures, according to the orientation of the models produced from the ERT profiles. Increased static water levels with distance from the coast (POETY, 1999), and submarine discharge of the aquifer caused by pressure from the water column on marine water intrusion are shown at both extremes of the RC (Valle-Levinson *et al.*, 2011).

2.4 DISCUSSION

The geological origin of a karstic aquifer generates a very complex and heterogeneous porous and permeable system. Many studies have tried to represent this structure (Borghetti *et al.*, 2012), but this has been particularly challenging on the YP due to lack of detail geological data and limitations of conventional techniques in exploring karst structures (Vuilleumier *et al.*, 2013).

Cenotes and *aguadas* are the surface formations that characterize and define the RC as a hydrogeological structure. Better understanding of these surface features has been hampered by the difficulty of exploratory SCUBA diving in cenotes, the matrix's heterogeneous fracture system and the dense vegetation covering *aguadas*, which prevents access to areas near conduits and caves. In the present study the goal was not to create a quantitative estimation of the fracture size, or deposit materials. Instead, the goal was to generate a spatial structural profile based on resistivity values recorded at these two types of formations and in areas without them. This is an important initial step in understanding the RC's shallow structural pattern. The present results are a complement to studies of connectivity of local and regional flows based on geochemistry (Gómez-Nicolás *et al.*, 2017; Pérez-Ceballos *et al.*, 2012; Perry *et al.*, 2009; 2002) and modelling studies (Vuilleumier *et al.*, 2013; Borghi *et al.*, 2012). They indicate the connectivity of *aguadas* to the aquifer, the similarity of resistivity values between *aguadas* and cenotes, and the networks of conduits and fractures that shape the aquifer over distances.

Geophysical methods have produced notable advances in the knowledge of the Chicxulub Crater (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2010; Rebolledo-Vieyra and Urrutia-Fucugauchi, 2006; 2004), and the directions of aquifer surface flows (Steinich and Marin, 1996). Variations in resistivity show clear differences between freshwater saturated and unsaturated zones, resulting in a two-layer model for the upper aquifer: a vadose or unsaturated zone (300 – 25,000 Ωm) over a phreatic zone (3-250 Ωm). Electrode configuration allowed identification of conduits with resistivity values near those reported by Zhou *et al.*, (2002), and coinciding with the resistivity ranges selected by Gómez-Nicolás *et al.*, (2017) for the study area. The method used for the determination of the resistivity ranges of structures is a feasible method with higher correlation to the tomography results than the ranges obtained by other methods such as the conductivity measurement of a sample (Keshavarzi *et al.*, 2016; Pérez-Ceballos *et al.*, 2012).

Our main source of information about the regional petrology comes from the study of the surficial lithology on cores recovered by scientific drilling projects down to 1,500 mbsl. (Fig. 2) shows the spatial distribution of the scientific boreholes (UNAM1-8 and ICDP, Yax-1) and exploratory boreholes (PEMEX S1, T1, Y5A and C1). From these missions we

have a comprehensive understanding of the surface geology, at least on the first 400 m, well below our limit of exploration.

Rebolledo-Vieyra *et al.*, (2000) presents a very detailed description of the continuous core recovered by the UNAM drilling program. Basically it consists on a sequence of different calcareous rocks, dominated by calcarenite (high porosity), crystalline limestone, thinner horizons of dolomite and some coquina (high porosity very frail). In all the cases, heavy fracture, at the cm scale, was often observed. Ward *et al.*, (1995) described the lithology from the exploratory boreholes from PEMEX, in a general sense; the geology described is very similar to that described by Rebolledo-Vieyra *et al.*, (2000). The same situation is present with Yax-1 (Rebolledo-Vieyra and Urrutia-Fucugauchi, 2004), described a similar lithology. Dressler *et al.*, (2003) reported the presence a large dissolution cavities within the first 40 m of the borehole.

Based on this information, we have assigned the geoelectrical units the lithology that probably will account for the geoelectrical properties. Considering the shallow stand of the phreatic level and the fact the zone may present influence of saltwater intrusion, we added the geoelectrical properties to the lithology that will change the resistivity response of, otherwise dry lithologies.

2.5 CONCLUSION

ERT is effective for exploring freshwater saturated caves, conduits and fractures in limestone matrix. It is identified four geoelectrical units that show its structure: LRI, in saturated caves and conduits, with resistivity $<100 \Omega\text{m}$; LRII, in saturated fractured limestone from $100 - 250 \Omega\text{m}$; HRII, in unsaturated cavities and fractured limestone from $250 - 3,000 \Omega\text{m}$; and HRI in limestone blocks, with resistivity $>3,000 \Omega\text{m}$. The ERT profiles accurately recorded aquifer structure at up to 30 m depth in a fractured matrix with a $3 - 250 \Omega\text{m}$ resistivity range underneath an unsaturated zone with a $300 - 25,000 \Omega\text{m}$ range. Resistivity in the bodies of water in *aguadas* and cenotes was $<100 \Omega\text{m}$ ($\sim 47 \Omega\text{m}$), and these were separated from other conduits or bodies of water by limestone of different degrees of fracturing with resistivity values $<250 \Omega\text{m}$. Its interpretation is presented in Fig. 5.

The similarity in resistivity values between *aguadas* and cenotes may indicate that, they have similar structures and/or origins. In turn, these data can function as a complement to future explorations aimed at expanding the range of recorded resistivity and better understanding the structural complexity of cenotes and *aguadas* for development of mathematical models.

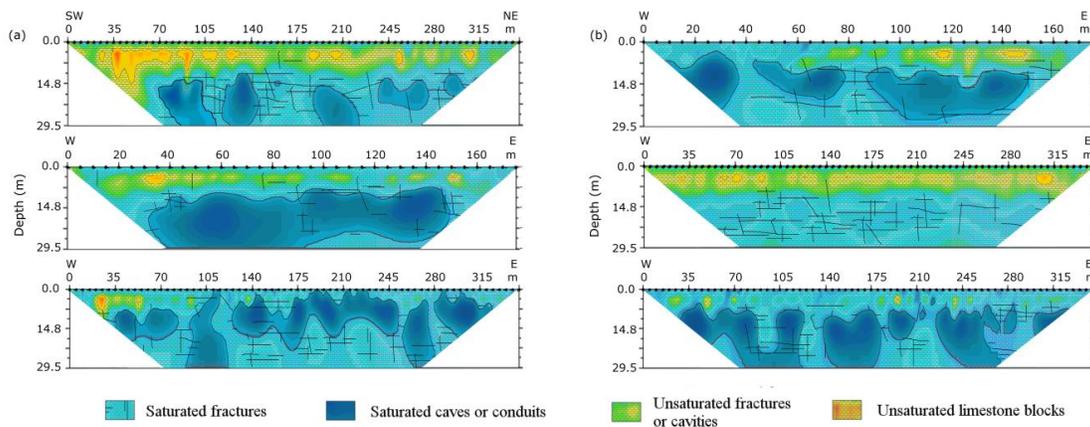


Figure 2.5 Geological interpretation of geoelectrical units based on observation of core samples and direct observations on the field. Fractured limestone is emphasized with straight black lines over a limestone matrix, and water bodies and limestone blocks are delineated and presented without a matrix. The images are presented from shorter to longer distance to cenotes (a), and *aguadas* (b).

The main limitation of the ERT, especially in terrains like Yucatán, where lack of access to outcrops or other means of direct observations of the geology are difficult, prevents a statistically significant ground-truthing. The conduits recorded near cenotes and *aguadas* are of larger diameter than in areas further away, suggesting that these formations are surface expressions of the aquifer's internal structure of caves and conduits (Fig. 5). In the RC, presence of cenotes and *aguadas* may indicate greater hydraulic conductivity in the area around them.

Fracturing in the system may be related to preferential flow patterns and higher hydraulic conductivity within the RC. Water flow towards the edges of the RC and its discharge into the sea suggest that conduits and fracture systems in the RC are oriented largely in west-east directions.

ACKNOWLEDGMENTS

The research reported here was financed by the Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología through a grant to M.R-V (CONACyT N° 247565) and a Ph.D. scholarship (N° 340292) to L. A-G. Thanks are due A. I. Muñiz-Castillo, M. Lopez, J.G Rojas, G. Santos and A. Valdez-Cibrian for their help with the field work, and J.A. Trinidad for assistance with graphic design. We would like to thank J. Lindsay-Edwards for English editing and Lewis Land, Timothy D. Bechtel and Jean-Michel Lemieux for comments that help to improve significantly the manuscript.

2.6 REFERENCES

- Advanced Geosciences Inc. (2005) Instruction Manual for Earth- Imager 2D. Resistivity and IP Inversion Software. Copyright (2002–2009). Austin, Texas: Advanced Geosciences Inc.
- Anderson M.P. and W.W. Woessner (1992). Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport, Academic Press.
- Bauer-Gottwein P., B.R. Gondwe, G. Charvet, L.E. Marín, M. Rebolledo-Vieyra and G. Merediz-Alonso (2011). Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. *Hydrogeology J.*, 19(3): 507-524.
- Bechtel T.D., F.P. Bosch and M Gurk (2007). Geophysical methods. In Goldscheider N and Drew D (eds) *Methods in karst hydrogeology*, CRC Press. p. 171-199.
- Borghi A., P. Renard, S. Jenni (2012). A pseudo-genetic stochastic model to generate karstic networks. *Hydrology J.* 414: 516-529.
- Claerbout J.F. and F Muir (1973). Robust modeling with erratic data. *Geophysics*, 38(5): 826-844.
- Dahlin T. and B. Zhou (2004). A numerical comparison of 2D resistivity imaging with ten electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52: 379–398.

de Franco R., G. Biella, L. Tosi, P. Teatini, A. Lozej, B. Chiozzotto, M. Giada, M. Rizzetto, C. Claude, A. Mayer, V. Bassan, G. Gasparetto-Stori, V. Bassan (2009). Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography: The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy). *Journal of Applied Geophysics*, 69(3): 117-130.

Decree117 (2018). Decreto 117, decreto que establece el área natural protegida denominada reserva estatal geohidrológica del anillo de cenotes. Gobierno del estado de Yucatán (spanish) [decree 117, decree establishing the protected natural area called the geohydrological state reserve of the ring of cenotes. Government of the state of Yucatán]. http://www.yucatan.gob.mx/gobierno/diario_oficial.php?f=2013-10-28 (accessed January 2018).

Delgado-Rodríguez O., O. Campos-Enríquez, J. Urrutia Fucugauchi y J.A. Arzate (2001). Occam and Bostick 1-D inversion of magnetotelluric soundings in the Chicxulub impact crater, Yucatán, Mexico, *Geofísica Internacional*, 40(44), 271-283.

Deraedt D., D. Touzé, T. Robert, G. Colinet, A. Degré and S. Garré (2015). Contact resistance problems applying ERT on low bulk density forested stony soils. Is there a solution? In: EGU General Assembly Conference Abstracts 17, 5795, Vienna, Austria.

Dressler B.O., V.L. Sharpton, J. Morgan, R. Buffler, D. Moran, J. Smit, D. Stoffler and J. Urrutia (2003). Investigating a 65-Ma-old smoking gun: Deep drilling of the Chicxulub Impact Structure. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 84(14): 125-1.

Dunham R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *Memoir American Petroleum Geologist*.

Fairchild I.J. and A. Baker (2012). Scientific and geological context. In: Fairchild IJ and Baker A (ed) *Speleothem science: from process to past environments*, Blackwell Publishing Ltd. p. 3-27.

- Finch W.A. (1965) The karst landscape of Yucatan. PhD Dissertation. University of Illinois, Urbana, IL.
- Fitchen W.M., M.A. Starcher, R.T. Buffler and G.L. Wilde (1995). Sequence Stratigraphic framework of Lowe Permian carbonate platform margins, Sierra Diablo, West Texas. In: Garber R (ed.) Wolfcampian-Leonardian shelf margin facies of the Sierra Diablo: seismic models for subsurface exploration: West Texas Geological Society Publication, p. 23-66.
- Ford D. and P.D Williams (2013). Karst hydrogeology and geomorphology. John Wiley and Sons.
- Gómez-Nicolás M., M. Rebolledo-Vieyra, E. Canto-Lugo, R. Huerta-Quintanilla and P. Ochoa-Sandoval (2017). Connectivity in a Karst System Using Electrical Resistivity Tomography and Network Theory. *Groundwater*, 56(5), 732-741.
- González-Herrera R.I., Sánchez-y-Pinto and J. Gamboa-Vargas (2002). Groundwater-flow modeling in the Yucatan karstic aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 10: 539–552.
- Ghyben W.B. (1888). Nota in Verband met de Voorgenomen put boring Nabij Amsterdam. *Tijdschrift Kononklijk Institut van Ingenieurs*, 9:8–22.
- Griffiths D.H. and Barker R.D. (1993). Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, 29(3): 211-226.
- Gulick S.P.S., P.J. Barton, G.L. Christeson, J.V. Morgan, M. McDonald, K. Mendoza-Cervantes, Z.F. Pearson, A. Surendra, J. Urrutia-Fucugauchi, P.M. Vermeesch and M.R. Warner (2008). Importance of pre-impact crustal structure for the asymmetry of the Chicxulub impact crater. *Nature Geoscience*, 1(2):131–135.
- Herzberg A. (1901). Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder [The water supply of some spas on the North Sea]. *J Gasbeleuch Wasserversorg*, 44:815–819.
- Hubbert M.K. (1940). The theory of ground-water motion. *Journal of Geology*. 48(8):785–944.

-
- INEGI (2002). Instituto Nacional de Estadística y Geografía, Conjunto de datos vectoriales Geológicos, fallas y fracturas (National Institute of Statistics and Geography, Geological vector data set, faults and fractures). Escala 1:1 000 000 (Continuo Nacional).
<http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reccat/geologia/infoescala.aspx>
- Keshavarzi M., A. Baker, B.F. Kelly, M.S. Andersen (2016). River-groundwater connectivity in a karst system, Wellington, New South Wales, Australia. *Hydrogeology J.* 25(2): 557-574.
- Loke M.H. (2001). *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A Practical Guide to 2-D and 3D Surveys*, Geometrics.
- Loke M.H., J.E. Chambers, D.F. Rucker, O. Kuras and P.B. Wilkinson (2013). Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of Applied Geophysics*, 95: 135-156.
- Marín L.E. (1990). *Field Investigations and numerical simulation of groundwater flow in the karstic aquifer of northwestern Yucatan, Mexico*, PhD Thesis, Northern Illinois University.
- Melosh H.J. (1989). *Impact cratering: A geologic process*. Research supported by NASA. New York, Oxford University Press, 11: 253.
- Morgan J. and M. Warner (1999). Chicxulub: the third dimension of a multi-ring impact basin. *Geology*, 27(5):407-410.
- Nguyen F., A. Kemna, A. Antonsson, P. Engesgaard, O. Kuras, R. Ogilvy, J. Gisbert, S. Jorreto and A. Pulido-Bosch (2009). Characterization of seawater intrusion using 2D electrical imaging Near Surface. *Geophysics*, 7(1303): 377-390.
- Null K.A., K.L. Knee, E.D. Crook, de Sieyes, M.Rebolledo-Vieyra, L. Hernández-Terrones and A. Paytan (2014). Composition and fluxes of submarine groundwater along the Caribbean coast of the Yucatan Peninsula. *Continental Shelf Research*, 77: 38-50.
-

- Palacky G.J. (1988). Resistivity characteristics of geologic targets. In: Nabighian MN (ed) *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, p. 53-129.
- Pérez-Ceballos R., J. Pacheco-Ávila, J.I. Euán-Ávila and H. Hernández-Arana (2012). Regionalization based on water chemistry and physicochemical traits in the ring of cenotes, Yucatán, México. *Journal of Cave and Karst Studies*, 74(1):90-102.
- Perry E., L.E. Marin, J. McClain and G. Velazquez (1995). Ring of cenotes (sinkholes) northwest Yucatan, Mexico: its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater. *Geology*, 23(1): 17-20.
- Perry E., A. Paytan, B. Pedersen and G. Velazquez-Oliman (2009). Groundwater geochemistry of the Yucatan Peninsula, Mexico: constraints on stratigraphy and hydrogeology. *Journal of Hydrology*, 367(1-2): 27-40.
- Perry E., G. Velazquez-Oliman and L.E Marin (2002). The hydrogeochemistry of the karst aquifer system of the northern Yucatan Peninsula, Mexico. *International Geology Review*, 44(3), 191-221.
- POETY (1999). Programa de Ordenamiento Ecológico Territorial del Estado de Yucatán. Conjunto de datos vectoriales con el nivel estático del agua (Program of Territorial Ecological Management of the State of Yucatan. Vector data set with static water level). <http://bitacoraordenamiento.yucatan.gob.mx>. (accessed January 2015).
- POETY (2007). Programa de Ordenamiento Ecológico Territorial del Estado de Yucatán. Conjunto de datos vectoriales de cenotes (Program of Territorial Ecological Management of the State of Yucatan. Sinkhole vector data set). <http://bitacoraordenamiento.yucatan.gob.mx>. (accessed January 2015).
- Pope K.O., A.C. Ocampo, G.L. Kinsland and R. Smith (1996). Surface expression of the Chicxulub crater. *Geology*, 24(6): 527-530.

-
- Rebolledo-Vieyra M., L.E. Marín, V.L. Sharpton and A. Trejo-García (2011) The Chicxulub impact crater and its influence on the regional hydrology in Northwestern Yucatan, Mexico, in: Buster NA, Norris R (eds) Gulf of Mexico Origin, Waters, and Biota: Vol. 3, Geology, Texas A&M University Press, pp. 279-290.
- Rebolledo-Vieyra M. and J. Urrutia-Fucugauchi (2004). Magnetostratigraphy of the impact breccias and post-impact carbonates from borehole Yaxcopoil-1, Chicxulub impact crater, Yucatán, Mexico. *Meteoritics and Planetary Science*, 39(6): 821-829.
- Rebolledo-Vieyra M., J. Urrutia-Fucugauchi (2006). Magnetostratigraphy of the Cretaceous/Tertiary boundary and early Paleocene sedimentary sequence from the Chicxulub Impact Crater. *Earth, planets and space*, 58(10): 1309-1314.
- Rebolledo-Vieyra M., J. Urrutia-Fucugauchi and H. López-Loera (2010). Aeromagnetic anomalies and structural model of the Chicxulub multiring impact crater, Yucatan, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1): 85-195.
- Rebolledo-Vieyra M., J. Urrutia-Fucugauchi, L.E. Marín, A. Trejo-García, V.L. Sharpton and A.M. Soler-Arechalde (2000). UNAM scientific shallow-drilling program of the Chicxulub impact crater. *International Geology Review*, 42(10): 928-940.
- Samouëlian A., A. Cousin, A. Tabbagh, A. Bruand, and G. Richard (2005). Electrical resistivity survey in soil science: A review *Soil and Tillage Research*, 83: 173–193.
- Schmitter-Soto J.J., E. Escobar-Briones, J. Alcocer, E. Suárez-Morales, M. Elías-Gutiérrez, L.E. Marín (2002). Los cenotes de la península de Yucatán. In: de la Lanza G, García Calderón JL (Ed) *Lagos y presas de México*, AGT. p. 337–381
- Steinich B., L.E. Marín (1996). Hydrogeological investigations in northwestern Yucatan, Mexico, using resistivity surveys. *Groundwater*, 34(4): 640-646.
- Steinich B. and Marín L.E. (1997). Determination of flow characteristics in the aquifer of the Northwestern Peninsula of Yucatan, Mexico. *Hydrology J.* 191(1): 315-331.
-

- Stepišnik U. (2008). The application of electrical resistivity imaging in collapse doline floors: Divača karst, Slovenia. *Studia Geomorphologia Carpatho-Balcanica*, 42: 41-56.
- Stepišnik U. and A. Mihevc (2008). Investigation of structure of various surface karst formations in limestone and dolomite bedrock with application of the electrical resistivity imaging. *Acta carsologica*, 37(1):133-140.
- Telford W.M. and R.E. Sheriff (1990). *Applied geophysics*. Cambridge university press, 1.
- Toran L., E. Herman and B. White (2007). Comparison of flowpaths to a well and spring in a karst aquifer. *Groundwater*, 45(3): 281-287.
- Valle-Levinson A., I. Marino-Tapia, C. Enriquez, A.F. Waterhouse (2011). Tidal variability of salinity and velocity fields related to intense point-source submarine groundwater discharges into the coastal ocean. *Limnology and Oceanography*, 56(4): 1213-1224.
- van Beynen P.E. (2011). *Karst management*. Springer Science and Business Media.
- Vuilleumier C., A. Borghi, P. Renard, D. Ottowitz, A. Schiller, R. Supper, F. Cornaton (2013). A method for the stochastic modeling of karstic systems accounting for geophysical data: an example of application in the region of Tulum, Yucatan Peninsula (Mexico). *Hydrogeology J.* 21(3): 529-544.
- Weidie A.E. (1985). *Geology of Yucatan Platform*. In: Ward WC, Weidie AE, Back W (eds) *Geology and hydrogeology of the Yucatan and Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula*. New Orleans Geological Society, New Orleans, LA.
- Wilkinson P.B., J.E. Chambers, M. Lelliott, G.P. Wealthall, R.D. Ogilvy (2008). Extreme sensitivity of crosshole electrical resistivity tomography measurements to geometric errors. *Geophysical Journal International*, 173(1): 49–62.
- Yang C.T., L.K. Wang (2015). *Advances in Water Resources Engineering*. Springer.

Zhou W., B.F. Beck and A.C. Adams (2002). Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. *Environmental Geology*, 42(8): 922–928.

Zhu J., J.C. Currens and J.S. Dinger (2011). Challenges of using electrical resistivity method to locate karst conduits—a field case in the Inner Bluegrass Region, *Kentucky Journal of Applied Geophysics*, 75(3): 523-530.

Ward W.C., G. Keller, W. Stinnesbeck and T. Adatte (1995). Yucatán subsurface stratigraphy: Implications and constraints for the Chicxulub impact. *Geology*, 23(10), 873-876.

CAPITULO III**MODELACIÓN NUMÉRICA DE LA VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL DEL NIVEL FREÁTICO DEL ANILLO DE CENOTES****RESUMEN**

La red de redistribución del Anillo de Cenotes (AC) sustenta una extensa red socio-económica y socio-ecológica con diversas reservas naturales, gran diversidad de ecosistemas, y un elevado interés biocultural. En la literatura científica, los registros del nivel de agua en el AC remontan a los años 90' y, entre la literatura no se reporta la dinámica ante la precipitación en el sistema. El objetivo de este capítulo es la implementación de modelos numéricos y de predictibilidad de la variación espacio-temporal del acuífero. Para ello se emplearon métodos de regresión y análisis multidimensionales a partir de mediciones *in-situ* en sitios que albergan la heterogeneidad local y regional.

El modelo numérico de nivel estático captura un acuífero somero con una elevación de 0-5 metros (m) y, un aumento hacia el sur y el este del AC. Los resultados obtienen un buen ajuste en la estimación, con dificultades en la simulación del descenso del nivel de -6 m registrados en el área de la Reserva Geohidrológica (RHGNY). El modelo de variación temporal del nivel freático muestra que puede haber una diferenciación de la respuesta en meses secos y húmedos, con una alta heterogeneidad vinculada a las características estructurales de la matriz. El promedio de las anomalías del nivel freático del acuífero presentó un ciclo anual con un rango de 18 centímetros, capturando la recarga de agosto a noviembre. La variación intra-anual presentó un desfase de 2 meses con la precipitación promedio de la Península, y un coeficiente de determinación de 0.72, permitiendo la simulación del ciclo anual. Los resultados muestran un acuífero somero con aguadas y cenotes conectados a sistemas de fracturas, y posible efecto de mareas hacia el oeste del anillo. La elevada fracturación genera que el agua se infiltre rápidamente, produciéndose la recarga durante y después del periodo de precipitación. El mayor aporte del flujo lo reciben cenotes conectados a grandes fracturas, planteando que éstos pueden actuar como ríos subterráneos que reciben el mayor aporte. Tanto los

cenotes de grandes conductos, como los cenotes con cueva y las aguadas, forman un sistema interconectado altamente vulnerable a la contaminación y a los periodos de sequía, en los que la disponibilidad de agua en unos, puede depender de la disponibilidad en el resto del sistema.

3.1 INTRODUCCIÓN

El AC presenta una alta concentración de cenotes alineados con el borde de la cuenca generada por el cráter de impacto de Chicxulub (Perry *et al.*, 1995). La alta conductividad hidráulica mejora la eficiencia en la redistribución de agua con descarga al mar (Andrade-Gómez *et al.*, - en revisión; Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2010). La dirección de flujo preferencial, va de sur a norte, hasta llegar al AC, donde es redistribuido hacia los laterales hacia el mar (Perry *et al.*, 2002). Esta es considerada cabecera hidráulica del acuífero (Marín, 1990), proporcionando redistribución de flujo y abastecimiento de agua, desde el AC a los alrededores y el interior del cráter.

Ante eventos de precipitación, en la Península no hay casi escorrentía por la falta de relieve, por lo cual la precipitación se infiltra rápidamente (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011). Los registros de la variación espacio-temporal del nivel freático son escasos y puntuales entre la literatura al norte de la Península (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011). Marín (1990) obtuvo una distribución espacial del nivel de agua con un aumento paulatino de la costa hacia el interior, de hasta dos metros sobre el nivel del mar (msnm), registrando 0.5 msnm en la costa del Plioceno (figura 2.2 - Cap. 2). Los niveles registrados son ligeramente inferiores en el AC que a su alrededor. Ante eventos extremos, como el huracán Gilberto (1989), el acuífero llegó a registrar aumento de nivel, de hasta dos metros, y un tiempo de recuperación, del nivel original, de aproximadamente dos meses (Marín, 1990). La respuesta a la precipitación, también difiere entre cenotes y aguadas. Las respuestas de éstos, en los periodos de estiaje, difieren en que los primeros siempre contienen agua, mientras los segundos se secan en la época estival (Schmitter-Soto *et al.*, 2002; Finch, 1965). Estos cambios se traducen en cambios en la productividad de los ecosistemas (Nafarret-Hecht *et al.*, 2018), la respuesta fisiológica y la distribución de la comunidad vegetal (De la Rosa-Manzano *et al.* 2014; Cach-Pérez *et al.*, 2013; Chilpa-Galván *et al.*, 2013), cambios en las descargas (Valle-Levinson *et al.*, 2011) y las

comunidades costeras (Martínez *et al.*, 2018; Hernández-Terrones *et al.*, 2015; 2011; Valle-Levinson *et al.*, 2011), y en la sociedad, con épocas de crisis ante sequías (Evans *et al.*, 2018; Douglas, 2016) y de crecimiento en periodos de húmedos.

La elevada heterogeneidad estructural y alta variación temporal en los procesos hidrodinámicos, que presentan los acuíferos naturalmente fracturados, como son los sistemas kársticos, dificulta su modelación (Parise *et al.*, 2018; Bakalowicz, 2005). Los modelos de flujo dinámicos, desarrollados con ecuaciones de medio granular, donde la matriz, las fracturas y los conductos emplean el mismo algoritmo, no permiten tener en cuenta la heterogeneidad. El empleo de modelos que no tienen en cuenta los sistemas de fracturas locales y regionales dificulta la gestión de los recursos y no permiten gestionar los vertidos (Borghi, 2012). Su empleo en medios kársticos puede llevar a poner en riesgo a la población como sucedió en Walkerton (Ontario, Canadá), donde se reportaron varios fallecidos por la dificultad de gestionar los flujos de los vertidos por modelos deterministas. Tanto los modelos deterministas, implementados sobre ecuaciones desarrolladas para medios granulares, como las combinaciones de estos con modelos estadísticos para la simulación de conductos en la Península, no llegan a capturar la heterogeneidad (Vuilleumier *et al.*, 2013). En nuestra área de estudio, la falta de datos (Bauer-Gottwein *et al.*, 2011) dificulta los avances en la modelización del sistema hidrogeológico.

Los modelos estadísticos y matemáticos, han tenido grandes avances en el modelado de sistemas hidrológicos. En el AC, estos modelos han sido empleados con éxito para la regionalización del sistema por sus características físico-químicas (por ej. Pérez-Ceballos *et al.*, 2012), la construcción de modelos de conectividad (por ej. Gómez-Nicolás *et al.*, 2017), modelización de la variación de las descargas (Vera *et al.* 2012) y la conectividad del acuífero con mar (Valle-Levinson *et al.*, 2011). Los modelos estadísticos son ampliamente recomendados en desarrollo de estudios de seguridad hídrica generando buenos resultados en la simulación de caudales de ríos cuando son acoplados a modelos atmosféricos (Gámiz-Fortis *et al.*, 2012; 2010).

En este capítulo, se persigue construir modelos numéricos de la variación espacio-temporal y predicción del nivel de agua con medidas del acuífero *in-situ* y bases de datos

observacionales. Para ello, los objetivos que se plantearon fueron: (1) Implementar un modelo numérico del nivel estático del sistema en la actualidad que tenga en cuenta la variación entre la costa y el interior del AC y, entre cenotes y aguadas, (2) Construir un modelo de la heterogeneidad de la respuesta del nivel freático en meses húmedos y secos que capture la variación local en cenotes y aguadas, y regional, en el AC, e (3) Impulsar el desarrollo del conocimiento sobre la variación que induce la integración de la precipitación en la red del anillo implementando su modelización a partir de modelos estadísticos-matemáticos de predictibilidad que reproduzcan la variación regional intra-anual.

3.2 DATOS Y METODOLOGÍA

3.2.1 Bases de datos

La selección de sitios fue realizada a partir de la constitución de una base de datos con la identificación y diferenciación de cenotes y aguadas desde satélite (CNES-SPOT, y Quickbird, accedido a través de Google Earth), que abarca el área del Anillo de Cenotes (AC) y el cráter de Chicxulub. Para capturar la variación espacio-temporal del AC, se realizaron medidas del nivel estático del agua, utilizando como línea base la elevación del terreno registrada en el modelo digital de elevaciones (CEMv3.0) (figura 1.1; INEGI, 2013) y, la distancia desde la superficie al agua. La variación temporal del acuífero fue obtenida con medidas de presión en el interior de los cuerpos de agua. Para ello, se conformó una base de datos utilizando los registros proporcionados por la red “*Cenoteando*”, gestionada por la Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación de la Universidad Autónoma de México, campus Sisal, para cuatro localizaciones (UNAM; *cenoteando.org*), junto con el monitoreo realizado con sensores de presión propios en 13 localizaciones del resto del anillo. El periodo de estudio que conforma las bases de datos abarca de agosto 2014 a octubre de 2017 en distintos sitios y periodos.

Dado que los datos de presión registrados por los sensores miden la presión sobre ellos de la columna de agua y de la atmósfera, se hizo la corrección atmosférica con registros de la presión atmosférica en superficie de la estación automática de Celestún, en el extremo noroeste del anillo. Los registros son proporcionados con una frecuencia de

medida de 10 minutos por la Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA).

Las bases de datos de precipitación empleadas en este estudio fueron las bases de datos observacionales proporcionadas por el Centro Climático y Precipitación Global (GPCC) (Huffman y Bolvin, 2013; Schamm *et al.*, 2013; Huffman *et al.*, 2001). Esta base de datos es construida de registros de estaciones meteorológicas con una resolución espacial de 1°. El conjunto de datos de precipitación empleado para este estudio, es el que cubre el área de la península de Yucatán situada entre [22.5°N-16.5°S -92.5° W- -86.5° E]. La precipitación empleada fue la diaria (GPCCv1d) entre enero 2014 y septiembre 2017.

3.2.2 Metodología

3.2.2.1 Recolecta de datos del acuífero

Los sitios de monitoreo fueron seleccionados con el objetivo de capturar la heterogeneidad regional en superficie en la disposición de cenotes y aguadas, y la distancia a la costa, y la local, ligada a la matriz rocosa que contiene el cuerpo de agua. Para capturar la heterogeneidad regional que puede introducir la disposición, y la mayor o menor presencia de aguadas o cenotes, los sitios fueron seleccionados en áreas con: (1) con alta presencia de aguadas, (2) aguadas y cenotes y (3) cenotes con presencia de aguadas dispersas a una distancia >2 km. Los criterios de selección para capturar la variación local que puede estar vinculada a la matriz son los siguientes: (1) cenotes con conductos; (2) cenotes sin conductos o cuevas inundadas; (3) aguada con alta cobertura de vegetación; y (4) aguadas con parte del cuerpo de agua cubierto por vegetación.

Los criterios definidos fueron identificados en campo con observaciones en superficie en aguadas y utilizando buceos con equipo autónomo en el interior de cenotes. En los cenotes se identificó el diámetro aproximado de conducto principal, la presencia de conductos o fracturas secundarias, la profundidad y la presencia/ausencia del techo del mismo. En aguadas se identificó la cubierta de vegetación y el diámetro de la misma. Estas formaciones no pudieron ser exploradas con equipo autónomo debido a la dificultad de acceso al cuerpo de agua por la vegetación.

La medida de superficie para el cálculo del nivel estático (NE) fue la distancia de la superficie del suelo al agua (DT). Esta fue realizada con cinta métrica en cenotes y aguadas de los que se calculó el promedio en los meses de marzo, junio, septiembre y diciembre (\bar{Z}_i). En las aguadas con todo el cuerpo de agua cubierto por vegetación se registró la medida en pozos sin bomba de extracción, localizados a pocos metros de éstas.

La variación temporal del nivel de agua (Lv) se registró con sensores de presión en el interior del cuerpo de agua, modelo Mini-Diver® (DI5xx) de Van Esser®. Los sensores registraron cambios en la columna de agua por cambios de presión sobre el sensor dispuesto a una profundidad variable entre 1.5 y 30 m. La frecuencia de medición fue de 20 minutos en los sensores propios y de 60 minutos en los sensores de la UNAM.

3.2.2.2 Modelo numérico de variación espacial

Con la finalidad de esclarecer la variación espacial del nivel del agua actual en el AC se construyó un modelo numérico del nivel del agua. El NE, Z_j , fue calculado por la diferencia entre la elevación del terreno del modelo digital de elevaciones, Z_k , (CEMv3; INEGI, 2013) y DT medida, Z_i . La elevación final es la elevación en metros (m) sobre geoide WGS84. Este cálculo puede ser expresado a partir de la siguiente ecuación:

$$Z_j = Z_i - Z_k \quad \text{Ec.(1)}$$

donde

Z_j es el nivel estático

Z_i es la distancia al agua

Z_k es la elevación del terreno

El modelo lineal se basó en calcular el nivel estático, con la aplicación de la ecuación (1), a partir del cálculo de Z_i con un modelo de regresión lineal que emplea Z_k como variable independiente. El modelo de regresión lineal fue calculado con ajuste por mínimos cuadrados partir de la Z_i medida y la Z_k registrada en cada sitio. Con mínimos cuadrados,

el problema de encontrar un vector y , se reduce a minimizar una función (F), la cual es una suma de cuadrados sujeta a algunas restricciones, de tal modo que:

$$\min_x \|F(x)\|_2^2 = \min_x \sum_i F_i^2(x) \quad \text{Ec. (2)}$$

El cálculo de la distancia al agua, Z_i , fue calculada a partir de Z_k , de tal modo que sustituyendo en la ecuación (1), el cálculo de Z_j se puede expresar como:

$$Z_j = Z_k - (a_i + b_i \cdot Z_k) \quad \text{Ec. (3)}$$

siendo

b_i la pendiente

a_i la intercepción

La resolución de salida del modelo fue definida en 500 m por el CEMv3, previa reducción de su resolución por el vecino más cercano.

La evaluación del modelo fue realizada, teniendo en cuenta la varianza de los residuales, por el cálculo del error cuadrático medio (RMSE), otorgando mayor peso a los errores grandes. Este es expuesto en la ecuación 4 como:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n Z_{estimado} - Z_{campo}} \quad \text{Ec. (4)}$$

La evaluación de la estimación fue realizada con el cálculo error medio absoluto (MAE) de los datos sintéticos del modelo utilizando el error medio entre los medidos en campo y los estimados por la ecuación (5) definida como:

$$MAE = \frac{\sum_i^N (Z_{estimado} - Z_{campo})}{n} \quad \text{Ec. (5)}$$

3.2.2.3 Modelo de variación espacio-temporal

Con el fin de modelar la respuesta del nivel freático teniendo en cuenta la variación local, en cenotes y aguadas, y regional, en el AC, se realizó un Análisis de Componentes Principales (PCA) sobre la matriz de covarianzas de las anomalías del nivel freático sin

tendencia en centímetros (Wc). Las anomalías fueron calculadas a partir de la diferencia entre los promedios de los registros de los sensores del acuífero (Lv) y la presión atmosférica de la estación de Celestún ($\overline{Patm_h}$). Las anomalías sin tendencia fueron obtenidas por la ecuación 6, a partir de una matriz con n tiempos y p localizaciones:

$$Wc = c \left(\left[\overline{(Lv_h - \overline{Patm_h})} - Lv_o \right]_d (-\overline{Lv_t}) / (\rho \cdot g) \right) \quad \text{Ec. (6)}$$

donde,

c constante en la corrección del registro de presión en el sensor, con valor de 9806.65,

$\overline{Lv_h}$ anomalías medias horarias del nivel de agua,

$\overline{Patm_h}$ medias horarias de presión atmosférica registradas en la estación de Celestún,

Lv_o primer valor registrado en el sensor para la corrección de la profundidad,

$\left[\overline{(Lv_h - \overline{Patm_h})} \right]_d$ medias diarias,

$\overline{Lv_t}$ promedio de las anomalías en cada localización,

ρ densidad del agua (1000 Kg/m³) y

g aceleración de la gravedad (9.8 m/s²)

En estudios climatológicos e hidrológicos, el PCA es una herramienta recomendada para explicar la naturaleza fundamental de los flujos, reduciendo el número de variables correlacionadas, capturando la varianza original de los datos (Gámiz-Fortis *et al.*, 2012). La respuesta de Wc entre los sitios seleccionados en el AC es analizada por PCA sobre la matriz de covarianza en Modo S ($n \times p$) (Preisendorfer, 1988). Este análisis permitió cuantificar el grado de la relación lineal existente entre las zonas, además de reducir la dimensionalidad de los datos, generándose nuevas variables incorreladas que logran explicar un gran porcentaje de la variación total. Con él se identificaron patrones dominantes de variación entre los sitios, evaluados desde la precipitación media diaria en la Península registrada en la base del GPCCv1d.

Su aplicación considera un número finito de datos $U (n \times p)$, con n medidas temporales en p localizaciones $(u(t,p))$, correspondientes a las anomalías diarias Wc . Cada vector es considerado un componente espacial, por lo que el campo analizado se describe como:

$$U(n \times p) = \begin{pmatrix} u_{11} & \cdots & u_{1p} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ u_{n1} & \cdots & u_{np} \end{pmatrix}$$

La matriz de anomalías medias diarias es definida como: $u(t,x)=u'(t,x)- (\bar{u}(x))$, $x=1,\dots,p$, donde $(\bar{u}(x))$ es el valor medio de los n valores $u'(t,x)$, calculados a partir de los valores diarios obtenidos desde Wc .

A partir de la matriz U calculamos la matriz de covarianzas de la muestra sobre la que se aplica el PCA por la ecuación 7 como:

$$S = \frac{1}{n} U^T U = \frac{1}{n} \begin{pmatrix} u_{11} & \cdots & u_{1n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ u_{p1} & \cdots & u_{pn} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_{11} & \cdots & u_{p1} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ u_{1n} & \cdots & u_{pn} \end{pmatrix} = \frac{1}{n} \begin{pmatrix} \sum_i^n u_{1i}^2 & \cdots & \sum_i^n u_{1i}u_{ip} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \sum_i^n u_{1i}u_{ip} & \cdots & \sum_i^n u_{pi}^2 \end{pmatrix} \quad \text{Ec. (7)}$$

La combinación lineal de las variables iniciales, es representada en forma de componentes principales (PC) como variables incorreladas (Palomino-Lemus, 2015; Jolliffe, 2002). Estas representan la evolución temporal de patrones espaciales. Desde un punto de vista matemático, se trataría simplemente de obtener una combinación lineal de las series existentes, tal que represente el comportamiento de un grupo de las series originales, las cuales manifiesten un comportamiento coherente. Las PCs son expresadas como $Z_j = [z_1, z_2, \dots, z_k]$, con $K \leq p$. La nueva base es obtenida bajo el criterio de que los nuevos vectores sean proyectados para capturar la máxima varianza de la muestra.

La nueva base con los vectores propios, conocida como funciones empíricas ortogonales (EOF) o autovectores, puede ser expresada como $\{e_1, \dots, e_p\}$, con $e_j=(e_j(1), \dots, e_j(p))^T$. Estos vectores son obtenidos de manera que la suma de las proyecciones de los vectores $u(t)$ sobre la dirección e_j es máxima secuencialmente, siendo, los vectores e_j ortonormales (Palomino-Lemus, 2015; Andrade-Gómez, 2012). El cálculo de los vectores se basa en maximizar la varianza a partir de la siguiente expresión:

$$\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N [u^T(t)e_j]^2 = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N [e_j^T u(t)][u^T(t)e_j] = e_j^T S e_j, \quad \text{con } e_j^T e_j = 1 \quad \text{Ec. (8)}$$

Siendo S la matriz de covarianzas de la muestra. La maximización del producto $e_j^T S e_j$ se resuelve por la ecuación 9 de la siguiente manera:

$$S e_j = l_j e_j \Rightarrow (S - l_j I) e_j = 0, \quad \text{con } j = 1, \dots, p \quad \text{Ec. (9)}$$

donde

I ($p \times p$) es la matriz identidad de S

l_j es el autovalor, con el porcentaje de la varianza asociada a cada autovector (e_j).

Las funciones empíricas ortogonales (EOF), o vectores propios, son obtenidos en una matriz E , aplicando la diagonalización de la matriz S a partir de la ecuación 10, definida como:

$$E^{-1} S E = L \Rightarrow S = E L E^T = \sum_{j=1}^p l_j e_j e_j^T \quad \text{Ec. (10)}$$

donde L , es la diagonal de S y, sus elementos no negativos, corresponden a los autovalores (l_j) de S , ordenados de mayor a menor. La suma del total de los mismos, será el total de la varianza de la muestra.

Con la finalidad de identificar un número mínimo de PC a representar, que puedan estar explicando la varianza de los datos, es posible evaluar la proporción de varianza explicada acumulada. La ruptura de la pendiente de ésta, es un buen índice para seleccionar las PC que pueden estar representando los eventos más significativos.

El PCA es realizado sobre Wc en los cuatro periodos temporales: (1) abril 2017, mes del periodo seco, con los sitios 1-3, 6-11, 13 y 17; (2) junio 2017, mes del periodo húmedo, sobre los sitios 1-3, 5, 8-11, 13, 16 y 17; (3) diciembre 2015 - agosto 2016, periodo húmedo y seco, sobre los sitios 12-14; y (4) diciembre 2014 – enero 2015, del periodo seco sobre los sitios 4, 12, 14 y 15.

3.2.2.4 Modelo de estimación del ciclo anual del acuífero

La predictibilidad de una variable depende en gran medida de la correlación que ésta presente con las variables del entorno. Entre los estudios de la respuesta del sistema

hidrológico ante la precipitación en la Península, hay indicios de que la respuesta de los cenotes puede presentar correlación con la precipitación de estaciones meteorológicas en puntos equidistantes y, una reducción de la correlación con estaciones meteorológicas más cercanas (Kovacs *et al.*, 2017). Aunque en ocasiones parece no haber indicios de correlación entre dos eventos expresados por coeficientes de correlación lineal, cuando estos son expresados por asociación en tiempo simultáneo, es posible que resalten asociaciones muy claras. Estas pueden ser detectadas por correlación cruzada entre las muestras, siendo esta entonces, la correlación entre una serie X_t en un tiempo dado, t , con otra serie en un tiempo posterior, Y_{t+k} .

Las asociaciones de la variación temporal de Wc con la precipitación fueron analizadas desde la covarianza de las muestras entre el promedio mensual del ciclo anual de las anomalías de Wc , Y_t y el promedio mensual de la precipitación en la Península (X_t). La función de covarianza cruzada de la muestra, es una estimación de la covarianza entre dos series temporales, X_t e Y_t , a intervalos $k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$ (Box *et al.*, 1994), con X_t sustituido por $X_{(t,p)}$ en la correlación espacio-temporal significativa. Para los pares de datos $(X_{11}, Y_{21}), (X_{12}, Y_{22}), \dots, (X_{1T}, Y_{2T})$, la estimación de la covarianza cruzada con tiempo de retraso k , se estima utilizando la ecuación 11 definida como:

$$C_{XY}(k) = \begin{cases} \frac{1}{T} \sum_{t=1}^{T-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}); & k = 0, 1, 2, \dots \\ \frac{1}{T} \sum_{t=1}^{T+k} (y_t - \bar{y})(x_{t-k} - \bar{x}); & k = 0, -1, -2, \dots \end{cases} \quad \text{Ec. (11)}$$

donde \bar{x} e \bar{y} son las medias de las series. La desviación de las series es por tanto:

$$S_x = \sqrt{C_{XX}(0)}, \text{ donde } C_{XX}(0) = \text{Var}(x) \quad \text{Ec. (12)}$$

$$S_y = \sqrt{C_{YY}(0)}, \text{ donde } C_{YY}(0) = \text{Var}(y)$$

siendo la estimación de la correlación cruzada dada por la ecuación 13 como:

$$r_{XY}(k) = \frac{C_{XY}(k)}{S_x S_y}; \quad K = 0, \pm 1, \pm 2, \dots \quad \text{Ec. (13)}$$

Utilizando los tiempos de precipitación con máxima correlación con el acuífero, se implementó un modelo de estimación de la recarga y el ciclo anual con regresión lineal. El modelo de regresión fue calculado para el ciclo anual del periodo de medición a partir de

la precipitación promedio con correlación significativa en el tiempo $t+k$, en el que la correlación es máxima, $X_{(i,t+k)}$. Los intervalos de confianza del modelo fueron calculados con un 95 % de confianza. El modelo de predicción viene dado por siguiente la ecuación de regresión:

$$Wc_{i,t} = a_i + b_i \cdot \overline{X_{(i,t+k)}} \quad \text{Ec. (14)}$$

Siendo b_i la pendiente y a_i la intercepción, los coeficientes estimados en el ajuste lineal por mínimos cuadrados, calculados a partir de la ecuación 2.

El modelo de estimación trata de capturar los periodos estacionales de recarga y descenso del acuífero implementado con la estimación del ciclo anual y evaluado con el coeficiente de determinación (R^2) y el Error Cuadrático Medio (RMSE). La estimación fue validada frente al ciclo anual de las anomalías medidas en el acuífero y con el cálculo del MAE dado en la ecuación 5.

3.3 RESULTADOS

3.3.1 Sitios de monitoreo

La diferenciación de cenotes y aguadas a partir de imágenes de satélite mostró heterogeneidad regional en su disposición a lo largo del AC (figura 3.1). En él se capturó mayor cantidad de aguadas hacia los laterales del cráter y menor cantidad de cenotes hacia el oeste del AC. Los sitios seleccionados para capturar la heterogeneidad en la disposición de estas formaciones fueron en áreas: (1) con alta presencia de aguadas (sitio 18-sensor perdido), (2) aguadas y cenotes (Sitios 17, 2 y 3) y (3) cenotes con presencia de aguadas dispersas a una distancia >10 km (Sitios 1, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15 y 16) y, para capturar la variación local que puede estar vinculada a la matriz: (1) cenotes con conductos (Sitios 1, 4, 11, 12, 13, 14, 15); (2) cenotes sin conductos o cuevas inundadas (Sitios 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10); (3) aguada con alta cobertura de vegetación (sitios 18-sensor perdido); y (4) Aguadas con parte del cuerpo de agua cubierto por vegetación (sitios 2 y 17).

Los sitios que capturaron la variación en de los cenotes con bóvedas grandes sumergidas, fueron los sitios 4 (Uzil, Cenotillo) y 13 (Sabak-Ha). Ambos cenotes abiertos

(sin techo) son similares por presentar un conducto vertical inundado con una profundidad aproximada de 100 y 70 m respectivamente. En superficie, la apertura del cenote Uzil tiene aproximadamente 15 m de diámetro, y el de Sabak-Ha, 600 m. En su interior, ambos presentan un aumento del diámetro, formando una bóveda >600 m en Sabak-Ha. La presencia de conductos laterales es verificada en Sabak-Ha a 50 m de profundidad, con dos conductos de varios metros de diámetro. En Uzil, a pesar de haber sido explorado hasta 50 m de profundidad, la falta de visibilidad y el tamaño del conducto principal, dificultaron la identificación de éstos.

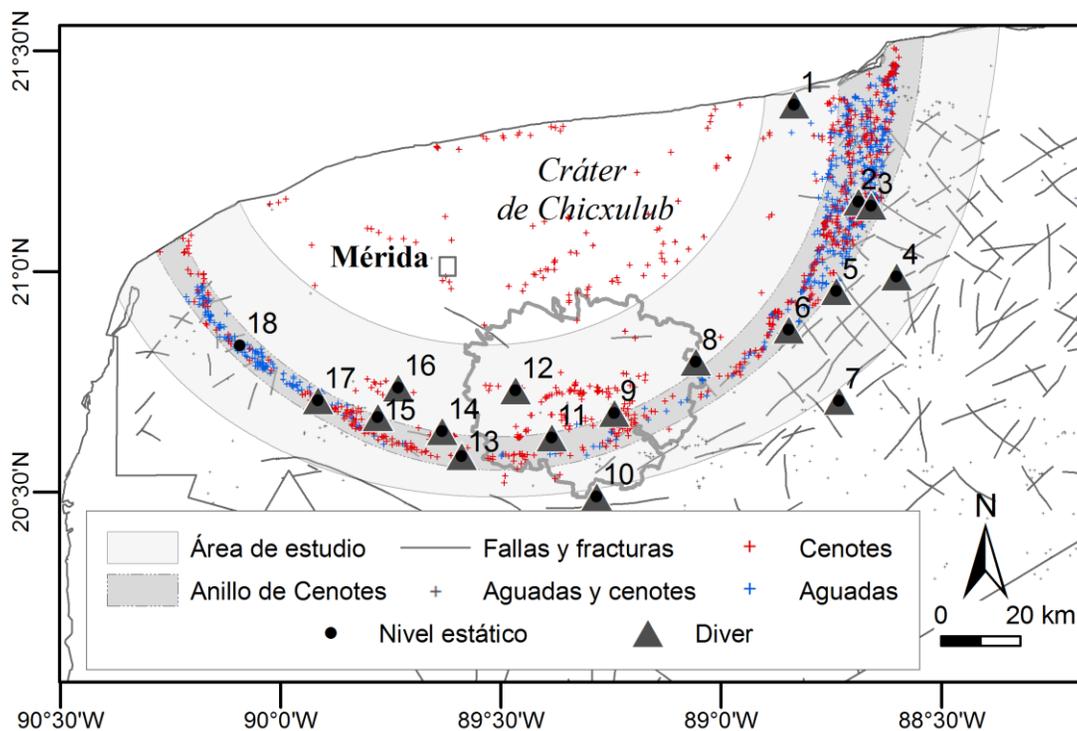


Figura 3.1 Mapa de localización de sitios de monitoreo a lo largo del AC. El área de la Reserva Hidrogeológica (RHGNY) delineada en el centro del área de estudio con línea gris. Las fallas, fracturas (INEGI, 2002) y aguadas y cenotes (POETY, 2007) con líneas y puntos grises. Los cenotes y aguadas visualizados a partir de satélite (CNES-SPOT, y Quickbird, accedido a través de Google Earth) son marcados con cruces rojas y azules respectivamente.

Entre los sitios de cenotes con conductos, los sitios 1, 11, 12, 14 y 15 (Cerveras, Noh-Mozon, Tza-Itza, Kankirixché y Dzonbacal) tienen techo, cueva inundada, y fracturas o conductos laterales de varios metros de diámetro, el 14 y 15, con más de 50 m de profundidad. La cercanía a la costa, así como la escasa elevación topográfica en el sitio

1, hace que el nivel del agua esté cercano a la superficie, lo cual favorece la fracturación de las capas superiores. En esta localización se detectaron numerosas fracturas en superficie, con hundimiento del terreno y riesgo de desplome.

Los cenotes formados con cuevas inundadas, o con el conducto principal bloqueado, se caracterizan por no presentar fracturas laterales mayores a dos metros de diámetro. Por ejemplo, los sitios 3, 5, 7 y 9 (Chen-Vazquez, Tunkás, Yoxzonot, y Oxalá), presentan entre 30 y 40 m de profundidad inundados, sin conductos laterales y sin techo sobre el cuerpo de agua, a excepción de Oxalá, correspondiente a la tomografía ERT-4 (Cap. 2). Las localizaciones 6, 8 y 10 (Kon-Ac, Somal y Yak-che), son cenotes someros, con variación en la profundidad del cuerpo de agua entre 2 y 15 metros, sin fracturas identificadas y sin techo, a excepción de la localización 8 el cual sí presenta techo.

De los sitios seleccionados con aguadas, sólo pudieron ser monitoreadas las localizaciones 2 y 17 (Aguada Azul y Mayacal). La primera, una aguada con más de la mitad del cuerpo de agua cubierto con vegetación densa, y la segunda, con solo con un cuarto del cuerpo de agua cubierto en uno de los extremos con la vegetación con forma de luna en el momento de medición. Dentro de estas agrupaciones hay una gran heterogeneidad en la estructura de la matriz que la conforma, lo que permite analizar la variación de la respuesta en el AC que ofrece la heterogeneidad local.

3.3.2 Modelo de variación espacial del nivel estático

3.3.2.1 Exploración de las variables de entrada del modelo

Las variables empleadas en la construcción y evaluación del modelo del nivel estático fueron la distancia al agua medida en los sitios 1-18 (DT, Z_i) (figura 3.1) y, la elevación del terreno en los sitios de medida y en el área de estudio (TP, Z_k ; INEGI, 2013). La DT registró un aumento de esta variable con el aumento de la elevación del terreno en los sitios analizados, mientras que el nivel estático (NE, Z_j), calculado por la ecuación 1, mostró niveles negativos en la costa (sitio 1) y al sur del anillo (sitios 9-11) (Tabla 3.1; figura 3.2). El rango de variación de TP entre los sitios seleccionados varió de 0-21 m, de la DT entre 0.4-19 m y del NE de (-6)-8.4 m. El nivel estático mostró ser mayor en aguadas, con 8.4 m y 5.6 m, que en cenotes, con 5 m de máxima elevación.

La distribución espacial de los registros de oeste a este en el AC (figura 3.2) capturó un aumento de la TP hacia el este del AC y un descenso en el sitio de medición 9, a 9 m. La DT aumenta de la costa hacia el sur del AC, superando la elevación del terreno en los sitios 11-9. El perfil de elevación del NE calculado mostró el perfil de un acuífero somero con niveles por debajo del nivel del mar en el área de la RHGNY.

Tabla 3.1 Valores de la distancia al agua medida (DT), elevación topográfica registrada en el CEM (TP), nivel estático calculado (NE), categoría de estructura local: cenote (C) o aguada (A), y la institución responsable.

Sitio	Nombre	DT (m)	TP (m)	NE (m)	Categoría	Institución
1	Cerveras	1.5	0	-1.5	C	CICY
2	Aguada Azul	2.6	11	8.4	A	CICY
3	Chen-Vazquez	12	14	2	C	CICY
4	Uzil	16	21	5	C	UNAM
5	Tunkás	16	17	1	C	CICY
6	Kol-ac	17.5	18	0.5	C	CICY
7	Yoxzonot	16	21	5	C	CICY
8	Somal	15	18	3	C	CICY
9	Oxalá	15	9	-6	C	CICY
10	Yax-ché	19	18	-1	C	CICY
11	Noh-Mozón	14	12	-2	C	CICY
12	Tza-Itzá	6	10	4	C	UNAM
13	Saback-Ha	10.2	13	2.8	C	CICY
14	Kankirisché	9.2	12	2.8	C	UNAM
15	Dzombacal	9	10	1	C	UNAM
16	Yaxcopoil	6.1	11	4.9	C	CICY
17	Mayacal	0.4	6	5.6	A	CICY
18	Aguada NW	2	4	2	A	PERDIDO

La elevación topográfica del área de estudio obtuvo, TP, un promedio de 11.8 m, con una variación de (-10)-139 m y una desviación estándar de 7.2 m (Tabla 3.2; figura 1.1). En el AC, la topografía no registró valores mayores a 30 m. La elevación >30 m se encuentra en el borde el área de estudio, al suroeste de los sitios 13-14. La elevación en los sitios de medición presenta un rango entre 0-21 m, con un promedio de 12.5 m y desviación estándar de 5.7 m, cercano al registrado en el área de estudio.

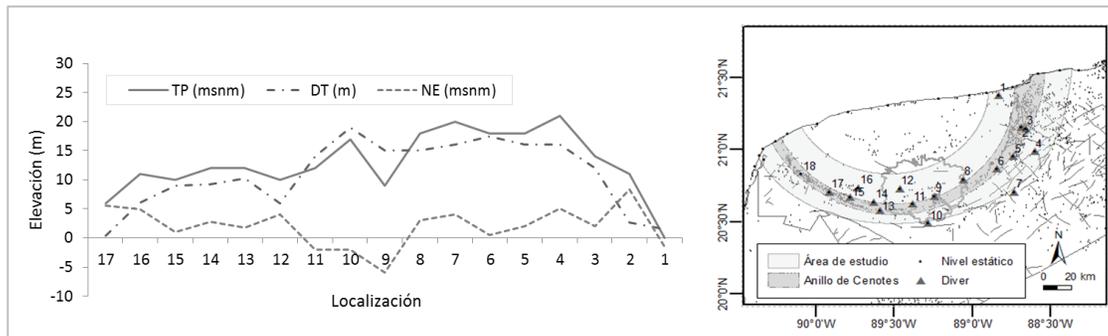


Figura 3.2 Perfil de medidas de la distancia al agua medida en campo (DT), elevación del terreno (TP) y nivel estático calculado (NE) por sitio de medición de oeste a este del AC. Mapa a partir fallas, fracturas (INEGI, 2002), y aguadas y cenotes visualizados a partir de satélite (CNES-SPOT, y Quickbird, accedido a través de Google Earth).

La distancia del agua a la superficie del terreno medida en campo, DT, presenta un rango entre 0.4 y 19 m, con un promedio de 2 m y una desviación estándar 6.1 m. La distancia aumenta hacia el sur con la elevación topográfica, donde se registra un máximo de TP de 21 m (figura 3.2 y Tabla 3.1). El NE, obtenido de las medidas en campo, presenta un rango de -6 a 8.4 m entre los sitios de medida, con un nivel medio de 1.3 m y una desviación estándar de 2.8 m.

Tabla 3.2 Valor máximo, mínimo, promedio y desviación estándar de la elevación del terreno en el área de estudios (TP-área), en los sitios monitoreados (TP-sitios), distancia al agua medida (DT) y el nivel estático calculado en cada punto.

	TP-área (m)	TP-sitios (m)	DT (m)	NE campo (m)
Máximo	139.0	21	19.0	8.4
Mínimo	-10.0	0	0.4	-6.0
Promedio	11.8	12.5	2.0	1.3
Desv. Estándar	7.2	5.7	6.1	2.8

3.3.2.2 Modelo de regresión

La distancia del agua, DT, y la topografía, TP, en los sitios de medición obtuvieron un coeficiente de determinación (R^2) de 0.71 y una correlación (R) del 84 %, generando un modelo de estimación de la distancia al agua con un error cuadrático medio (RMSE) de 3.4 m (figura 3.3). El RMSE aumenta por el aumento de los residuales de la estimación de DT, más acusados en el sitio 9, Oxalá, y el 2, Aguada cenote azul, donde se generan diferencias de 6-7 m.

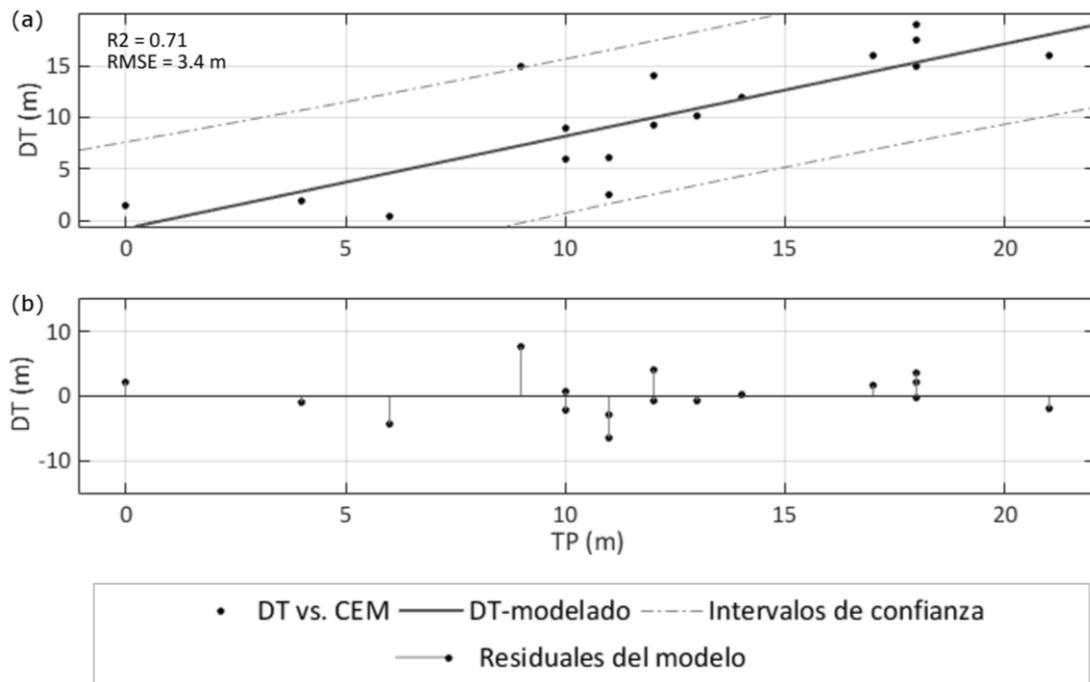


Figura 3.3 Modelo de estimación de la distancia del agua, DT: (a) Modelo de regresión lineal a partir de la elevación, TP, con intervalos de confianza al 95 %, y (b) Residuales del modelo.

3.3.2.3 Validación del modelo

La validación de la estimación en los sitios de medida mostró que el modelo tiende a estimar mejor a variación de DT hacia los laterales del anillo, presentando algunas dificultades al sur del AC (figura 3.4). El sesgo producido en la estimación de la DT se observó en la estimación del NE, tendiendo a simular un acuífero somero con un nivel estático más estable y un descenso hacia la costa (figura 3.4-b). Aunque la estimación obtiene un error absoluto medio (MAE) cercano a cero en ambas variables, la estimación de DT y NE por el modelo mejora hacia los laterales de anillo, en los sitios del suroeste, 15-13, y los del este, 8-3, y sobreestima el descenso medido en el sur (figura 3.4-c). En los laterales, el MAE varió de 0-2 m frente al aumento del error a 7 m en el área de la RHGNY, sobreestimando su valor.

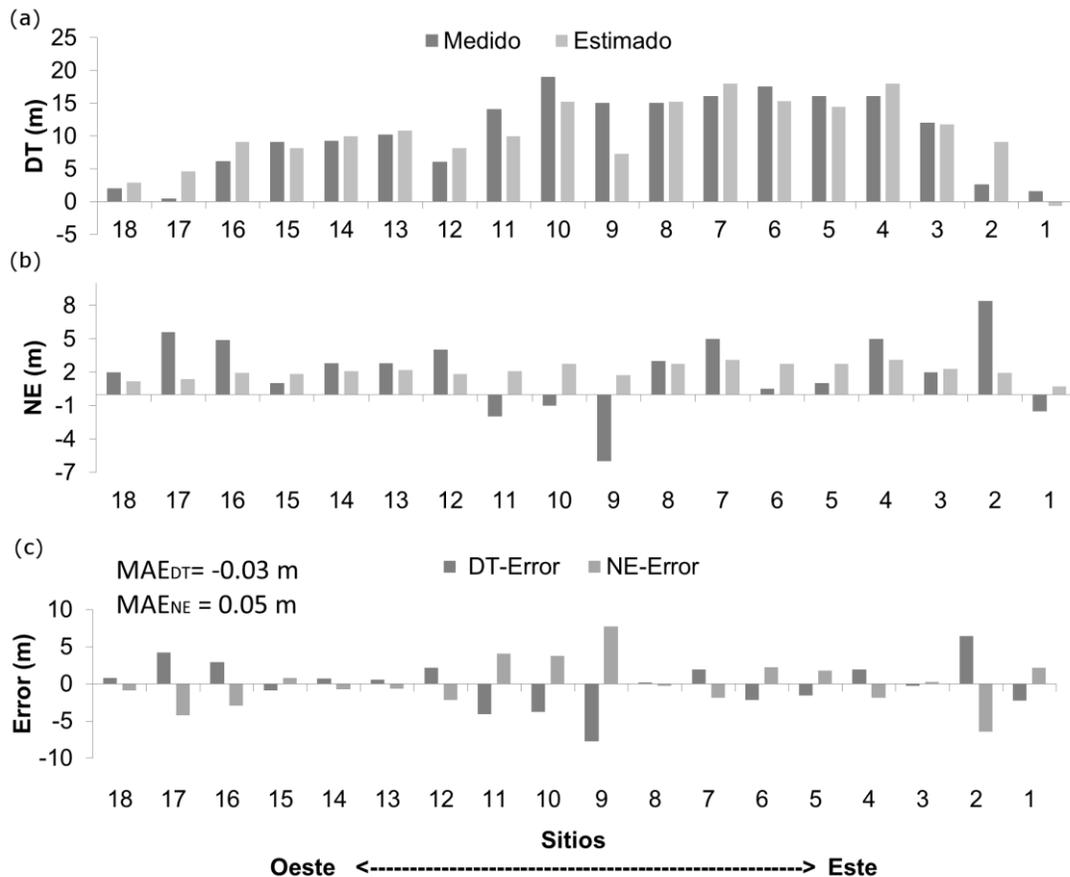


Figura 3.4 Evaluación de la estimación del modelo en: (a) La distancia del agua a la superficie topográfica, DT, frente a los valores medidos, (b) del nivel estático, NE, frente a los valores de campo y, (c) error absoluto entre los valores estimados y medidos de DT y NE.

3.3.2.4 Modelo de variación del nivel estático estimado en el AC

La DT estimada en el área de estudio mostró mayor distancia conforme nos alejamos de la costa, aumentando ésta hacia el este-sureste (figura 3.5-a). Los valores negativos de la distancia al agua fueron obtenidos alrededor del sitio1, en la costa noreste, con valor de 1-2 m en la costa oeste. El aumento de la distancia hacia el sur obtuvo un valor de la DT <18 m en el área centro y suroeste. Entre los sitios 2 y 8 del área sureste, la DT registró una distancia mayor, de 8-28 m, tendiendo a reducirse hacia el interior del cráter.

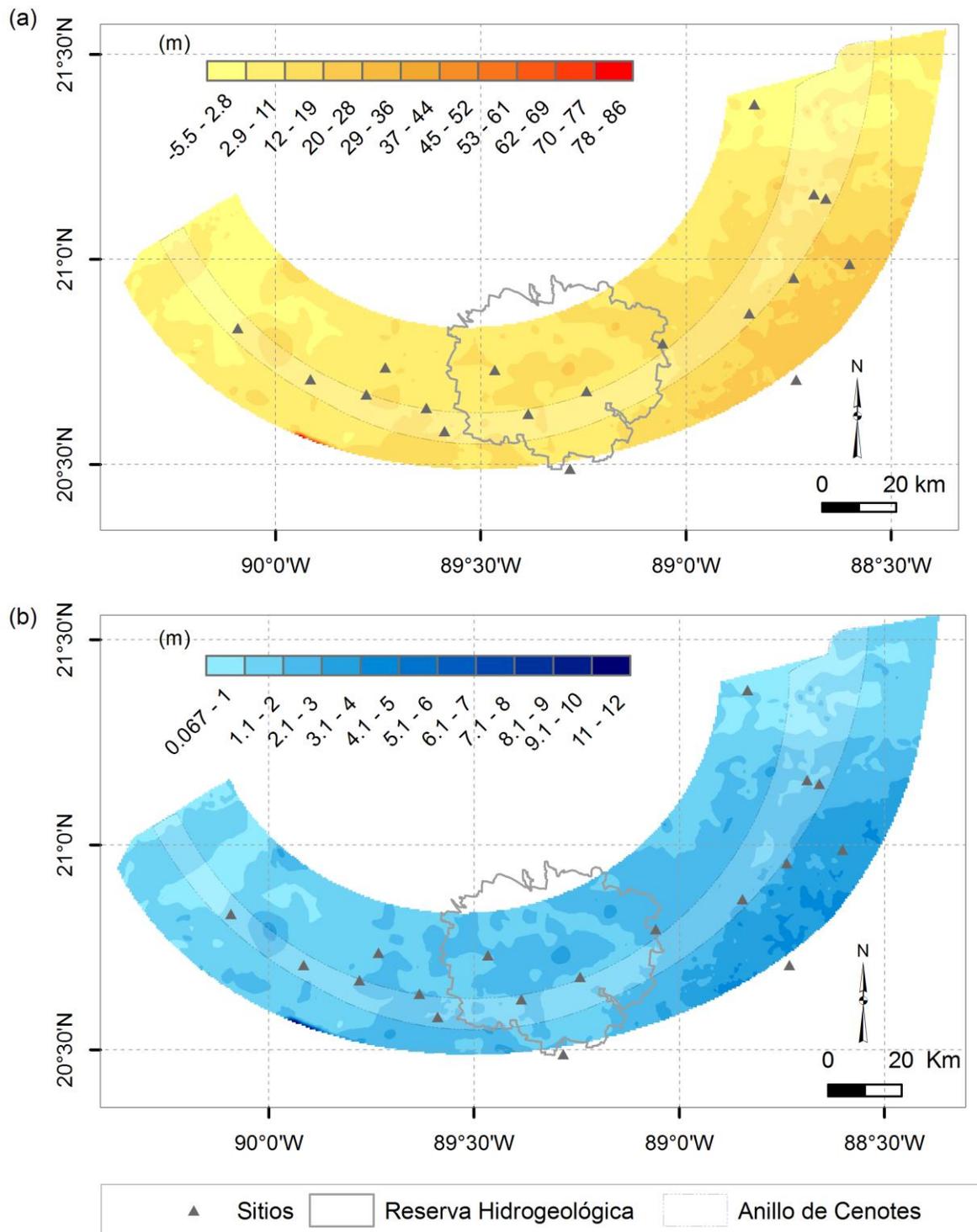


Figura 3.5 Mapa de distribución los valores estimados de: (a) La distancia al agua, DT, y, (b) El nivel estático, NE, en el área de estudios.

El NE estimado capturó el patrón de aumento de la costa hacia el interior con un rango de 0 a 5 m, y mayor elevación en la sección sureste (figura 3.5-b). En el área de la RHGNY el modelo sobreestima el valor del nivel estático, entre 1 y 4 m, a pesar de que en los puntos de medición éste fue negativo. En la costa, el NE estimado capturó un valor del nivel estático entre 0 a 2 m, tendiendo a aumentar hacia el centro y la sección este del anillo hasta 4-5 m. El mayor aumento se produce hacia el exterior y el este del área, donde el modelo mostró un nivel estático máximo de 5 m. El NE >5 m se localizó al suroeste de los sitios 17-15, en el borde externo junto a la falla de Ticul, probablemente ocasionado por el aumento de la elevación topográfica.

3.3.3 Modelo de variación espacio-temporal del acuífero

3.3.3.1 Exploración de las bases de datos

El periodo en el que se registró la variación temporal de los niveles de agua fue entre agosto 2014 y octubre 2017 (figura 3.6) en los sitios de monitoreo 1-17 (figura 3.1). Los periodos que fueron cubiertos en cada sitio varían, obteniendo las series de datos más largas en los sitios 1, 4, 12, 13, 14 y 15. A partir de 2017, aumentan los sitios monitoreados permitiendo registrar la variación de las distintas áreas en periodos más cortos.

Las series de las anomalías del nivel freático (W_c), calculadas con la ecuación 7, fueron presentadas para cada sitio de medición frente a la precipitación promedio en la Península del GPCC en la figura 3.7. El promedio de la precipitación diaria en Yucatán en el periodo monitoreado varió entre 0 y 36 mm/día. Las series de tiempo mostraron niveles de descenso en periodos húmedos y de aumento a partir de agosto-septiembre, lo cual sugieren que puede existir un desfase con la precipitación del GPCC.

La heterogeneidad en las respuestas, local y regional, fueron capturadas de final de 2016 a 2017 (figura 3.7 - b y 3.7 - c). Entre cenotes con grandes conductos, como Saback-Ha (sitio 13), y cenotes con cuevas sin conductos, como Oxalá (sitio 9) (Figura 3.7 - b) se capturó una recarga mayor en el primero y un desfase con menor cantidad de flujo recibido, en el segundo. Esto puede indicar que la recarga en sitios con cueva puede estar asociada a la difusión del agua por las fracturas que rodean el cuerpo de agua, más

que a la precipitación del momento. El Wc del sitio 13 también varía frente a otros cenotes con conductos como son los sitios 14 (Kankirisché), en el área de la Reserva, o el 4 (Uzil), al este del AC, donde los sitios 14 y 4 mostraron que reciben mayor flujo con un ligero desfase temporal entre el área centro y suroeste de pocos días.

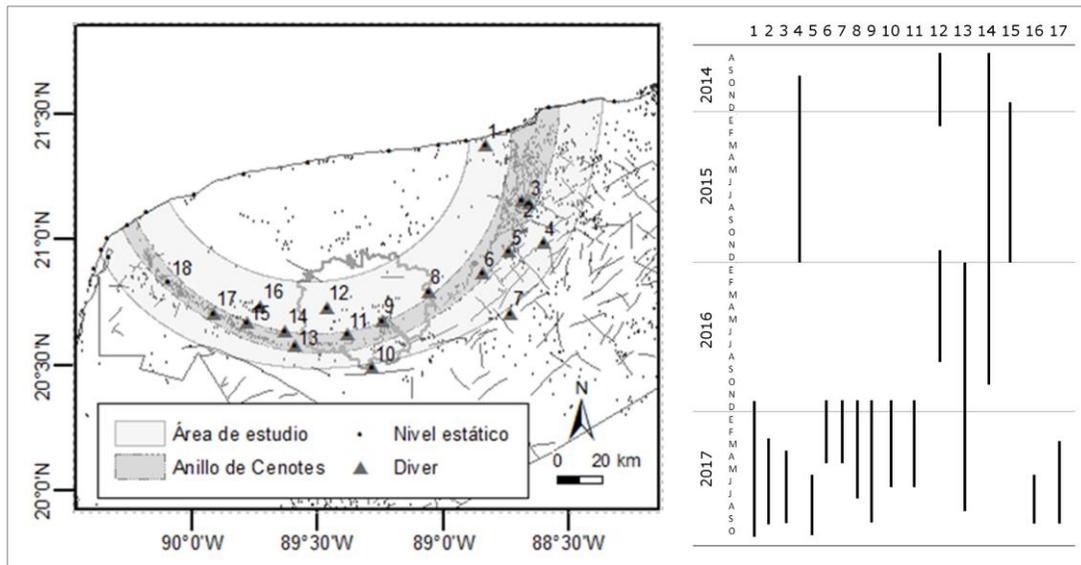


Figura 3.6 Sitios de monitoreo del acuífero (izquierda) frente a los periodos de monitoreo de la columna de agua (derecha). El área de la RHGNY delineada en el centro del área de estudio con línea gris. Las fallas, fracturas (INEGI, 2002) y cenotes (Andrade-Gómez *et al.*, - en revisión) se representan con líneas rectas y puntos respectivamente.

La heterogeneidad regional que puede inducir la distancia a la costa se capturó en los sitios 1 y 17, donde puede existir un efecto de intrusión salina y mareas, confirmado en el sitio 1 con buceo autónomo. El sitio 17, una aguada a 50 km de la costa, capturó una variación similar a los cambios mareales mensuales registrados en el sitio 1, lo que sugiere que las aguadas pueden presentar alta conductividad y estar conectadas a sistemas de fracturas grandes.

La heterogeneidad por la mayor presencia de cenotes fue capturada al sur del anillo, en los sitios 9–15 (figura 3.7 - b), los cuales mostraron un patrón de descenso a final de 2016, con un incremento a partir de abril y junio, excepto en el sitio 10. En los sitios 4 y 12–15, ubicadas al noreste, al centro del anillo y en el interior del cráter respectivamente se capturó un incremento de Wc entre agosto y septiembre de 2014. El mayor incremento mostrado en las localizaciones 12 y 14 del área de la Reserva, expone la mayor cantidad de agua que puede estar recibiendo esta zona, con menor intensidad que en el área este

del AC. En estos sitios se observó un retraso en el aumento entre las dos regiones que puede ser ocasionado por la elevada conductividad hidráulica vinculada a la mayor cantidad de cenotes con conductos en área centro (figura 3.1). El descenso iniciado en octubre de 2014, continuó hasta julio y agosto de 2015, definiendo tasas negativas en los niveles del acuífero, a pesar de las precipitaciones que se presentaron en abril, mayo y junio de 2015. A partir de agosto de 2015, inició un segundo aumento del nivel del acuífero, el cual vuelve a registrarse en el mismo mes en 2016, así como en junio y julio de 2017. Las tasas negativas en el acuífero están bien capturadas en los periodos de octubre 2014 a abril 2015, repitiendo el patrón en estos meses en 2015-2016, y en los mismos meses en 2016-2017 (figura 3.7).

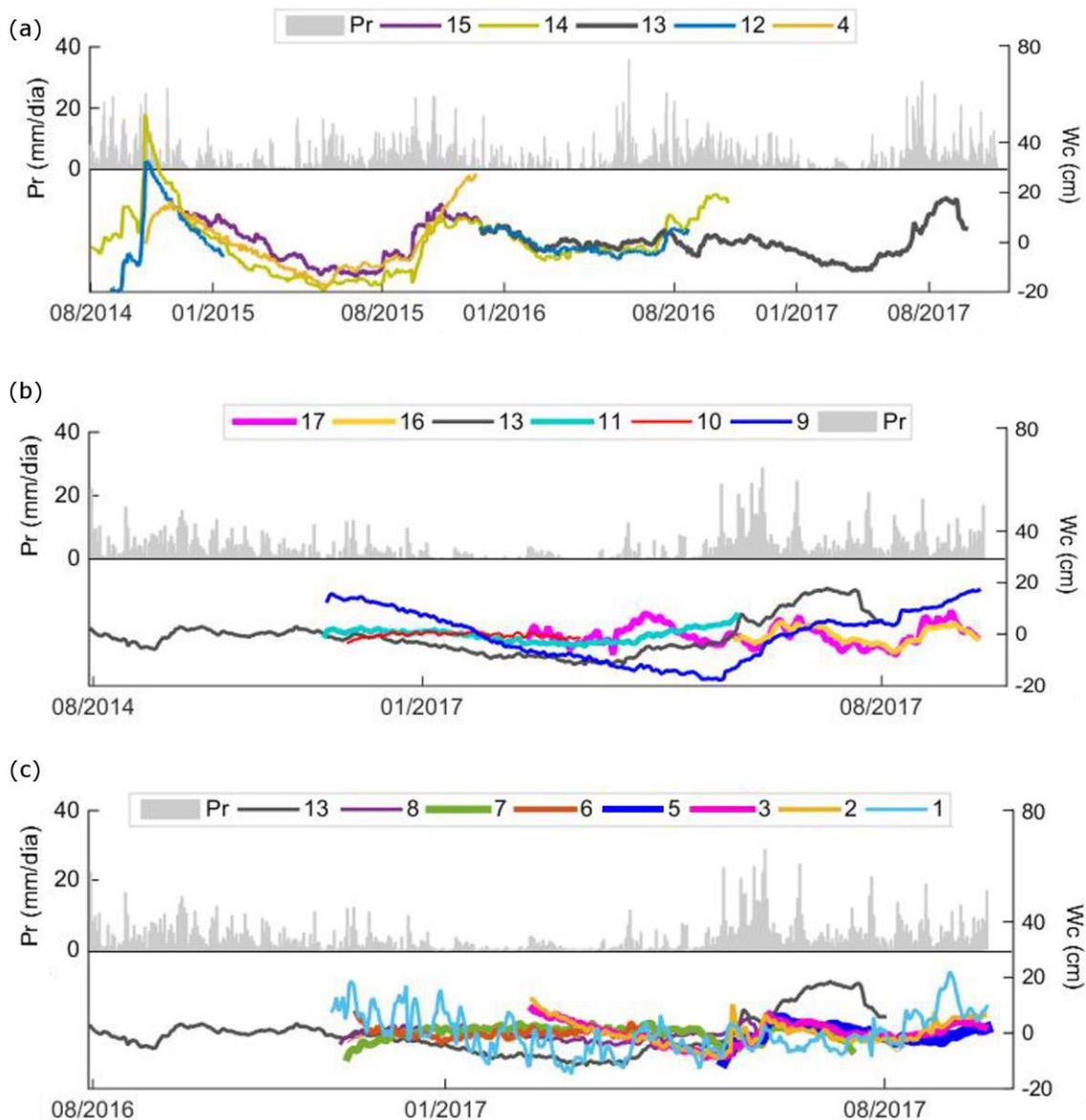


Figura 3.7 Series temporales de la precipitación media diaria del GPCC registrada en la Península en milímetros al día (cm) y anomalías del nivel del acuífero (Wc) en 13 sitios (líneas continuas de colores) en: (a) Los periodos largos (2014 – 2017) con registros en 5 localizaciones y (b) un periodo corto (2016 – 2017) con los registros del área centro-oeste del AC y, (c) centro-este del AC.

Los valores máximos y mínimos de Wc mostraron mayor rango de variación y desviación estándar en sitios con conductos, seguidos de aguadas y, registrando menor variación, en cenotes con cueva (Tabla 3.3). La mayor variación la registró kankirisché (sitio14), con 72 cm de rango y 12.4 cm de desviación estándar y, el menor, Yax-ché (sitio 10), con 5 cm de rango y 0.96 cm de desviación estándar.

Tabla 3.3 Valores de Wc máximos, mínimos y desviación estándar por sitios de medición.

Sitio	Máximo (cm)	Mínimo (cm)	Desv. Estandar (cm)
1	22.03	-14.79	7.38
2	12.05	-8.84	4.40
3	8.63	-8.71	4.05
4	28.29	-17.77	11.57
5	5.57	-10.29	2.84
6	7.27	-3.76	1.62
7	3.49	-8.81	2.57
8	7.80	-4.42	2.51
9	17.64	-17.66	10.25
10	1.49	-3.27	0.96
11	7.72	-4.56	2.53
12	33.41	-27.84	10.77
13	18.55	-11.75	5.99
14	52.69	-19.44	12.40
15	16.02	-13.77	9.13
16	4.90	-6.58	3.08
17	9.41	-7.79	4.03

3.3.3.2 Patrones de variación del AC

En las series temporales de precipitación frente a Wc (figura 3.7) se obtuvo un mayor número de sitios distribuidos a lo largo del AC en dos periodos cortos de abril y junio de 2017. Estos meses permitieron registrar la respuesta espacial en periodos cortos de los sitios 1-3, 6-11, 13 y 17 en un mes seco, abril, y en los sitios 1-3, 5, 8-11, 13, 16 y 17 en un mes húmedo, junio, cubriendo el área de estudio. La precipitación media en la Península mostró una variación entre 0-11 mm/día en el mes de abril y 2-29 mm/día en junio de 2017.

Los patrones de variación en periodos más largos, pero con menor número de sitios en la muestra, fueron capturados en los registros obtenidos durante diciembre 2015 – agosto 2016 y diciembre 2014 – enero 2015 (figura 3.7 – a). Estos periodos permitieron capturar la covarianza de los registros en el AC en el periodo 2015-2016, con la variación de los sitios 12, 13 y 14 (en el centro del AC), y entre las localizaciones 4, 12, 14 y 15 (en el oeste – centro – y este del AC) en 2014 -2015. En el periodo más largo, 2015-2016, el

patrón de covarianza registró el descenso, estabilización y aumento del acuífero, con la respuesta del acuífero en el área de la RHGNY, ante una precipitación por debajo de 20 mm/día en casi todo del periodo y, un incremento en junio con hasta ~36 mm/día, registrando el evento de mayor precipitación del periodo monitoreado después de un periodo seco. En el periodo de diciembre 2014-enero 2015, la precipitación fue eventual, con eventos de precipitación máximos por debajo de 20 mm/día. El patrón de variación del acuífero en este periodo, muestra, por tanto, un patrón ante la falta de precipitación a lo largo del AC en periodos secos prolongados.

Los resultados del PCA fueron presentados en un diagrama de barras con el auto-valor (porcentaje de varianza asociado a cada PC, ordenados de mayor a menor en la figura 3.8. Los factores de carga de las localizaciones, ligados a los patrones de variación espacial obtenidos, en la figura 3.9 y la representación de la respuesta obtenida en las PC en la figura 3.10. Las partes de las figuras se corresponden a: (a) abril 2017, (b) junio 2017, (c) diciembre 2015 - agosto 2016, y (d) diciembre 2014 – enero 2015.

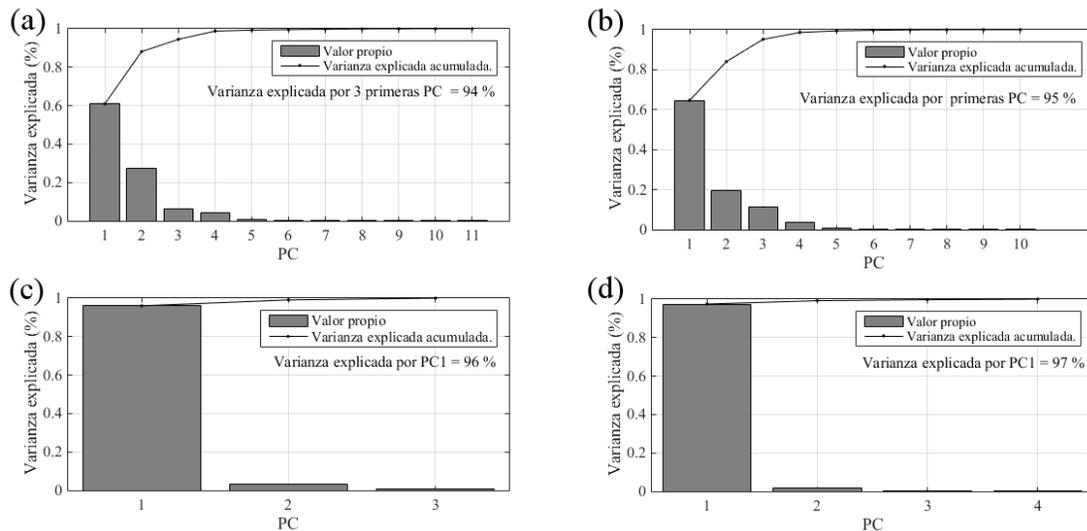


Figura 3.8 Diagrama de barras de los valores propios o varianza de la muestra explicada por cada PC de los PCA realizados en los periodos: (a) abril 2017 (b) junio 2017 (c) diciembre 2015 - agosto 2016 (d) diciembre 2014 – enero 2015. La varianza acumulada es representada por línea continua con puntos.

Los resultados mostraron un mayor porcentaje de la varianza total explicada representada en las PC1 de cada periodo, representando el 65 y 60% en los periodos cortos (figura 3.8- a y b) y más del 95 % en los largos (figura 3.8- c y d). La curva de la varianza explicada acumulada capturó los puntos de ruptura de la pendiente a partir de la

PC4 en los periodos cortos, y a partir de la PC2 en los largos, identificando las PC1-3 y la PC1 como representativos de la varianza en los periodos cortos y largos respectivamente.

En el patrón de variación de respuesta del acuífero en el mes de abril 2017 (figura 3.8 y 3.9-a) que captura la PC1, con el 61 % de la varianza total explicada, identificó la variación de los sitios 17, 11, 10, 9, 8, 7, 6 y 1, con un mayor porcentaje de la varianza asociado a la variación de los sitios 17 y 1, en los extremos del AC y probable efecto de intrusión salina. El patrón de variación capturado en la PC2, con un total del 27 % de la varianza, y PC3, con el 6 % de la varianza, también presentan factores de carga ligados a estos sitios y al sitio 6. En estas PCs se capturó una respuesta lineal entre todos los sitios con una respuesta inversa en el sitio 17 (figura. 3.10 - a). Los sitios 10 y 7, al Sur del AC, presentan una respuesta similar entre ellas en las tres PC, obteniendo mismas direcciones de respuesta en 11, 9, 8 y 6, identificando un patrón de variación ligado al sur y centro del AC. Los sitios 13, 3 y 2 no fueron capturados bien en ninguna de las PC.

La respuesta del acuífero en junio 2017 (figura 3.8 – b y figura 3.9 – b), los patrones de variación capturados en las PC, fueron más representativos del centro y este del AC, con factores de carga más homogéneos entre los sitios (figura 3.9). En estos se registra la variación de 13, 9, 8, 7, 5, 3, 2 y 1 y, en menor medida, las localizaciones 17 y 16. La PC1 con un 65 % de la varianza de la mostró una respuesta positiva de todas las localizaciones, con mayores factores de carga ligados a 9, 5, 3, 2 y 1. En las PC2, con un 19 % de la varianza de la muestra, se observó una respuesta opuesta al resto de sitios en los sitios 9 y 3, y en la PC3, con un 11 % de la varianza, de los sitios 17 y 2. La representación espacial de las PC1-3 (figura 3.10 - b), permitió identificar una respuesta similar entre las localizaciones centro-oeste y centro-este. Las localizaciones del centro que presentaron similar respuesta al lado oeste del AC, son la 7, al sur, y la localización 8, en el área centro, con respuesta lineal a la localización 17 y 13. Este patrón de respuesta es más marcado en la PC2, donde se obtuvieron mayores factores de carga en estas localizaciones. En el centro, se capturó una respuesta similar con el este del AC en la localización 9. Esta localización, identificada con la respuesta obtenida en las localizaciones 8 y 7, en el mes de abril y, en menor medida con la localización 1, es registrada una respuesta similar a 5, 3, 2, y 1. Este patrón de variación es mejor

registrado en la PC1, con el 65 % de la varianza de la muestra. El sitio de monitoreo 2 fue regionalizado con el área este del AC. Este sitio de medición, correspondiente a una aguada del noreste, presentó cierta similitud a la respuesta obtenida en la aguada del sitio 17, en el extremo oeste del anillo. Este patrón fue mejor capturado en las PC2 y 3, sugiriendo que puede ser un patrón de variación característico de estas formaciones.

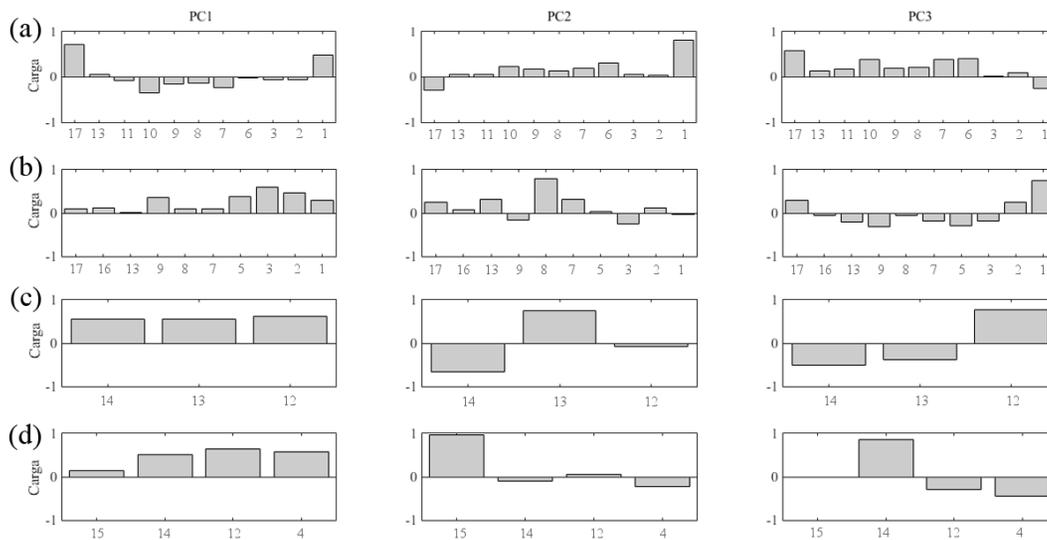


Figura 3.9 Factores de carga de cada sitio en las PC en los periodos: (a) abril 2017, (b) junio 2017, (c) diciembre 2015 - agosto 2016, y (d) diciembre 2014- enero 2015.

Los factores de carga de los sitios medidos, ligados a los patrones de variación espacial obtenidos en los periodos largos, de diciembre 2015 – agosto 2016 y diciembre 2014-enero 2015 fueron presentados en la figura 3.9 y 3.10 - c, d, con las direcciones de influencia en las PC. En estas series se analizó el patrón de variación de cenotes con conductos en el área central y este del AC. Los sitios analizados fueron el 14 (Kankirisché), 13 (Sabak-Ha) y 15 (Dombacal), en el área centro, y un cenote localizado en la parte externa del AC al este del mismo, localización 4 (Cenotillo); todas ellas corresponden a cenotes con conductos de más de 50 m de profundidad y fracturas presentes.

En el periodo más largo, de diciembre 2015 a agosto 2016, se observó un patrón de respuesta lineal entre los 3 sitios (14, 13, 12), con un 96 % de la varianza asociada a la PC1 (figura 3.8 - c). El 4 % de la varianza restante asociada a la PC2, presenta una variación contraria entre 14 y 13. De modo similar respondieron los sitios 14 y 12 en el

periodo 2014 – 2015, con el sitio de medición 4 (figura 3.9 - d). La variación del sitio 15 se capturó en la PC2 con el 2 % de la varianza. La representación de las PC (figura 3.10 - d), permitió capturar la divergencia de la respuesta de esta localización con respecto a la localización 14, 12 y 4.

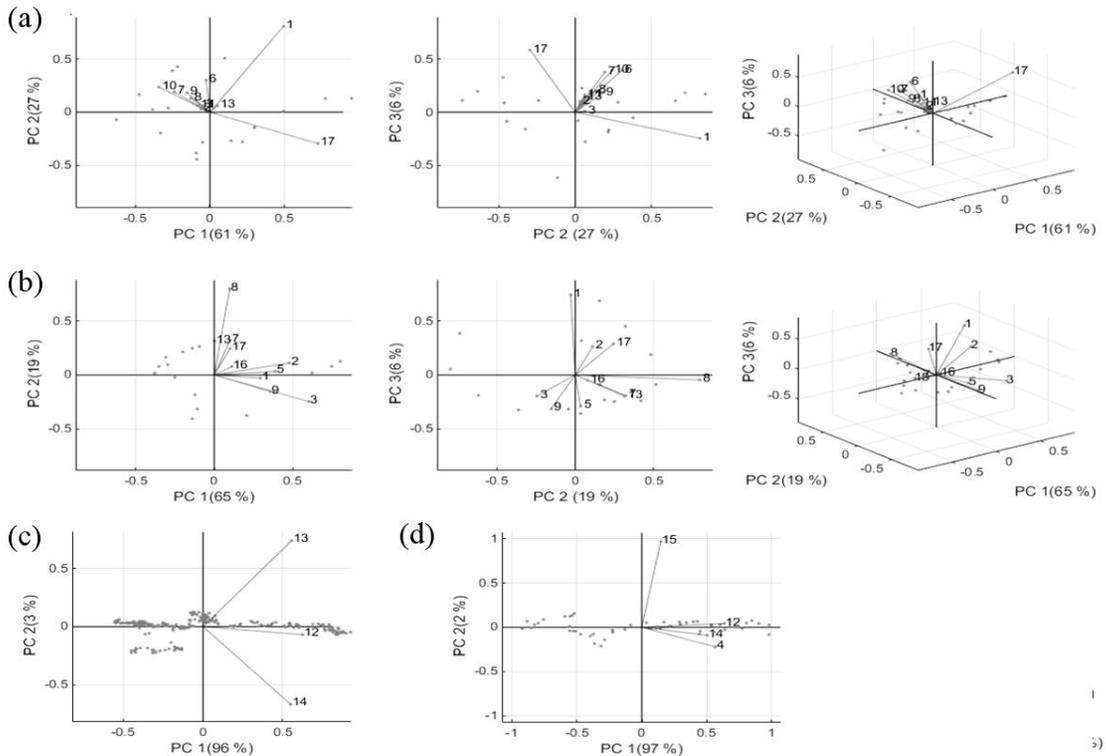


Figura 3.10 Representación de los patrones de variación capturados en las PC indicando con líneas los factores de carga representado en las primeras PC para: (a) abril 2017 (b) junio 2017 (c) diciembre 2015–agosto 2016 y, (d) diciembre 2014–enero 2015.

La representación espacial de los sitios del AC con relación lineal obtenidos por el PCA permitió diferenciar distintas áreas. En junio como mes seco se observó una diferenciación de las áreas: (1) centro-este y, (2) centro-oeste (figura 3.11 – a y c). La respuesta lineal en la parte este (PS-G1) representa la variación entre los sitios 17 (Mayacal), 16 (Yaxcopoil), 13 (Sabak-Ha), 8 (Somal) y 7 (Yokzonot), y en el área oeste (PS-G2), con los sitios 9 (Oxalá), 5 (Tunkas), 3 (Chen Vazquez), 2 (Aguada Azul) y 1 (Cerveras). Esta regionalización se puede explicar con base a la existencia de un posible retraso en la respuesta al aumento del nivel del agua en la parte oeste, registrado en las series temporales (figura 3.7).

En el mes húmedo de abril (figura 3.11 - b y d) se diferenciaron dos respuestas: (1) con la varianza de la aguada 17 (Mayacal) y el cenote 1 (Cerveras) (PH-G1), en los que se observó un posible efecto de las mareas en los patrones temporales por la respuesta lineal entre estos (figura 3.9) y la identificación de mareas en el sitio 1 (figura 3.7 – b y c), y, (2) con la respuesta lineal en la parte centro-este del anillo entre cenotes con conductos, el 13 (Sabak-Ha), y con cueva, el 11 (Noh-Mozon), 10 (Yak-che), 9 (Oxalá), 8 (Somal), 7 (Yoxzonot), 6 (Kon-Ac), 3 (Chen Vazquez) y la aguada del sitio 2 (Aguada Azul), probablemente más vinculadas a la variación ocasionada por la precipitación.

En los periodos más largos, entre diciembre–enero 2015 (PSL), el ordenamiento de los sitios del periodo seco (figura 3.11 – a) capturó una relación lineal entre los cenotes con conductos 4, 12, 14 y 15, con un 90 % de la variación (figura 3.8 - d). Esta respuesta lineal se registró en los análisis realizados con el periodo más largo de diciembre – agosto 2016, donde los cenotes 12 (Tza-Itza) y 14 (Kankirxché), obtuvieron una respuesta lineal con el cenote 13 (Sabak-Ha), todos ellos con fracturas y conductos.

La similitud de la respuesta de la localización 13, en los periodos largos, con las localizaciones 4, 12, 14 y 15, regionalizada en el mes seco en la parte este del AC, y en el mes húmedo con el resto de localizaciones del centro-este, permite concluir que existe una respuesta estacional marcada, con una respuesta hidrodinámica que difiere en periodos cortos con lluvias (abril) y sin ellas (julio).

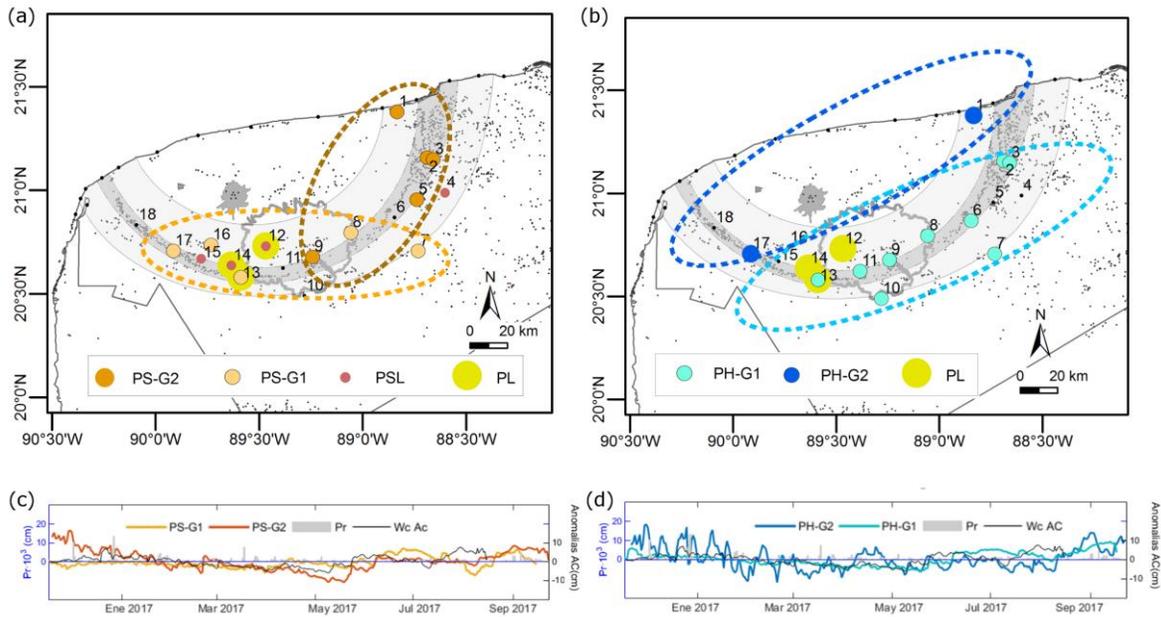


Figura 3.11 Localización de los patrones de variación regionalizados de las PCs con el periodo largo y el registro de precipitación de hasta 36 mm/día con puntos verdes (PL) en: (a) patrones de respuesta ante eventos <20mm/día en el mes de abril, con los patrones 1 (PS-G1) y 2 (PS-G2), y diciembre-enero, con puntos pequeños color marrón (PSL) y, (b) con los patrones 1 (PH-G1) y 2 (PH-G2) en junio, con precipitación <30 mm/día. Las series de tiempo con el promedio de Wc para las localizaciones con patrones similares se presentan en: (c) periodo seco, y (d) periodo húmedo.

3.3.4 Modelo de estimación del ciclo anual del AC

3.3.4.1 Ciclo anual del acuífero

El promedio mensual de las anomalías del nivel freático, Wc, en los sitios analizados permitió calcular el ciclo anual teniendo en cuenta tanto la variación introducida por cenotes con conductos, como cenotes con cuevas y aguadas. La mayor variación de Wc en el ciclo anual es producida por cenotes de grandes conductos (figura - 3.7 y Tabla - 3.3), reduciendo el rango promedio de variación anual por la variación introducida por cenotes con cuevas y aguadas. En el periodo 2014-2017, el ciclo anual del acuífero mostró un incremento del nivel de 18 cm al año con un mínimo de -6.5 cm en mayo, y un máximo de 11.5 cm en noviembre (figura 3.12).

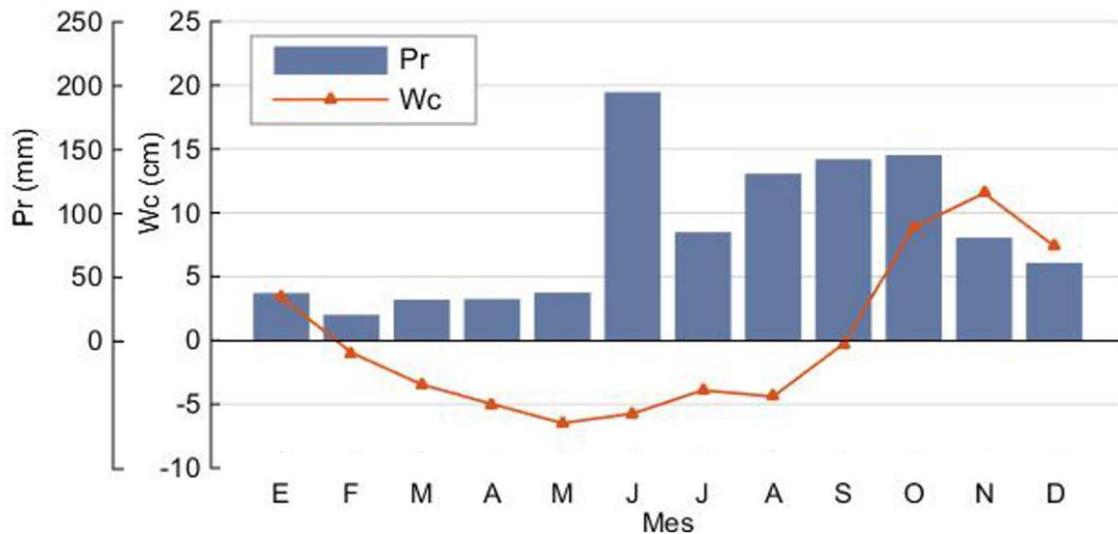


Figura 3.12 Ciclo anual de la precipitación (Pr) y de las anomalías del nivel freático del acuífero (Wc) entre agosto 2014 – octubre 2017.

El periodo estacional del acuífero mostró anomalías del nivel freático por encima de la media en el periodo de septiembre a enero, y por debajo, de febrero a agosto (figura 3.12). En contraste, la precipitación promedio capturó el periodo estacional con mayor precipitación entre junio y octubre, con un máximo en junio de 194 mm /mes, y un mínimo en el periodo seco, en febrero, de 20 mm/mes. La canícula, o periodo estival de verano, se registró en julio, con un descenso de la precipitación a 85 mm/mes. En el inicio del periodo húmedo, registrado en junio, el acuífero mostró un ligero incremento de ~1.3 cm, produciendo su mayor aumento entre agosto y noviembre, con un incremento 16 cm, sin observar en Wc la variación de la precipitación asociada a la canícula.

3.3.4.2 Modelo de estimación del ciclo anual del acuífero

La correlación máxima entre el ciclo anual de precipitación y el acuífero fue del 61 %, con un desfase de 2-4 meses (figura 3.13 - a). El aumento del nivel del acuífero capturó un aumento casi lineal con el aumento de la precipitación en todos los meses excepto en el Wc registrado en agosto y la precipitación de junio. El incremento de la precipitación que se produjo en este mes no se reflejó en el aumento del acuífero (figura 3.12), generando dificultades en la estimación del modelo (figura 3.13 - b). Los residuales del modelo capturaron que la diferencia con el valor estimado en este mes eran de 21 cm, mientras que en los demás meses eran cercanas a 2 cm (figura 3.13 - c). Eliminar este mes,

permitió obtener un modelo de estimación del ciclo anual con una pendiente de aumento de W_c del 13% de la precipitación promedio mensual menos 8.9 cm, generando un R^2 de 0.93 y un RMSE de 1.7 cm.

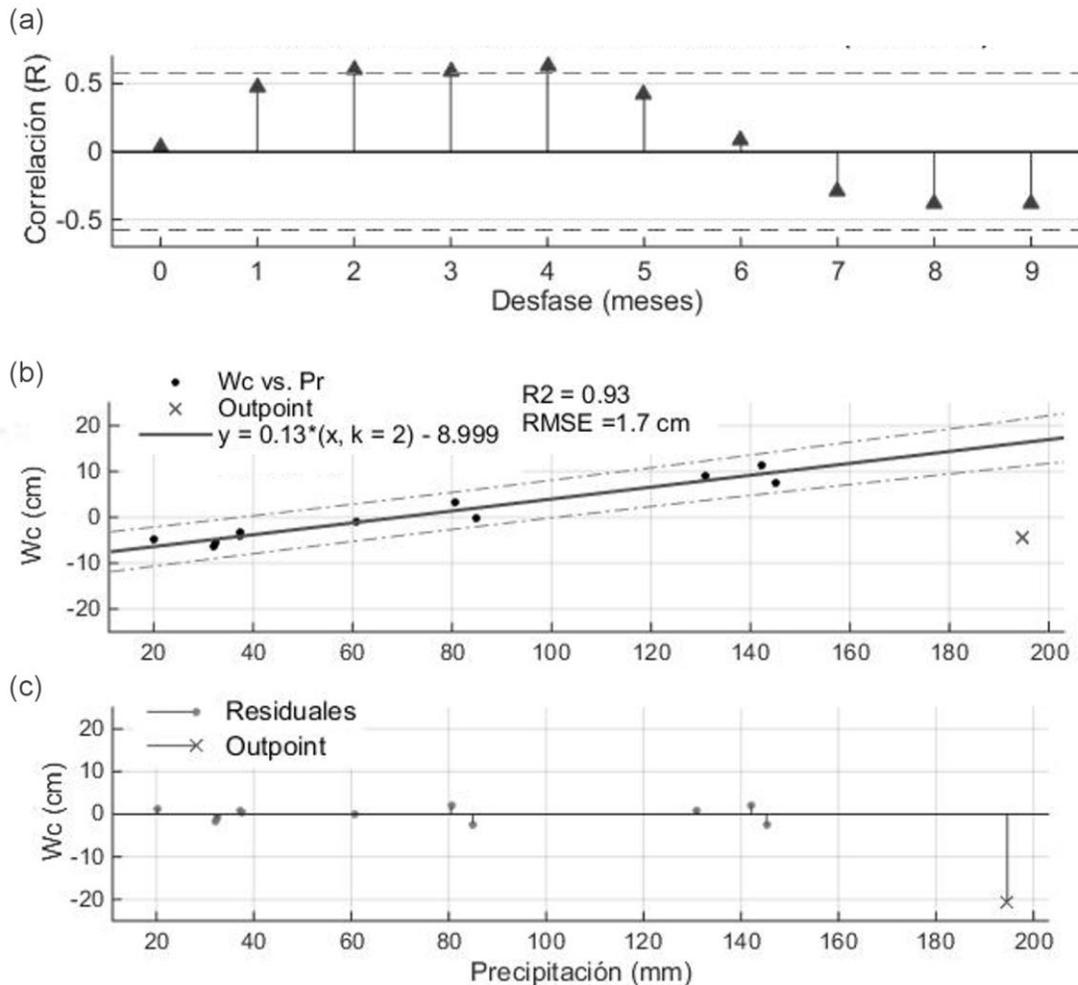


Figura 3.13 Modelo de estimación del ciclo anual del AC a partir de: (a) Estimación del desfase, k , de la precipitación media en la Península, Pr , con el nivel del acuífero, (b) Modelo de regresión lineal a partir de la precipitación con desfase de dos meses, $k = 2$, y (b) Residuales del modelo con eliminación de *outpoint*. Los intervalos de confianza al 95 % son señalados con líneas grises discontinuas en (a) y (b).

3.3.4.2 Evaluación del modelo

El W_c estimado con el modelo de regresión a partir del ciclo anual de precipitación promedio en la Península simula el patrón de variación estacional en los meses en los que el nivel del acuífero está por encima y por debajo de la media (figura 3.14 – a). El

modelo obtuvo la recarga media del acuífero a partir de septiembre y el pico máximo de nivel del acuífero identificado en noviembre, con una tendencia a simular la variación de las anomalías en el periodo en el que se registraron anomalías negativas. El error absoluto en cada mes, mostró diferencias cercanas a ± 2 cm, con un error medio absoluto (MAE) cercano a cero, sugiriendo que es un buen modelo para la estimación del nivel del acuífero.

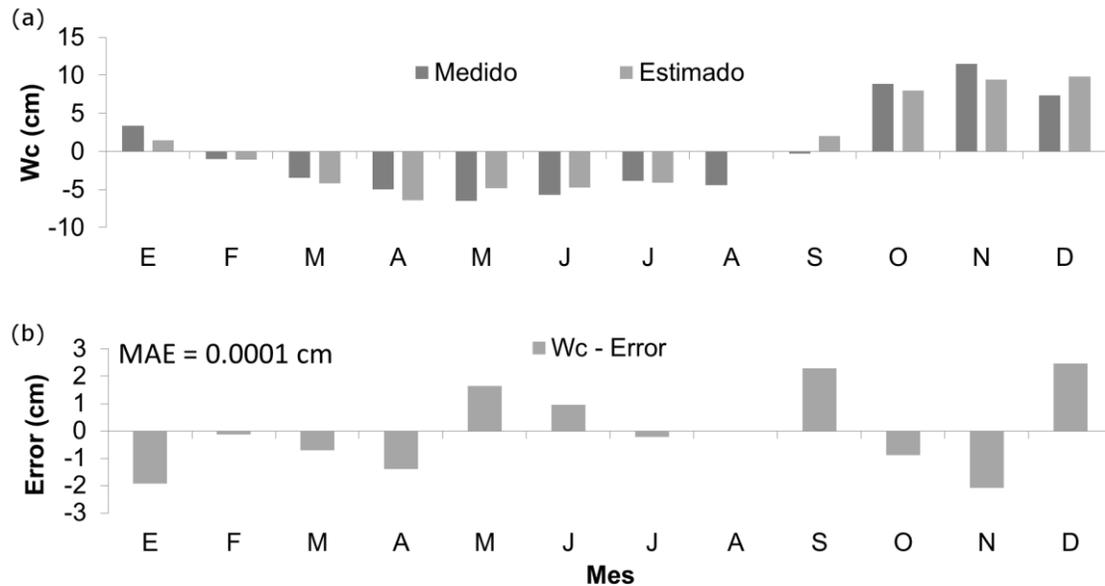


Figura 3.14 Evaluación de la estimación del modelo de Wc a partir de: (a) Anomalías estimadas por el modelo ante a los valores medidos y, (b) Error absoluto entre los valores estimados y medidos de Wc.

3.4 DISCUSIÓN

La mayor concentración de cenotes alrededor del cráter de Chicxulub (figura 3.1 y 3.2) (Pope *et al.*, 1996; Perry *et al.*, 1995; Marín, 1990) y la distribución de las fallas y fracturas alrededor del área (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2010) pueden ser indicativos de cuevas y conductos por la mayor conductividad asociada a estas estructuras (Andrade-Gómez *et al.*, - en revisión). El posible efecto de mareas en la localización 17 (figura 3.7, 3.10 y 3.11), una aguada con un cuarto del cuerpo de agua cubierto de vegetación a 50 km de la costa y situada en el área oeste del anillo, está de acuerdo con hipótesis de Perry *et al.*, (2002) donde se plantea que puede haber intrusión salina en el área, y aporta evidencias

a la hipótesis de la conectividad de las aguadas al acuífero planteada en Andrade-Gómez *et al.*, (en revisión).

El nivel estático obtenido en el área de la Reserva Geohidrológica (figura 3.2) muestra un descenso respecto al nivel presentado por Marín (1990) y Bauer-Gottwein *et al.*, (2011). Este descenso respecto a los registros de los años 90' proporcionados por Marín (1990), podría ser ocasionado por ser un área de alta concentración de cenotes como muestra la figura 3.1, con una alta conductividad asociada (Andrade-Gómez *et al.*, - en revisión), por una mayor extracción en el área centro a la entrada de agua, lo que supondría menor redistribución (Perry *et al.*, 2009; 2002), o por un error asociado al modelo digital de elevaciones. Este resultado ayuda a esclarecer el estado del nivel del acuífero y aporta información contundente que denota la necesidad del desarrollo de medidas encaminadas al uso y la gestión sostenible y sustentable del agua. Se recomienda el empleo de medidas de posicionamiento global de precisión que verifiquen los resultados y el monitoreo constante del área por el interés que ésta representa. El crecimiento de la población mostrado en Yucatán (INEGI, 2015), denota la necesidad de atención del área de manera inmediata. La alta vulnerabilidad del acuífero en regiones de alta conductividad hace que esta sea un área de especial interés, la cual demanda un especial cuidado en materia de contaminación. El buen ajuste obtenido en la estimación de la distancia al agua, DT, a partir de la elevación topográfica, TP, con modelos de regresión (figura 3.3) permite la modelación de la variación espacial (figura 3.5), generando una tendencia a sobreestimar el nivel estático medido en el sur (figura 3.4).

La dinámica diaria regional en el acuífero (figura 3.7, 3.10, 3.11) genera una respuesta heterogénea ante la precipitación, la cual, puede estar vinculada a la alta conductividad y heterogeneidad de la matriz (Andrade-Gómez *et al.*, - en revisión). La precipitación puede tender a ser evapotranspirada, redistribuida y/o almacenada en la vadosa. La heterogeneidad de la matriz ligada al sistema de fallas y fracturas (Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2010) y la variación espacio-temporal (figura 3.10) muestran que la alta conductividad asociada a los cenotes y aguadas puede ser la causante de esta rápida redistribución del agua que recibe el AC en días de lluvia. La respuesta lineal entre las localizaciones en distintas regiones (figura 3.12) sugiere que el sistema puede estar conectado, consistente con los resultados de la regionalización por la composición química de Pérez-

Ceballo *et al.*, (2012) y la heterogeneidad de la respuesta ante la precipitación ligada a la heterogeneidad de la matriz (figura 3.10 y 3.11).

Los resultados del incremento anual (figura 3.12) del acuífero fueron registrados por Marín (1990) quien reportó un incremento hasta de 1 m, consistente con nuestras series de tiempo en cenotes de alta conductividad (figura 3.7 y Tabla 3.3). Las series temporales (figura 3.7) y la variación en los sitios (Tabla 3.3) sugieren que este incremento presenta una variación mayor intra-anual en las localizaciones de alta conductividad, como cenotes con grandes conductos, consistente con el mayor rango de variación y desviación estándar en estos sitios, seguidos de aguadas y, registrando menor variación, en cenotes con cueva. La diferencia en el incremento con el ciclo anual calculado es ocasionada por el empleo de la media mensual de 4 años de registros en lugar del nivel máximo y mínimo de W_c , lo que produce el suavizado de la muestra.

Siendo los sistemas hidrogeológicos los integradores de la precipitación (Gámiz-Fortis *et al.*, 2012), la predictibilidad de la hidrodinámica muestra ser consistente con la variable de la precipitación promedio de acuerdo a bases de datos observacionales en la península de Yucatán (figura 3.13), reduciéndose el ajuste cuando es empleada la precipitación en una sola localización cercana, tiempo cero, como obtienen Kovacs *et al.*, (2017). La mayor diferencia en la elevación del terreno en el AC con la parte central de la Península, capturada en la figura 1.1, puede estar definiendo las áreas con mayor influencia en la recarga estacional registrada (figura 3.12), generando el desfase de la precipitación y el ciclo del acuífero (figura 3.13-a). De acuerdo a los patrones de flujo definidos por Perry *et al.*, (2009), del centro hacia el norte de la Península (figura 3.1), y las correlaciones obtenidas, se plantea que el AC puede estar recibiendo el mayor aporte de flujo de agua de la precipitación de sus alrededores, con un cierto retraso ligado a la conductividad del terreno y la elevación del mismo, recibiendo el mayor aporte desde la precipitación del sur. Estos resultados abren las puertas de la modelización del acuífero a un amplio campo de trabajo como es la modelización estadística y el desarrollo de modelos híbridos.

El vínculo de la producción del sistema ecológico a la precipitación, como muestra en el índice foliar (Nafarrate-Hecht *et al.*, 2018), el desfase entre el ciclo anual del acuífero con

la precipitación (figura 3.12 y 3.13 - a) y la mayor humedad en las capas superficiales del suelo ligada al nivel freático (Andrade-Gómez *et al.*, - en revisión), sugieren que las áreas donde el nivel estático es más elevado y la elevación del terreno es menor (figura 3.4), podría haber mayor disponibilidad de agua para la vegetación. La respuesta de los sistemas de producción vinculados a la vegetación capturados en el aumento del área foliar en periodos húmedos (Nafarret-Hecht *et al.*, 2018) y el desfase entre la respuesta del acuífero y la precipitación (figura 3.13 - a), sugieren que la producción de los recursos naturales puede estar más vinculada a la precipitación y al agua retenida en la vadosa. Sin embargo, el aumento de la conductividad capturado en la vadosa con el aumento del nivel freático (Andrade-Gómez *et al.*, - en revisión) y el ciclo anual del acuífero (figura 3.12) sugieren que éste podría generar cambios en los gradientes de humedad de los terrenos y de la disponibilidad de agua en la vadosa. Este estrecho vínculo entre la precipitación, el acuífero y la estructura de la vadosa puede ser el activador de los cambios en los microambientes y respuesta adaptativas de las especies que capturaron Rosado *et al.*, (2018), Cach-Pérez *et al.*, (2016), de la Rosa Manzano *et al.*, (2016), Rosa-Mendoza *et al.*, (2014) y Graham y Andrade, (2004); lo que denota la necesidad de estudios que esclarezcan la retención de agua en esta zona de la matriz y la labor de la vegetación en la retención/evapotranspiración. Un buen indicativo de la disponibilidad de agua puede ser la distribución estratificada de las Crasuláceas (Graham y Andrade, 2009), por lo que sería recomendable el desarrollo de estudios encaminados al esclarecimiento y la modelación de éstas especies con cambios en el nivel freático como indicativos de seguridad hídrica.

El menor nivel estático de agua registrado en el área de la Reserva Hidrogeológica (figura 3.2 – a), el aumento de la variación de las anomalías vinculada a la estructura de cada localización (figura 3.7, 3.11 y Tabla 3.3), la mayor conductividad registrada en cenotes y aguadas, el desfase con la precipitación (figura 3.12 y 3.13-a), y el modelo de estimación (figura 3.13-b), sugieren que el AC puede ser definido como un sistema fracturado con presencia de ríos subterráneos que redistribuye el agua en la región norte de la Península y hacia los laterales del cráter (Andrade-Gómez *et al.*, - en revisión; Perry *et al.*, 2009).

El monitoreo en las distintas estructuras definidas en la metodología bajo los criterios de selección de sitios es recomendado para poder hacer aproximaciones más ajustadas a la

realidad. Estos resultados ayudan al desarrollo de modelos del acuífero, en el esclarecimiento de su dinámica, funcionamiento y conectividad, en el desarrollo de medidas encaminadas al uso y gestión del agua en Yucatán, y hace un llamamiento a la necesidad del desarrollo de proyectos que analicen las redes de conectividad entre las estructuras superficiales y de estas con los recursos ambientales sobre los que se establece la sociedad.

3.5 CONCLUSIONES

Desde los resultados del modelo geo-espacial y espacio-temporal del nivel freático del AC se puede concluir:

1. La distribución espacial del nivel estático del agua muestra un descenso, máximo de -6 m en el área de la RHGNY, mostrando que puede ser un área altamente conductiva.
2. Considerando el aumento de la elevación registrado en el área de la RHGNY, es recomendable el empleo de un sistema de geodésico de alta resolución, sub-centímetro, para la comprobación del nivel y la corroboración de este resultado.
3. Las diferencias del modelo del nivel estático actual, con el modelo del nivel estático obtenido desde mediciones realizadas en 1990 (POETY, 1999), implican la necesidad de hacer un monitoreo con un mayor número de mediciones.
4. La respuesta en la covarianza entre las muestras de las series largas realizadas sobre cenotes profundos, muestra alta conductividad hidráulica de éstos, vinculada a las grandes fracturas y conductos que pueden estar generando ríos subterráneos que reciben y fomentan la difusión hacia otras áreas generando la recarga.
5. Por la similitud de la respuesta entre cenotes y aguadas, y la alta conductividad que éstas exponen en las imágenes de resistividad, se plantea que están conectadas con el acuífero, mostrando ser estructuras de alta conductividad en un acuífero altamente conectado a la intrusión marina y el efecto de mareas.

6. La similitud de la respuesta entre el sitio 1 y 17, el efecto de mareas en el sitio 17, y la presencia de intrusión salina detectada en la localización 1, sugieren que el AC es altamente vulnerable a la contaminación por salinización.
7. Por la longitud de las series temporales, la distribución espacial de los sitios y la alta variación entre sitios se recomienda que el monitoreo del AC sea planeado de manera que se tengan en cuenta los principios establecidos en la selección de sitios de manera continua. El monitoreo de la respuesta del acuífero basado sólo en cenotes altamente conductivos, no es representativo de AC.
8. Los patrones de variación en los nuestros sitios de medición y la conectividad de las aguadas al acuífero apoyan la necesidad de tener en cuenta las características estructurales observadas, como la presencia de fracturas, conductos y cuevas, así como la mayor concentración de estas estructuras, como indicadores de la conductividad y por tanto de la variación de la respuesta.
9. El retraso de la respuesta entre los cenotes con alta conductividad hidráulica, como son los sitios 4, 12, 13 y 14, sugiere que éstos, además, pueden estar interconectados, mostrando un ligero retraso en el sitio 14, la cual vincula los flujos del sur al norte, así como la redistribución de éstos a los laterales. La pronta respuesta, y similar variación, con un incremento más elevado en los sitios cercanos a la RHGNY 12, 13 y 14, vinculan el flujo que llega del sur hacia el cráter, redistribuyendo parte de éste hacia los laterales.
10. Por la vinculación de la vegetación con la precipitación, el posible almacenamiento de ésta en la vadosa y el bajo nivel del agua en la Reserva Geohidrológica, plantea que los sistemas de producción en el área pueden estar sometidos a un mayor estrés hídrico, y por tanto, pueden suponer un mayor costo energético/económico en los recursos y productos generados. Esto puede ser aplicado a bosques, cultivos, ganadería e industria.

Por los resultados obtenidos en el ciclo anual regional del AC, su correlación con la precipitación y el modelo de estimación de la recarga, se concluye que:

11. La respuesta estacional del acuífero se produce entre mayo y noviembre, más acusado a partir de agosto probablemente ocasionada por la llegada del flujo del sur.
12. El patrón de respuesta del acuífero ante la precipitación, en un mismo mes (tiempo 0), muestra ser no significativo, probablemente ocasionado por la alta conductividad.
13. El aumento del nivel del acuífero se presenta en respuesta de la precipitación, tanto en el área de estudio, como los alrededores, mostrando direcciones de flujo ligadas a la conductividad de la matriz y la elevación del terreno.
14. La covarianza registrada en el AC se encuentra correlacionada con la precipitación ocurrida entre 2-4 meses antes, lo que sugiere patrones de flujo con un mayor aporte desde el sur que del noreste por el aumento de la elevación del terreno en la parte central de misma.
15. Los modelos estadísticos son una potente herramienta en la modelización del acuífero, permiten tener en cuenta la heterogeneidad local y regional y permiten el desarrollo de modelos de hidrodinámica confiables.
16. Los modelos de regresión pueden capturar la dinámica del sistema frente a la precipitación con una correlación del 94 %.
17. Por la heterogeneidad, conectividad y el desfase con la precipitación es fundamental que el monitoreo del acuífero abarque áreas del centro y sur de la Península y que el monitoreo de la precipitación sea promovido en toda la península de Yucatán.

3.6 REFERENCIAS

Andrade-Gómez, L. (2012). Evaluación de modelos del CMIP5: simulación de patrones de circulación dominantes en el Atlántico Norte. Tesis. Universidad de Granada, España.

- Andrade-Gómez, L., M. Rebolledo-Vieyra, J.L. Andrade, P.Z. López, J. Estrada-Contreras (2019- en revisión). Karstic aquifer structure from geoelectrical modeling in the Ring of Sinkholes, Mexico. *Hidrogeology Journal*
- Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology journal*, 13(1), 148-160.
- Bauer-Gottwein, P., B.R. Gondwe, G. Charvet, L.E. Marín, M. Rebolledo-Vieyra y G. Merediz-Alonso (2011). Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 19(3), 507-524.
- Borghi, A., P. Renard, y S. Jenni (2012). A pseudo-genetic stochastic model to generate karstic networks. *Journal of Hydrology*. 414, 516-529.
- Box, T.M., M.A. White, y S.H. Barr (1994). A contingency model of new manufacturing firm performance. *Entrepreneurship Theory and Practice*, 18(2), 31-45.
- Cach-Pérez, M. J., J.L. Andrade, N. Chilpa-Galván, M. Tamayo-Chim, R. Orellana, y C. Reyes-García (2013). Climatic and structural factors influencing epiphytic bromeliad community assemblage along a gradient of water-limited environments in the Yucatan Peninsula, Mexico. *Tropical Conservation Science*, 6(2), 283-302.
- Cach-Pérez, M.J., J.L. Andrade, W. Cetzal-Ix, y Reyes-García (2016). Environmental influence on the inter-and intraspecific variation in the density and morphology of stomata and trichomes of epiphytic bromeliads of the Yucatan Peninsula. *Botanical Journal of the Linnean Society*, 181(3), 441-458.
- Chilpa-Galván, N., M. Tamayo-Chim, J.L. Andrade, y C. Reyes-García (2013). La profundidad del nivel freático puede influir en la disposición asimétrica de las bromelias epífitas en un bosque tropical seco. *Ecología de las plantas*, 214 (8), 1037-1048.
- De la Rosa-Manzano, E.D.L., J.L. Andrade, G. Zotz, y C. Reyes-García (2014). Respuestas fisiológicas a la sequía, de cinco especies de orquídeas epífitas, en

dos selvas secas de la península de Yucatán. *Botanical Sciences*, 92(4), 607-616.

Douglas, P.M., A.A. Demarest, M. Brenner y M.A. Canuto (2016). Impacts of climate change on the collapse of lowland Maya civilization. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44, 613-645.

Evans, N. P., T.K. Bauska, F. Gázquez-Sánchez, M. Brenner, J.H. Curtis, y D.A. Hodell (2018). Quantification of drought during the collapse of the classic Maya civilization. *Science*, 361(6401), 498-501.

Finch W.A. (1965). The karst landscape of Yucatan. PhD Dissertation. University of Illinois, Urbana, IL.

Gámiz-Fortis, S.R., M.J. Esteban-Parra y Y. Castro-Díez (2012). Advances in Streamflow Prediction: A Multimodel Statistical Approach for Application on Water Resources Management. In *Climate Models*. InTech.

Gámiz-Fortis, S.R., M.J. Esteban-Parra, R.M. Trigo, y Y. Castro-Díez (2010). Potential predictability of an Iberian river flow based on its relationship with previous winter global SST. *Journal of Hydrology*, 385(1-4), 143-149.

Gómez-Nicolás, M., M. Rebolledo-Vieyra, E. Canto-Lugo, R. Huerta-Quintanilla, y P. Ochoa-Sandoval (2017). Connectivity in a Karst System Using Electrical Resistivity Tomography and Network Theory. *Groundwater*. 56(5), 732-741.

Graham, E.A., y J.L. Andrade. (2004). Drought tolerance associated with vertical stratification of two co-occurring epiphytic bromeliads in a tropical dry forest. *American Journal of Botany*, 91(5), 699-706.

Hernández-Terrones, L., M. Rebolledo-Vieyra, M. Merino-Ibarra, M. Soto, A. Le-Cossec y E. Monroy-Ríos (2011). Groundwater pollution in a karstic region (NE Yucatan): baseline nutrient content and flux to coastal ecosystems. *Water, Air, & Soil Pollution*, 218(1-4), 517-528.

- Hernández-Terrones, L.M., K.A. Null, D. Ortega-Camacho, y A. Paytan (2015). Water quality assessment in the Mexican Caribbean: impacts on the coastal ecosystem. *Continental Shelf Research*, 102, 62-72.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, M.M. Morrissey, D.T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, ... J. Susskind (2001). Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *Journal of Hydrometeorology*, 2(1), 36–50.
- Huffman, G.J., y D.T. Bolvin (2013). Version 1.2 GPCP one-degree daily precipitation data set documentation.
- INEGI (2002). Instituto Nacional de Estadística y Geografía, Conjunto de datos vectoriales Geológicos, fallas y fracturas. Escala 1:1 000 000 (Continuo Nacional). <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reccat/geologia/infoescala.aspx>
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2013). Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 (CEM 3.0) Descargadas de <http://www.beta.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/>. Acceso: febrero 2015.
- Jolliffe, I.T., N.T. Trendafilov, y M. Uddin (2003). A modified principal component technique based on the LASSO. *Journal of computational and Graphical Statistics*, 12(3), 531-547.
- Kovacs, S.E., E.G. Reinhardt, M. Stastna, A. Coutino, C. Werner, S.V. Collins, ... y C. Le Maillot (2017). Hurricane Ingrid and Tropical Storm Hanna's effects on the salinity of the coastal aquifer, Quintana Roo, Mexico. *Journal of Hydrology*, 551, 703-714.
- Marín, L.E. (1990) Field Investigations and numerical simulation of groundwater flow in the karstic aquifer of northwestern Yucatan, Mexico, PhD Thesis, Northern Illinois University.
- Martinez, A., L. Hernández-Terrones, M. Rebolledo-Vieyra, y A. Paytan (2018). Impact of carbonate saturation on large Caribbean benthic foraminifera assemblages. *Biogeosciences*, 15(22).

- Nafarrate-Hecht, A.C., J.M. Dupuy-Rada, S.P. George-Chacon, y J.L. Hernández-Stefanoni (2018). Modelización y mapeo estacional del índice de área foliar en un bosque tropical seco usando imágenes de satélite de alta resolución. *Madera y Bosques*, 24(3).
- Palomino Lemus, R. (2015). Proyecciones de cambio climático para la precipitación en América tropical mediante técnicas de downscaling estadístico. PhD Tesis, Universidad de Granada, España
- Parise, M., F. Gabrovsek, G. Kaufmann, y N. Ravbar (2018). Recent advances in karst research: from theory to fieldwork and applications. Geological Society, London, Special Publications, 466, 466-26.
- Pérez-Ceballos, R., R.J. Pacheco-Ávila, J.I. Euán-Ávila, y H. Hernández-Arana (2012). Regionalization based on water chemistry and physicochemical traits in the ring of cenotes, Yucatán, México. *Journal of Cave and Karst Studies*, 74(1):90-102.
- Perry E, G. Velazquez-Oliman, y R.A. Socki (2002). Hydrogeology of the Yucatán Peninsula. In Holliday et al. (D) Sustainable Management of groundwater in Mexico. The national academies press Washington DC
- Perry E., A. Paytan, B. Pedersen, y G. Velazquez-Oliman (2009). Groundwater geochemistry of the Yucatan Peninsula, Mexico: constraints on stratigraphy and hydrogeology. *Journal of Hydrology* 367(1-2): 27-40.
- Perry, E., L. Marin, J. McClain, y G. Velazquez (1995). Ring of cenotes (sinkholes), northwest Yucatan, Mexico: its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater. *Geology*, 23(1), 17-20.
- POETY (2007) Programa de Ordenamiento Ecológico Territorial del Estado de Yucatán. Conjunto de datos vectoriales de cenotes (Program of Territorial Ecological Management of the State of Yucatan. Sinkhole vector data set). <http://bitacoraordenamiento.yucatan.gob.mx>. Accedido: enero 2015.
-

- Pope, K.O., A.C. Ocampo, G.L. Kinsland, y R. Smith. (1996). Surface expression of the Chicxulub crater. *Geology*, 24(6), 527-530.
- Preisendorfer, R.Ä.N.Ü. (1988). Principal component analysis in meteorology and oceanography. Elsevier Sci. Publ., 17, 425.
- Rebolledo-Vieyra M, J. Urrutia-Fucugauchi, y H. López-Loera (2010). Aeromagnetic anomalies and structural model of the Chicxulub multiring impact crater, Yucatan, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1): 85-195.
- Rosado-Calderón, AT, M. Tamayo-Chim, E. de la Barrera, I.M. Ramírez-Morillo, J.L. Andrade, O. Briones y C. Reyes-García (2018). High resilience to extreme climatic changes in the CAM epiphyte *Tillandsia utriculata* L.(Bromeliaceae). *Physiologia plantarum*.
- Schamm, K, M. Ziese, A. Becker, P. Finger, A. Meyer-Christoffer, B. Rudolf, y U. Schneider (2013). GPCC First Guess Daily Product at 1.0°: Near Real-Time First Guess daily Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges based on SYNOP Data.
- Schmitter-Soto J.J., E. Escobar-Briones, J. Alcocer, E. Suárez-Morales, M. Elías-Gutiérrez, y L.E. Marín (2002). Los cenotes de la península de Yucatán, en: *Lagos y presas de México*, de La Lanza, G. y J.L. García-Calderón (Eds) AGT. pp. 337–381.
- Valle-Levinson, A., I. Mariño-Tapia, C. Enriquez, y A.F. Waterhouse (2011). Tidal variability of salinity and velocity fields related to intense point-source submarine groundwater discharges into the coastal ocean. *Limnology and Oceanography*, 56(4), 1213-1224.
- Vera, I., I. Mariño-Tapia, y C. Enriquez (2012). Effects of drought and subtidal sea-level variability on salt intrusion in a coastal karst aquifer. *Marine and Freshwater Research*, 63(6), 485-493.

Vuilleumier, C., A. Borghi, P. Renard, D. Ottowitz, A. Schiller, R. Supper, y F. Cornaton. (2013). A method for the stochastic modeling of karstic systems accounting for geophysical data: an example of application in the region of Tulum, Yucatan Peninsula (Mexico). *Hydrogeology Journal*, 21(3), 529-544.

CAPÍTULO IV

DOWNSCALING DINÁMICO Y ESTADÍSTICO PARA LA PROYECCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN DURANTE EL SIGLO 21. PATRONES OCÉANO-ATMÓSFERA CON INFLUENCIA REGIONAL

RESUMEN

Las proyecciones de los modelos globales para finales de siglo 21 muestran una tendencia a la redistribución de los recursos hídricos con intensificación de las sequías y los eventos extremos. Una reducción en la precipitación regional podría generar una disminución en la recarga anual del Anillo de Cenotes (AC), especialmente en la época de secas, debido a su elevada conductividad. El objetivo de este capítulo es identificar cambios en la precipitación en a corto y largo plazo bajo el escenario de calentamiento RCP8.5 por dos modelos de *downscaling*: (1) el modelo regional de clima dinámico, RegCM4, basado en la estimación de la variación regional de la precipitación a partir de modelos climáticos globales y esquemas de la superficie y la capa límite planetaria y, (2) un modelo estadístico-SD construido a partir de patrones de variación de gran escala identificados en las áreas de teleconexiones climáticas con influencia en la precipitación regional (SD-SM50). El SD-SM50 fue construido con el método de regresión por componentes principales y selección multi-paso a partir de patrones de variación capturados por el análisis de componentes principales en las áreas con teleconexiones que presentan influencia en la Península, y evaluado, junto con la estimación del RegCM4, ante la precipitación de bases de datos observacionales previo a la proyección de la precipitación para final del siglo 21. Los resultados de la evaluación con datos observados (1971-2000) mostraron que ambos modelos tienden a reproducir las series temporales de precipitación con cierta tendencia a sobreestimar el mes de agosto por el RegCM4 y, en julio por el SD-SM50, por lo que el periodo estival de verano tiende a ser simulado por el RegCM4 siendo este sobreestimado en el SD-SM50. La precipitación estimada a corto y largo plazo mostró una tendencia a la reducción de la misma respecto al periodo de referencia (1971-2000), más intensa hacia el norte, costa este y oeste. La reducción estimada de la precipitación puede llegar a -65 mm/mes en los meses del periodo húmedo para finales de siglo. Los cambios estimados y la vulnerabilidad del acuífero a los periodos de sequía, podría suponer un gran impacto sobre los ecosistemas terrestres y costeros, y por tanto para la sociedad al norte de Yucatán.

4.1 INTRODUCCIÓN

La precipitación es un componente crucial del ciclo del agua (Eltahir y Bras, 1996; Trenberth *et al.*, 2003), es una de las variables que tiene una mayor asociación con la circulación atmosférica en los estudios meteorológicos y climáticos (Sun *et al.*, 2018; Kidd y Huffman, 2011) y es la componente de mayor importancia para la integración del agua de los sistemas hídricos (Gámiz-Fortis *et al.*, 2012). Las estimaciones climáticas sugieren cambios significativos en el ciclo hidrológico para finales de siglo (Stocker *et al.*, 2013). En ellas se identifican cambios en los patrones atmosféricos y tendencia a la intensificación de las sequías, en regiones secas, y de la humedad, en regiones húmedas (IPCC, 2014). En Yucatán, una reducción de la precipitación o en la recarga del acuífero en el Anillo de Cenotes (AC) puede tener impactos muy significativos como por ejemplo el descenso del nivel freático (Cap. – 3), cambios en los periodos de producción en los ecosistemas (Nafarret-Hecht *et al.*, 2018; Hernández-Terrones *et al.*, 2015; Martínez-Natarén *et al.*, 2014; Duran y Méndez 2010; Andrade *et al.*, 2007), cambios en sociedad, por la necesidad de adaptación a los recursos disponibles (Douglas *et al.*, 2016; Medina Elizalde y Rohling, 2012) y afectar negativamente a la biodiversidad de los ecosistemas acuáticos y terrestres (Pimentel *et al.*, 1997; Postel *et al.*, 1996).

En la península de Yucatán, la precipitación presenta una alta diversidad climática vinculada a la variabilidad de la precipitación, con un gradiente que aumenta hacia el suroeste (Orellana *et al.*, 2009). La precipitación es modulada por procesos locales y de gran escala que definen la entrada de humedad (Romero-Centeno *et al.*, 2016; Wang y Enfield, 2001; Giannini *et al.*, 2000; Cavazos, 1997). El periodo de lluvias presenta una canícula, o periodo estival de verano vinculada a la convergencia de vientos y el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés). La canícula se intensifica por el desplazamiento de la ITCZ hacia el norte (Giannini *et al.* 2000) y disminuye con albercas de calentamiento más grandes en el Golfo de México y el Caribe, donde se produce la evaporación (Wang y Enfield, 2008). La Oscilación del Atlántico Norte (NAO) en contraposición al patrón de variación del Niño-Oscilación Sur (ENSO; Giannini *et al.*, 2000), permite la entrada de humedad con los vientos del este de las albercas de calentamiento del océano (Wang y Enfield 2008; 2001). Las lluvias llegan

a categorías de tormentas tropicales o huracanes en los años más cálidos de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés) (Romero-Centeno *et al.*, 2016; Lluch-Cota *et al.*, 2010), en parte inducidos por el transporte de humedad originado desde las albercas de calentamiento (Wang y Enfield, 2008; 2001).

Aunque los modelos climáticos globales (GCM, por sus siglas en inglés), requeridos en estudios del clima, reproducen algunos aspectos básicos de la circulación sobre Centroamérica, su baja resolución no permiten capturar el efecto las características regionales como la orografía o la costa (Magaña y Caetano, 2005), y por tanto, no simulan la variación de la precipitación regional (Stocker *et al.*, 2013). La reducción de escala, o *downscaling* climático, puede hacerse con modelos dinámicos regionales, con modelos estadísticos, o con modelos híbridos (una combinación de ambos). Las estimaciones pueden diferir en base al algoritmo empleado en los distintos enfoques (Nikulin *et al.*, 2018; Tang *et al.*, 2016), por lo que para la evaluación del cambio climático sobre recursos hídricos es recomendable la evaluación de distintos modelos regionales. En la región de México y Centroamérica el modelo de *downscaling* dinámico, RegCM4 (Fuentes-Franco *et al.*, 2014a; Giorgi *et al.*, 2012), y estadístico, SD (Palomino-Lemus *et al.*, 2017; 2015), simulan la variabilidad de la precipitación; el primero, configurado con base a la resolución de ecuaciones de transferencia sobre parámetros regionales, y el segundo, a partir de patrones globales de circulación.

En este capítulo se persiguió el objetivo de evaluar los cambios proyectados en la precipitación con dos modelos de *downscaling* climático durante el siglo 21 bajo el escenario de máximo calentamiento, RCP8.5. Para ello se propuso: (1) Identificar los patrones de gran escala con influencia en la precipitación de la Península, (2) Construir un modelo de *downscaling* estadístico a partir de patrones de variación de la atmósfera a gran escala con influencia en la precipitación de la Península (SD-SM50), (3) Evaluar la estimación de la precipitación espacio-temporal del modelo SD-SM50 y la proporcionada por el modelo de *downscaling* dinámico RegCM4 ante bases de datos observacionales en el periodo de referencia (1971-2000) y, (4) evaluar los cambios de la precipitación estimada por el modelo dinámico, RegCM4, y estadístico, SD-SM50, a corto (2006 – 2035) y largo plazo (2071 – 2099).

4.2 DATOS Y METODOLOGIA

4.2.1 Área de estudio

Los índices de teleconexión, como El Niño-Oscilación Sur (ENSO) o la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), pueden utilizarse como predictores de la precipitación (Córdoba-Machado *et al.*, 2016; Gámiz-Fortis *et al.*, 2011; Cavazos, 1997), de índices de vegetación (Gong y Shi, 2003) y de cambios en los ecosistemas terrestres y marinos (Van Leeuwen *et al.*, 2013). Las teleconexiones modulan la temperatura y la precipitación de distintas áreas del planeta permitiendo o restringiendo la entrada de lluvia y humedad. Las áreas que se seleccionaron para representar los índices de teleconexión climática investigados y la precipitación de la Península analizada se muestran en el mapa de la figura 4.1. Las áreas se presentan sobre el patrón promedio de la presión del aire superficial del periodo 1950-2010.

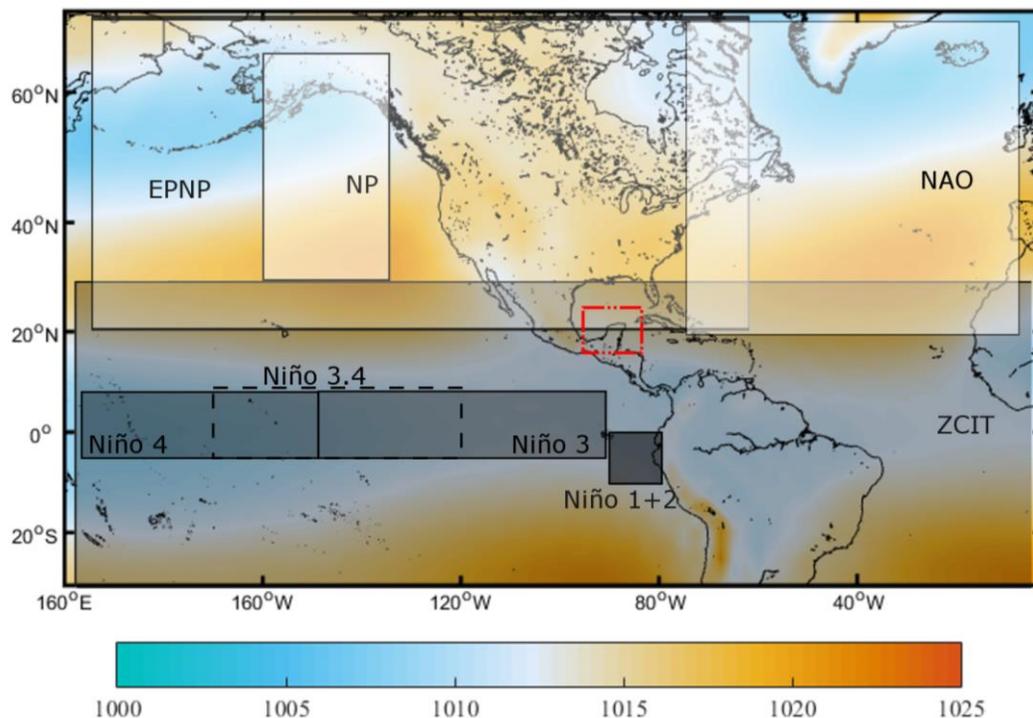


Figura 4.1 Mapa de localización de la Península de Yucatán delineada con rojo entre las regiones asociadas a las teleconexiones climáticas investigadas (ver Tabla 4.1). El color de fondo representa la presión media a nivel del mar en hectopascales (hPa) en el periodo 1950 – 2010.

Para investigar la influencia del ENSO en el clima regional existen varios índices basados en la presión del aire a nivel del mar y en temperaturas superficiales del océano. En este estudio se incluyeron el índice multi-variante del ENSO (MEI) y otros cuatro índices del ENSO [Niño-1+2, Niño-3.4, Niño-3, Niño-4]. Con el fin de explorar la influencia que las anomalías registradas en otras áreas del planeta pueden tener en la hidrología regional, se seleccionaron otros tres índices de teleconexión incluyendo la NAO, la Oscilación Pacífico Este/Norte (EPNP) y el índice del Pacífico Norte (NP) (figura 4.1). La oscilación de las anomalías en el Pacífico Norte tienen una variabilidad interanual e interdecadal con una correlación lineal con la circulación de Hadley y las corrientes divergentes en la sección 10-30N (Zhou *et al.*, 2008), por lo que el EPNP y el NP podrían estar correlacionados con la precipitación de Yucatán. Las abreviaciones y acrónimos de estos y su referencias son presentados en el Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Abreviaciones y acrónimos para ocho índices climáticos incluyendo cinco índices relacionados con el ENSO y tres teleconexiones climáticas.

No.	Índice climático	Referencia
ENSO - índices relacionados		
1	Niño-1+2	Wolter y Timlin,1998
2	Niño-3	Wolter y Timlin,1998
3	Niño-4	Wolter y Timlin,1998
4	Niño-3.4	Trenberth, 1997
5	Multivariate ENSO (MEI)	Wolter y Timlin,1998
Índices de teleconexión		
6	Oscilación del Atlántico Norte (NAO)	Hurrell, 1995
7	Oscilación Pacífico Este/Norte (EPNP)	Bell y Janowiak 1995
8	Patrón del Pacífico Norte (NP)	Trenberth y Hurrell 1994

4.2.2 Bases de datos

Los registros de precipitaciones precisos son cruciales para la gestión de los recursos hídricos y naturales (Jiang *et al.*, 2012), la evaluación de cambios en clima y de modelos de estimación de la varianza de la misma. La fiabilidad de los conjuntos de datos de precipitación está limitada principalmente por el número y la cobertura espacial de las estaciones de superficie observacionales, los algoritmos de satélite y los modelos de asimilación de datos (Sun *et al.*, 2018). Entre las bases de datos de la precipitación observacional con cobertura espacial, la base de datos del GPCP es una de las más

completa, construida con datos de más de 70,000 estaciones meteorológicas (Sun *et al.*, 2018; Palomino-Lemus *et al.*, 2017). Las series temporales de la precipitación mensual acumulada empleada en este capítulo son las proporcionadas por el Centro Climático y Precipitación Global (GPCC, por sus siglas en inglés; Schneider *et al.*, 2018) con una resolución 0.5°x0.5°. La precipitación de GPCC, cercana a la estación de Celestún, tiene una correlación de 0.91 con la precipitación medida de la estación autonómica de Celestún. La precipitación de la estación de Celestún fue proporcionada por la Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA).

La presión atmosférica a nivel del mar (SLP, por sus siglas en inglés) muestra los cambios en la presión en la atmósfera ocasionados como resultado del calentamiento en distintas partes de la superficie, la convergencia de los vientos, la humedad contenida, la temperatura en superficie y las corrientes oceánicas. En la sección de datos sólo se listan las bases de datos: del conjunto de datos de re-análisis con la presión atmosférica proporcionado por el Centro Nacional de Predicción Medioambiental y de Investigación de la Atmósfera (NCEP/NCAR, por sus siglas en inglés) (<http://wesley.wvb.noaa.gov/Reanalysis.html>) y el conjunto de datos de presión atmosférica simulado por el Modelo del Sistema Global del Instituto Max-Planck (MPI-ES) con una resolución mixta en la configuración Océano-Atmósfera (MR) (MPI-ESM-MR) en el escenario de mayor calentamiento, RCP8.5. Los cambios en la presión, representados por varios índices de teleconexión (Tabla 4.1), pueden capturar las variaciones de gran escala. A partir de estas bases de datos es seleccionada la matriz de datos en los periodos del modelo histórico (1950 – 2010), y de estimación de la precipitación (2005 – 2035) y (2071 – 2099).

La base de datos con los índices de teleconexión que pueden presentar influencia sobre precipitación regional, está compuesta por ocho índices de teleconexión climática (figura 4.1 y Tabla 4.1). Los conjuntos de datos de todos ellos son los proporcionados por el Centro de Predicción Climática de la Administración Nacional Océano Atmósfera (CPC-NOAA; <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>). Los conjuntos de datos de las teleconexiones se presentan en valores mensuales con excepción del EPNP, solo disponible para los meses de enero a noviembre. Por consiguiente, estos

meses no son tenidos en cuenta en el estudio de la influencia de este índice en la precipitación de Yucatán, definiendo la estación seca por los valores del índice el EPNP entre enero y abril. Las correlaciones de las teleconexiones climáticas con la precipitación de la Península fueron calculadas con el conjunto de datos GPCC en el periodo 1950 – 2005.

La precipitación estimada por el modelo dinámico es la correspondiente al modelo RegCM4, forzado con el modelo global MPI-ESM-MR en el dominio CORDEX CAM-44, correspondiente al sureste Mexicano (Fuentes-Franco *et al.*, 2014a, 2014b). El RegCM4 emplea esquemas de superficie terrestre, capa límite planetaria y flujo aire-mar (ver Giorgi *et al.*, 2012) con la capa límite planetaria configurada con los esquemas de convección mixta de los océanos y la tierra, y un sistema radiativo mejorado (Fuentes-Franco *et al.*, 2014a; 2014b). Las estimaciones empleadas son las proporcionadas por la Coordinación de los Experimentos Regionales de Reducción de Escala Climática y Programa de Investigaciones Climáticas Globales (WCRP-CORDEX). Los periodos empleados son el periodo histórico (1971-2000) y la precipitación estimada a corto (2005-2035) y largo plazo (2071-2099) bajo el escenario RCP8.5. Las bases de datos presentan una resolución original de $0.4^{\circ} \times 0.4^{\circ}$ desde las que se seleccionan el área de la Península.

4.2.3 Metodología

El modelo de reducción de escala estadístico (SD-SM50) es implementado para la estimación de la precipitación en la Península de Yucatán utilizando patrones atmosféricos de teleconexiones climáticas con correlación significativa con la precipitación regional. La base de datos de las teleconexiones climáticas es correlacionada con la precipitación regional proporcionada por el GPCC en el periodo histórico (1950-2010). Las áreas de influencia con correlación significativas con la precipitación son calculadas con un 95 % de confianza aplicando el test-t a la correlación mensual y con los meses del periodo húmedo (mayo-octubre) y seco (noviembre – abril).

Los patrones de variación espacial de los índices con correlación significativa se extraen de un análisis de componentes principales (PCA) en modo S (nxp) (Preisendorfer, 1988). La matriz empleada es la de covarianzas de las anomalías de presión a nivel del mar (SLP). Los patrones se representan por las componentes principales (PC) asociadas a

cada función empírica ortogonal (EOF, por sus siglas en inglés) resultado del PCA. Las bases de datos de presión atmosférica empleadas son las de reanálisis, NCEP/NCAR, y las estimadas por el modelo global del clima MPI-ESM-MR en el periodo histórico (1950 – 2000), en el periodo a corto plazo (2006 – 2035) y a largo plazo (2071 – 2099), previamente validado con la base de datos observacional. Los patrones de variación se evalúan por la correlación lineal y significancia estadística que las PCs presentan con las teleconexiones y con la precipitación de la Península en el periodo 1950 – 1993, de calibración del modelo. Más detalle de las ecuaciones matemáticas se presenta en el Capítulo III de correlación lineal y PCA.

La precipitación es obtenida por Regresión por Componentes Principales (RPC) (Palomino-Lemus *et al.*, 2015) con selección de PC con correlación significativa para cada localización de la Península. Este método realiza una regresión multi-lineal de los valores de respuesta en el vector y ($y_1 \dots y_i$) sobre los términos predictivos de X en la matriz ($n \times p$), siendo y la precipitación y X las PC. El modelo de regresión con los coeficientes para las PCs seleccionadas es calculado por un modelo de ajuste progresivo multi-lineal con selección multi-paso de las PCs que presentan un p-valor menor al 0.05 hacia delante y hacia atrás. Esto con el objetivo de evitar la multi-colinealidad y seleccionar el mejor subconjunto de predictores (Argüeso *et al.*, 2011). La precipitación, $y_{(i,t)}$, es calculada de este modo con la siguiente ecuación.

$$y_{(i,t)} = a_i + \sum_{j=1}^{j=10} b_{ij} \cdot PC_{ij}$$

donde y es la precipitación, a_i es el intercepto y $b_{ij} \cdot PC_{ij}$, son los coeficientes ajustados a las PC seleccionadas en el modelo entre las 10 primeras PCs. La ecuación es aplicada en el periodo de calibración (1950 – 1993), donde se obtiene la ecuación de ajuste del modelo, y el de validación (1994 – 2005), con el modelo de precipitación calculado sobre las PC del periodo obtenidas con la proyección de las SLP de este periodo en las EOFs del periodo de calibración. La ecuación para el modelo final para la estimación de la precipitación es re-calibrado en el periodo 1950 – 2000 y proyectado sobre la presión simulada por el modelo MPI-ESM-MR en el periodo a corto y largo plazo. El modelo global MPI presenta un buen ajuste en la simulación de la presión en la superficie en el presente (Palomino-Lemus *et al.*, 2015a).

La estimación de la precipitación por los modelos regionales del clima SD-SM50 y RegCM4 es evaluada espacio-temporalmente con respecto a la precipitación estimada por los modelos en la Península en el periodo de referencia. A partir de las estimaciones realizadas por cada modelo se presenta la distribución espacial de las medias del periodo de referencia (1971–2000) y el ciclo anual obtenido a partir de las medias mensuales simuladas por estos. Para la evaluación se presentan las anomalías calculadas por las diferencias entre las medias estimadas en un periodo a corto (2006 – 2035) y largo plazo (2071 – 2099) y en el ciclo anual, respecto a la precipitación proyectada en el periodo de referencia. Las zonas con diferencias significativas son calculadas con un nivel de confianza del 95 % con aplicación del test-t.

4.3 RESULTADOS

4.3.1 Modelo-SD a partir de los patrones atmosféricos dominantes en la península de Yucatán: SD-SM50

4.3.1.1 Correlación espacio-temporal entre las teleconexiones climáticas y la precipitación de la PY

La precipitación se correlacionó significativamente con los índices en todos los meses del periodo, en los meses del periodo húmedo y en los del periodo seco (figura 4.2 - a, b y c). Los resultados indicaron que la intensificación de los índices en el Pacífico Sur tiende a generar años más secos, y la intensificación en el Pacífico Norte, años más húmedos. Aunque todos los índices presentan correlación significativa en algún periodo en una región determinada, la mayor similitud es obtenida con los índices del Niño-Oscilación Sur (ENSO), Niño 1+2 y Niño-3, y el índice del Pacífico Norte (NP). Estos se correlacionaron con la precipitación de toda la península de Yucatán con valores del orden -0.70, -0.35 y 0.70 respectivamente, para todo el periodo.

En los meses del periodo seco (noviembre-abril) todas las teleconexiones excepto el NP, tienden a generar periodos más húmedos (figura 4.2 – b). La mayor influencia se obtiene hacia el noreste de la Península con un 0.70 de correlación para los índices del ENSO. Los patrones del Pacífico y Atlántico Norte parecen influir en menor proporción con valores de correlación del orden de 0.3-0.4 para la NAO y el EPNP, respectivamente.

En los meses del periodo húmedo (figura 4.2 – c), la precipitación se correlaciona en mayor medida con el Niño-4, el Niño-3.4 y el MEI. Un aumento de eventos positivos (años Niño) en estas teleconexiones tienden a producir periodos húmedos más secos. La mayor correlación se registra en la costa norte y costa este, mostrando menor precipitación en este periodo con la intensificación de los índices en sus fases positivas.

Esto significa que la lluvia se intensifica con los eventos Niña y que la canícula se debilita en años Niña y se intensifica durante El Niño. En los años Niña el NP es más positivo y se produce el aumento de lluvias y si el NP está en su fase negativa daría lugar a menos precipitación.

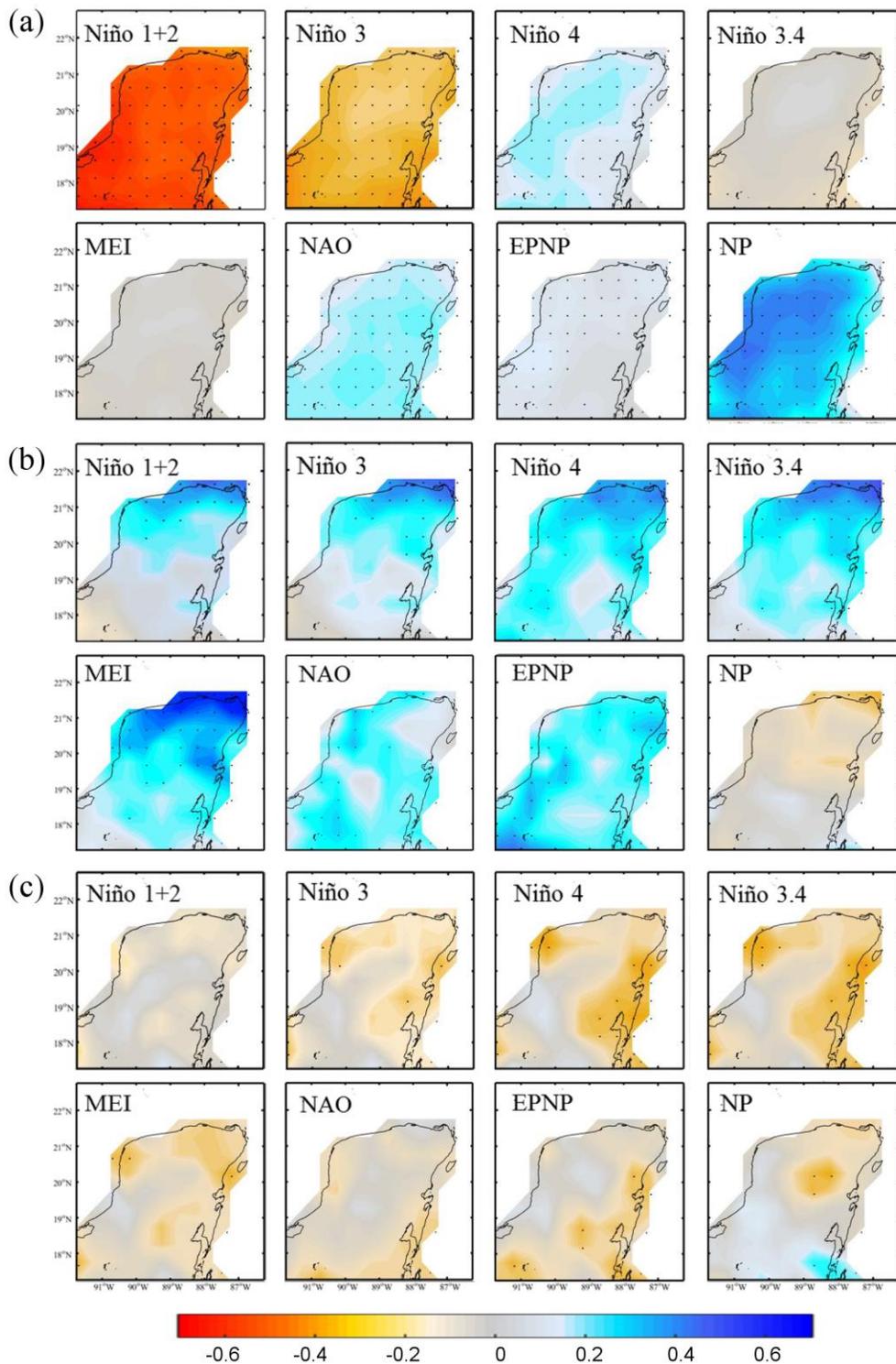


Figura 4.2 Correlación de los índices climáticos con la precipitación del GPCC en la Península en el periodo 1950 – 2010 con las áreas con correlación significativa marcada con puntos. La correlación se muestran para: (a) meses del periodo, (b) meses del periodo seco (noviembre-abril), y (c) meses del periodo húmedo (mayo-octubre).

4.3.1.2 Captura de patrones de variación de la atmósfera vinculados a la precipitación de Yucatán en las áreas de influencia de las teleconexiones analizadas

Los resultados del análisis de componentes principales (PCA), y de la correlación de los patrones de variación capturados en las PC con las teleconexiones analizadas y con la precipitación de la Península se muestran en la figura 4.3, Tabla 4.2 y figura 4.4 respectivamente. El PCA realizado sobre las SLP mensuales con los datos de reanálisis del NCEP en el periodo de calibración (1950 - 1993) muestra que las 10 primeras PC obtienen ~ 85 % de la variación de la SLP (figura 4.3) y que la primera PC, con casi el 40 % de la varianza, está vinculada con una correlación de 0.68 al patrón del NP (figura 4.3 y Tabla 4.2).

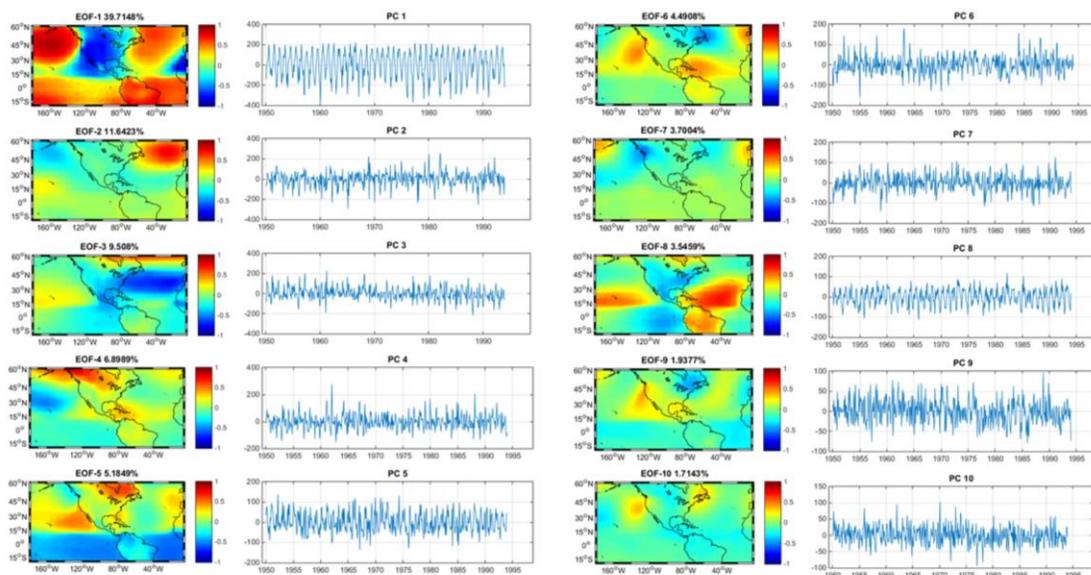


Figura 4.3 Factores de carga de las EOF representadas en mapas con los patrones de variación capturados por cada PC ordenados de mayor a menor varianza asociada.

Todas las teleconexiones se correlacionan con los patrones de variación capturados en las PCs 1, 3, 4, 5 y 8 excepto el índice del MEI y la NAO, los cuales tienden a mostrar un aumento de la precipitación el periodo seco (figura 4.2). La variación de la presión atmosférica del Atlántico es capturada en la PC – 1, 2, 3 y 8, donde se captura un patrón con los factores de carga vinculados a la variación por encima de los 45° N (PC2), uno de competencia entre el Atlántico y el Pacífico (PC3), vinculado con el Niño 1+2, con 10 %

de la varianza atmosférica, y un patrón de variación entre el Pacífico y el Atlántico entre 0-30° N (figura 4.3).

En la PC1, con un 40 % de la varianza de la SLP explicada, se muestra un valor de correlación de 0.68 con el índice NP (Tabla 4.2). Esto indica una mayor varianza en el periodo histórico (1950-2010) asociada a esta teleconexión climática. Este patrón climático tiende a generar un aumento de la precipitación en toda la Península en su fase positiva (figura 4.2-a). El patrón capturado en la PC1 también se encuentra vinculado, con un valor de correlación de 0.35, con el EPNP, correlacionado con la precipitación de la época seca; con un valor de -0.32 con el índice del Niño 3.4, correlacionado con la precipitación en la época seca y húmeda, y en menor medida, con los índices del Niño 4 y el Niño 3, vinculados a la precipitación estacional y mensual en toda la región (figura 4.2). Esta componente principal presenta una correlación significativa con la precipitación de la Península cercana al 0.70 (figura 4.4), siendo un potencial predictor de esta variable.

Tabla 4.2 Correlación lineal de las PC con las teleconexiones climáticas

	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7	PC8	PC9	PC10
Niño-1+2	0.07	0.09	0.22	0.19	0.32	0.03	-0.18	0.45	-0.11	0.00
Niño-3	0.24	0.14	0.13	0.06	0.09	-0.02	-0.11	0.27	-0.03	-0.02
Niño-4	0.21	0.16	0.01	-0.08	-0.13	-0.06	-0.01	0.01	0.07	-0.05
Niño-3.4	-0.32	-0.01	0.16	0.29	0.44	0.10	-0.16	0.45	-0.15	0.00
MEI	0.03	0.08	-0.04	-0.03	0.00	-0.02	-0.01	0.02	0.03	-0.07
NAO	0.09	0.05	-0.04	-0.08	-0.14	-0.01	-0.08	-0.02	0.08	0.04
EPNP	0.35	0.04	0.11	0.05	-0.08	-0.09	-0.03	0.14	0.08	0.00
NP	0.68	0.05	0.08	-0.10	-0.16	-0.04	-0.07	0.13	0.00	0.00

El Niño 1+2, es capturado en las PC-3, 5 y 8, con ~ 25% de la varianza de la SLP de la atmósfera de estas PC asociada a esta teleconexión (figura 4.3). En la PC-3, se captura un dipolo entre la región del Pacífico y el Atlántico con signo opuesto asociado a esta teleconexión (Tabla 4.2), con un valor de correlación con la precipitación cercano a -0.2 en el norte y sur de la Península (figura 4.4). La PC5, con un 5 % de la varianza de la muestra (figura 4.3), se encuentra vinculada al Niño 1+2 y Niño 3.4 con un valor de

correlación de 0.32 y 0.44 respectivamente (Tabla 4.2) y obtiene una correlación significativa con la precipitación en toda la Península con valor del orden de -0.4.

La PC8, con casi el 4 % de la varianza de la muestra agrupada, muestra un dipolo con los factores de carga asociados al Atlántico tropical y el Pacífico (figura 4.3). Esta PC, además de tener un valor de correlación de 0.45 con el Niño 1+2 y el Niño 3.4, también presenta una correlación de 0.27 con el Niño 3 (Tabla 4.2), y obtiene una correlación con la precipitación de la Península que aumenta hacia el sur de entre -0.2 y -0.3 (figura 4.4).

Los patrones de variación que no están correlacionados con ninguna de las teleconexiones seleccionadas, son los obtenidos en la PC-2, 6, 7, 9 y 10 (Tabla 4.2). Estos muestran patrones de variación que pueden estar vinculados a otros índices de teleconexión o a patrones más regionales de variación. Por ejemplo, la PC2, con un 12 % de la varianza de la SLP, muestra un patrón de variación vinculado al Atlántico norte entre 40 y 60° N (figura 4.3) que no se correlaciona con la NAO (Tabla 4.2), probablemente debido a que la NAO es mejor capturada en invierno. Sin embargo, esta PC obtiene una corrección significativa con la precipitación en la costa norte de la Península con un valor de correlación cercano a cero (figura 4.4).

La PC6 muestra un tri-polo con dos cargas positivas y una negativa (figura 4.3) con un 5 % de la variación de la SLP en el área del Golfo de México, Caribe y el Atlántico a 25° N y los patrones de variación de las áreas costeras de América en el Pacífico y el Atlántico por encima de 35° N. La correlación de este patrón con la precipitación es significativa con una correlación ~0.20 (figura 4.4). Al igual que el patrón de variación de la PC-6, la PC-9 presenta correlación significativa ~0.30 con la precipitación en toda la Península (figura 4.4).

Los patrones de variación con menor porcentaje de la varianza de la muestra se asocian con la precipitación de la Península con un valor de correlación significativo entre 0.3 y 0.7, por lo que pueden estar asociados a la variación espacio-temporal por otros índices o patrones regionales.

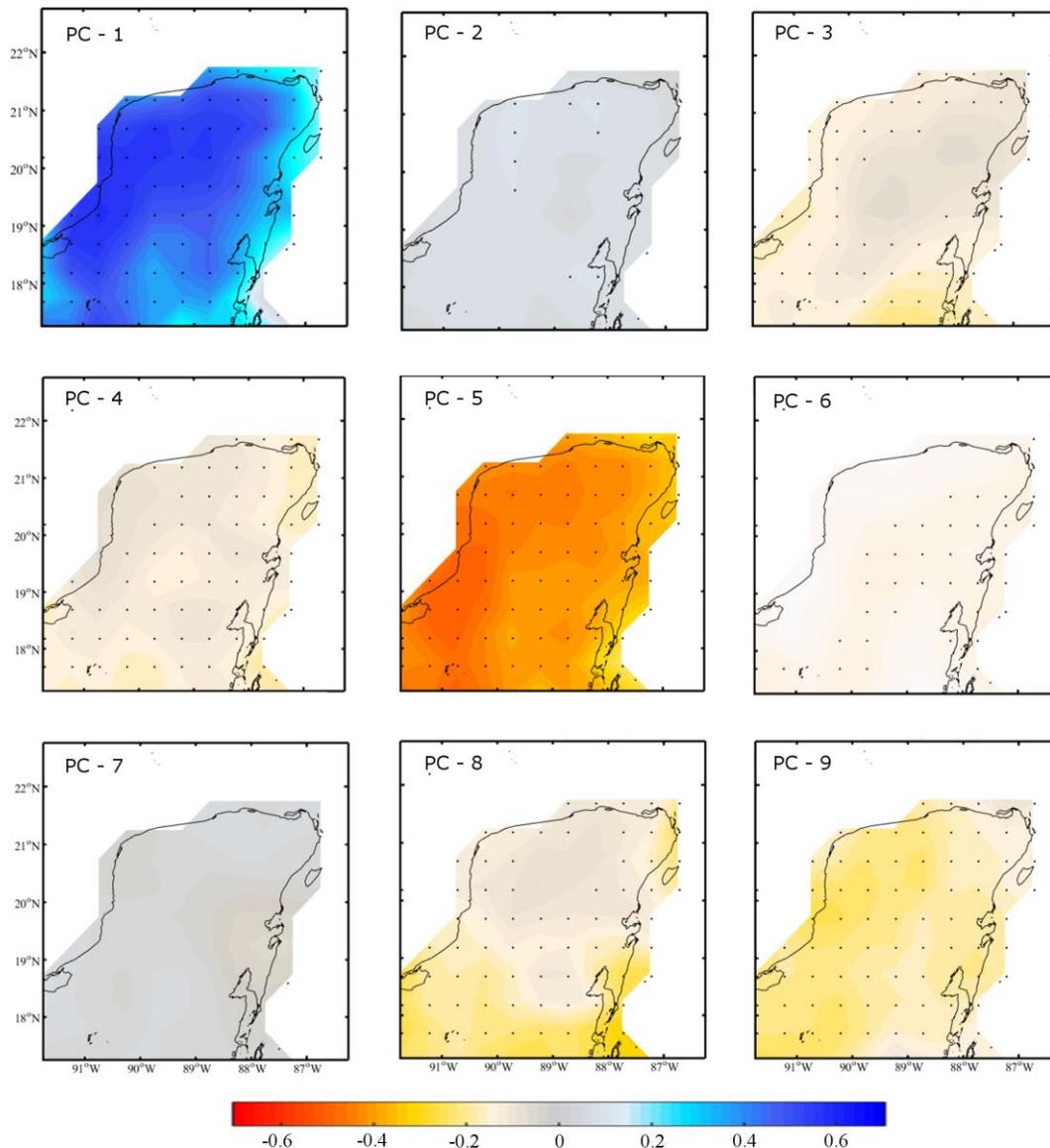


Figura 4.4 Correlación de los patrones de variación capturados en las PC para el área del Pacífico y el Atlántico con la precipitación en la Península en el periodo de calibración 1950 – 1993. Las zonas con correlación significativa con un 95 % de confianza son marcadas con puntos.

4.3.1.3 Calibración del modelo

El modelo SD-SM50 construido por regresión por componentes principales (PCR), fue calibrado (1950-1993), validado (1994-2005) y re-calibrado (1950-2005) en base a las PCs obtenidas en los distintos periodos (figura 4.5). En general, el modelo SD-SM50 genera una buena estimación de la precipitación media del GPCP para la península de

Yucatán, con un coeficiente de determinación de 0.79. La precipitación estimada por el SD-SM50 simula la variación inter- e intra-anual con una tendencia a subestimar los eventos de mayor precipitación en algunos años.

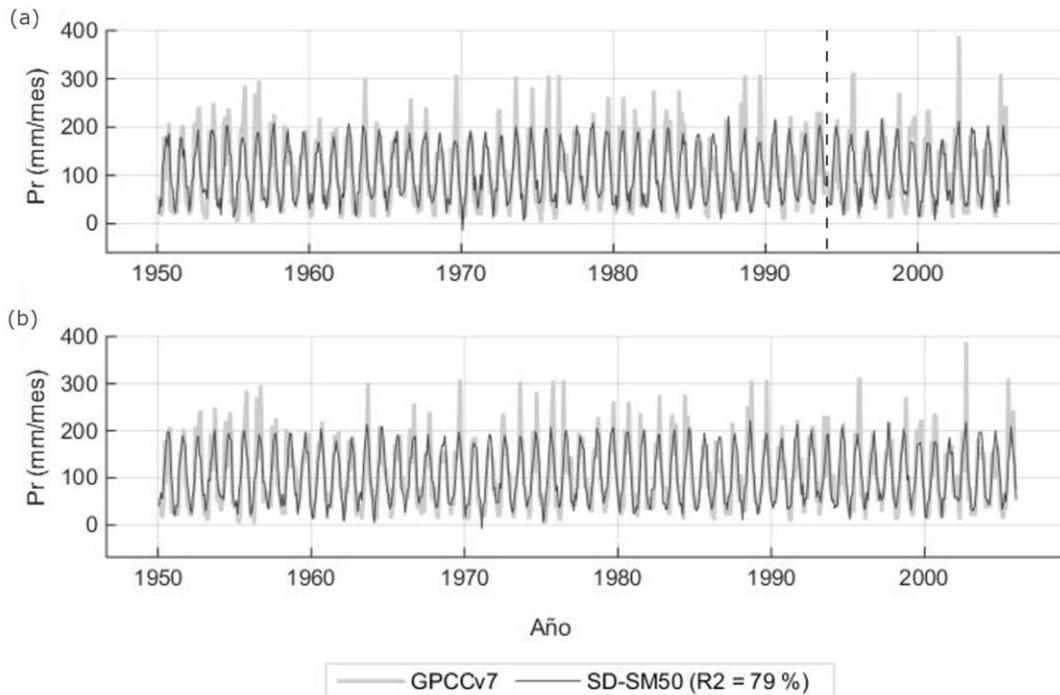


Figura 4.5 Precipitación observada y predicha por el SD-SM50 en: (a) el periodo de calibración (1950-1993) y validación (1994-2005) y, (b) re-calibración (1950-2004).

4.3.2 Evaluación de la precipitación estimada con *downscaling* dinámico y estadístico

La distribución espacial de la precipitación observada del GPCC en el periodo de referencia (1971 – 2000) muestra una precipitación promedio <100 mm/mes en el área norte, con un aumento hacia las costas del Caribe y el sur de la Península cercano a 200 mm/mes y un gradiente oeste-este (figura 4.6). La variación espacial fue capturada en la precipitación simulada con *downscaling* dinámico (RegCM4), con un aumento de 250 mm/mes hacia el sureste, y con estadístico (SD-SM50). En las simulaciones con los dos *downscaling* se observa un gradiente más bien norte-sur, por lo que la variabilidad espacial parece ser capturada solo en parte por los modelos.

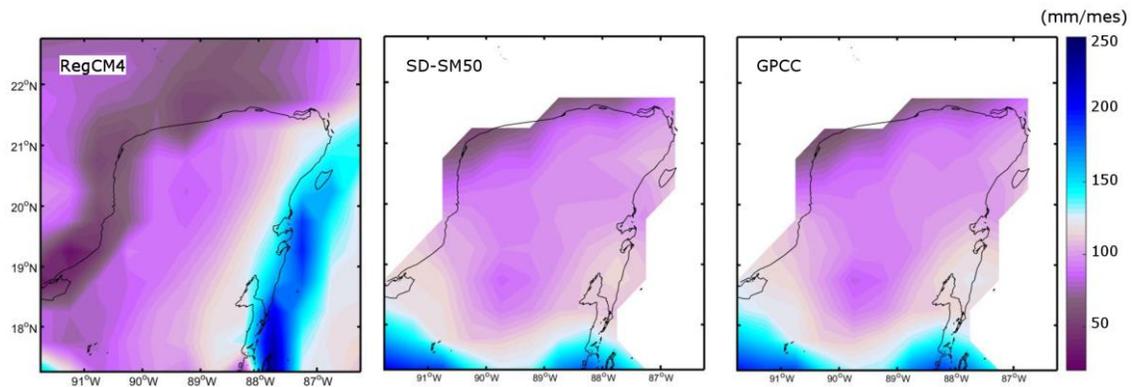


Figura 4.6 Precipitación estimada por los modelos regionales RegCM4, SD-SM50 y la precipitación observada del GPCCC en el periodo de referencia (1971-2000).

Las diferencias espaciales muestran una tendencia del RegCM4 y el SD-SM50 a sobreestimar y subestimar la precipitación media en la costa sureste y suroeste sin que éstas sean significativas (figura 4.7). El rango de las diferencias es más amplio en el RegCM4, ± 120 mm/mes por las diferencias registradas en las zonas costeras del sur, sin embargo, el modelo produce una buena simulación, con diferencias cercanas a cero en todo el área centro y norte de la Península (figura 4.7-a). El SD-SM50 tiende a subestimar la precipitación con un orden de magnitud menor, ± 20 mm/mes, con una tendencia a subestimar la precipitación en la costa sur y a sobreestimarla en el noreste de la Península (Figura 4.7-b).

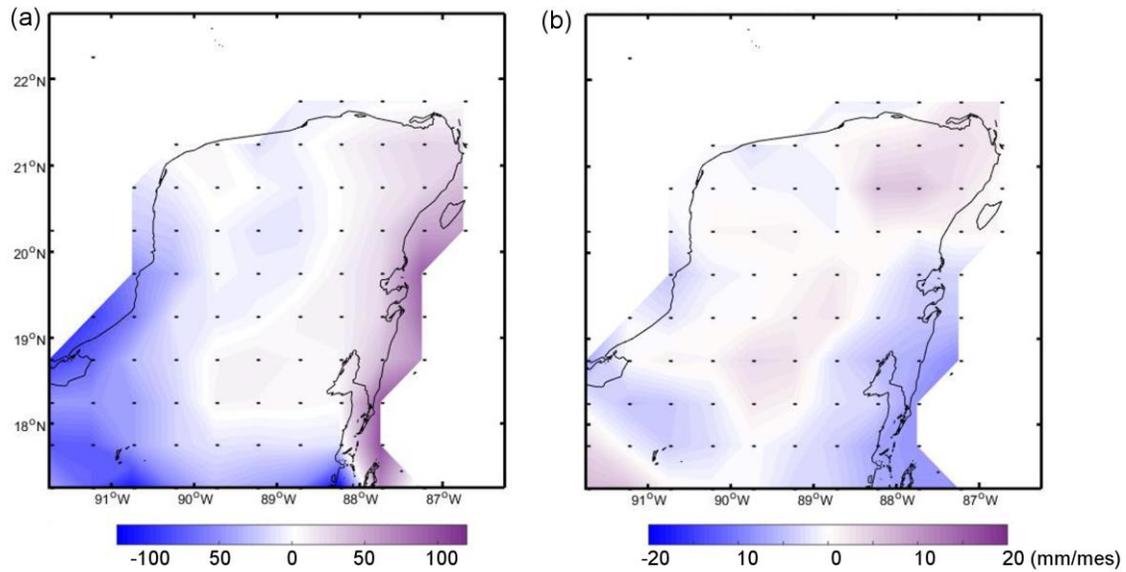


Figura 4.7 Mapas con la diferencia de medias entre la precipitación estimada por los modelos y la precipitación observacional del GPCP en el periodo de referencia (1971-2000) para: (a) el RegCM4 y (b) el SD-SM50 en mm al mes. Las zonas con diferencias medias no significativas con un 95 % de confianza son marcadas con puntos.

El ciclo anual de precipitación promedio en la Península del periodo de referencia (1971-2000) muestra que los modelos reproducen la variación intra-anual con una tendencia por el modelo dinámico, RegCM4, a sobreestimar la sequía en la canícula en 20-40 mm/mes, y una tendencia del SD-SM50 a subestimarla, en 10-35 mm/mes (figura 4.8). El mayor ajuste a la precipitación se produce por el RegCM4 entre marzo y mayo, y por el SD-SM50 entre noviembre y febrero. En el periodo húmedo, el RegCM4 subestima la precipitación de junio-agosto, ~50 mm/mes, y sobreestima la de septiembre, con ~20 mm/mes, mientras que el SD-SM50 subestima en junio y septiembre en el orden de 10-30 mm/mes.

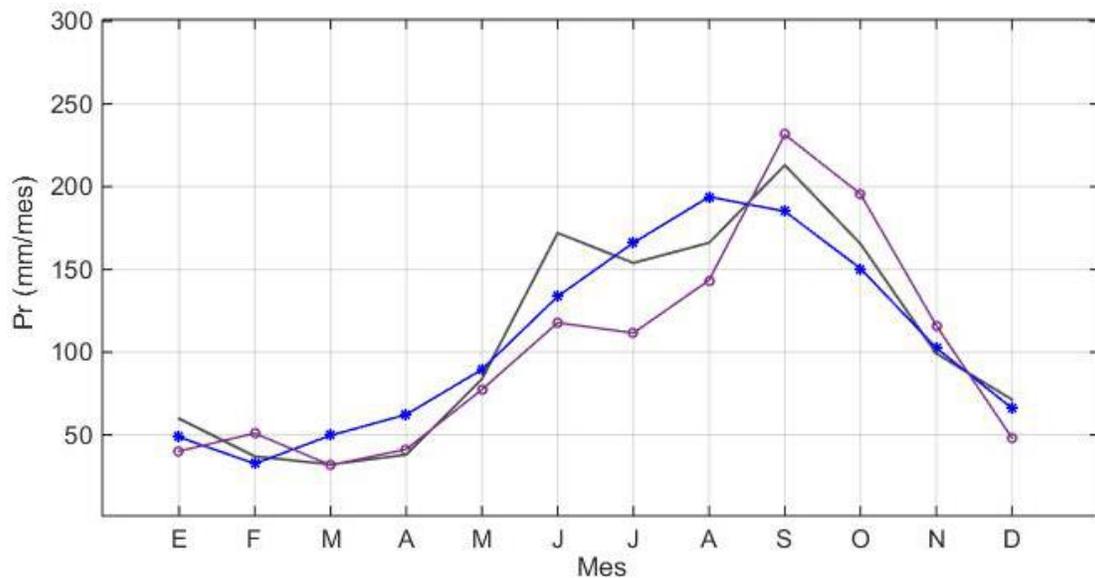


Figura 4.8 Ciclo anual de precipitación promedio en la Península en el periodo de referencia (1971-2000) con la precipitación observacional del GPC (línea negra), la simulada por el modelo dinámico, RegCM4, (línea morada con puntos) y la simulada por SD-SM50 (línea azul con puntos).

4.3.3 Cambios proyectados en la precipitación bajo el escenario RCP8.5

En las figuras 4.9 y figura 4.10 se muestran los cambios en la precipitación a corto (2006-2035) y largo plazo (2071-2099) a partir de las diferencias calculadas respecto a la precipitación estimada por los modelos en el periodo de referencia (1971-2000). Las anomalías con los cambios en la distribución espacial y temporal muestran mayor reducción de la precipitación estimada por el RegCM4, más intensa en los meses húmedos, hacia el este y el noroeste de la Península, que la que es proyectada por ambos modelos para final de siglo 21 (figura 4.9 y figura 4.10).

A corto plazo, la distribución espacial de la precipitación estimada no muestra cambios significativos (figura 4.9-a y b), aunque el modelo RegCM4 captura una tendencia a la reducción hacia el norte y noreste de la Península de 15-23 mm/mes (figura 4.9-a), donde el modelo tiende a sobreestimar en el orden de 50-100 mm/mes (figura 4.7-a). El modelo SD-SM50 no captura esta reducción en la distribución de la precipitación (figura 4.9-b), aunque sí captura la tendencia a la reducción que proyecta el RegCM4, con un rango de 10-35 mm/mes en agosto y de 3-12 mm/mes en septiembre (figura 4.9-c). El resto del año

los cambios estimados presentan un rango de ± 15 mm/mes, con una tendencia al aumento cercana a 5 mm/mes, capturada por el RegCM4, hacia el sureste de la región.

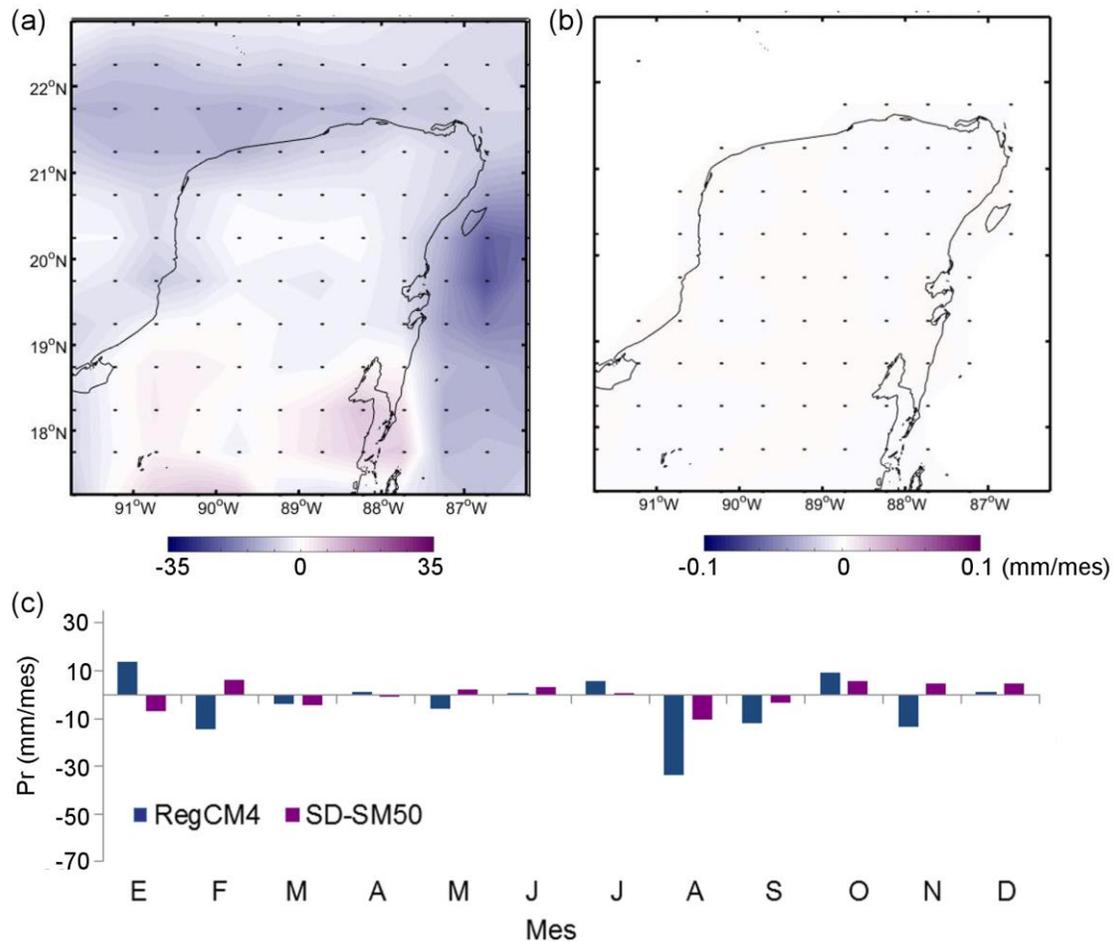


Figura 4.9 Cambios en la distribución espacial de la precipitación a corto plazo (2006-2035) estimados por el: (a) RegCM4, y (b) SD-SM50, con las áreas con diferencias no significativas con un 95 % de confianza y, (c) cambios en la distribución temporal de la precipitación del ciclo anual.

A largo plazo, ambos modelos capturan cambios en el ciclo anual (figura 4.10-c), sin cambios en la distribución espacial según el SD-SM50 (figura 4.10-b) y una mayor reducción capturada por el RegCM4 en la costa este y oeste, cercana a 33 mm/mes. En el interior de la Península, el modelo RegCM4 muestra una reducción menor de la precipitación entre 15-20 mm/mes. La tendencia a la reducción de la precipitación es simulada por ambos modelos para final de siglo entre junio-septiembre, con un rango de

reducción de 3-62 mm/mes (figura 4.10-c). El RegCM4 captura que la reducción puede darse incluso en abril-mayo, hasta con 22 mm/mes. Los meses del periodo de nortes, de octubre a febrero, muestran una tendencia al aumento, con un rango de variación de 1-15 mm/mes entre octubre-enero, y una tendencia a la reducción en febrero por el RegCM4 de 17 mm/mes.

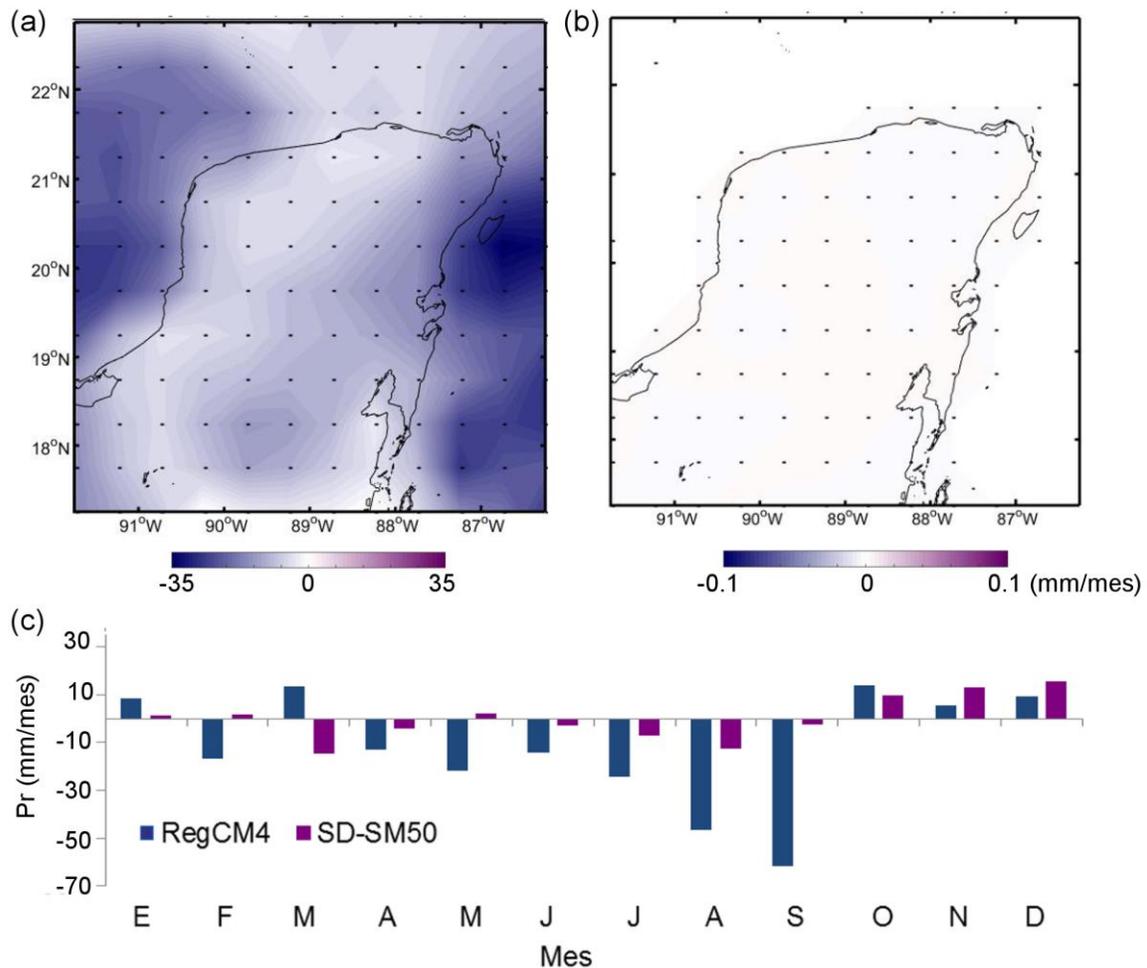


Figura 4.10 Cambios en la distribución espacial de la precipitación a largo plazo (2071-2099) estimados por el: (a) RegCM4, y (b) SD-SM50, con las áreas con diferencias no significativas con un 95 % de confianza y, (c) cambios en la distribución temporal de la precipitación del ciclo anual.

La sobreestimación de la precipitación en el periodo de referencia (1971-2000) en agosto por SD-SM50, ~35 mm/mes, y la subestimación por el RegCM4 cercana a 40 mm/mes (figura 4.8), sugieren que la reducción de la precipitación a corto plazo puede ser incluso

mayor a la estimada por este modelo. La tendencia a la reducción de la precipitación en el periodo húmedo (junio-septiembre) y al aumento entre octubre-enero capturada por ambos modelos, sugiere que puede haber una tendencia al aumento de nortes y eventos de baja frecuencia, con una reducción de la precipitación más intensa en el periodo húmedo tanto a corto como largo plazo.

4.4 DISCUSIÓN

La circulación atmosférica sobre esta región está determinada por la competencia entre el sistema de presión entre el Pacífico Norte y el Pacífico Central, con influencia en los patrones de convergencia en escalas de tiempo estacionales y mensuales. En el periodo seco, en el que dominan los “Nortes” en Yucatán (Orellana *et al.*, 2009), el ENSO potencia la entrada de humedad (figura 4.2-b). Este genera una competencia por la divergencia de vientos en ZCIT con las regiones del Pacífico y Atlántico norte donde se localizan el EPNP, NP y NAO, que dominan la entrada de vientos del norte desde la corriente del Chorro Polar y la entrada de frentes fríos. La influencia de la presión del Atlántico norte ha sido atribuida los flujos de superficie y el enfriamiento de la superficie oceánica que pueden generar menos lluvias (Giannini *et al.*, 2001), sin embargo, la NAO y EPNP muestra una tendencia a generar mayor precipitación en esta época cuando estos son positivos y la alta presión del Atlántico es más fuerte, manteniendo la corriente fría y seca del Chorro hacia el norte y permitiendo la entrada de humedad. La influencia de estos índices genera lluvias de baja frecuencia que son conocidas como “Nortes” (Orellana *et al.*, 2009), donde además de la influencia del AMO, vinculado al sistema de alta presión del Atlántico (Romero-Centeno *et al.* 2016; Giannini *et al.*, 2000), también influyen los índices del ENSO, el patrón del EPNP, NP y la NAO en los patrones divergentes de los vientos, el calentamiento del océano y la entrada de humedad.

En la época húmeda, cuando la atmósfera vuelve a su estado normal y se favorece la convección por la temperatura de la superficie del mar (Giannini *et al.*, 2001; 2000), los índices del ENSO, y el NP tienen a producir una reducción de las lluvias principalmente en las áreas del norte y la costa del Caribe. La mayor influencia sobre la precipitación regional mensual es obtenida desde la región del Niño 1+2, cuyas fases negativas (años Niña) generan mayor precipitación, y del NP, cuya fase positiva, genera la entrada de humedad (figura 4.2-a). La correlación lineal del NP con la circulación de Hadley y las

corrientes divergentes en la sección 10-30N (Zhou *et al.*, 2008) y la correlación con la precipitación mensual de la Península con este patrón y el ENSO, sugiere que la mayor parte de la precipitación por este sistema de convergencia.

Las teleconexiones climáticas influyen directa e indirectamente en el clima mundial, en los ecosistemas marinos y terrestres, la pesca y las actividades humanas (Timmermann *et al.*, 2018). Influyen en la respuesta de los ecosistemas y producción de la vegetación (Van Leeuwen *et al.*, 2013; Gong y Shi, 2003) y están vinculados al sistema hídrico por la precipitación (figura 4.2). Las teleconexiones detectadas sugieren que estas pueden estar correlacionadas con los cambios de los patrones de vegetación y de producción de los ecosistemas, y por lo tanto, que estos pueden ser estimados por las teleconexiones analizadas en este trabajo. Estos resultados contribuyen en el desarrollo del conocimiento de la dinámica de la atmósfera con influencia en la precipitación de Yucatán e identifica patrones de variación de gran escala con influencia en la Península desde 8 teleconexiones climáticas.

Con excepción de las teleconexiones del MEI y la NAO, los patrones de variación capturados en las PC desde la presión atmosférica de superficie, están vinculados a las teleconexiones analizadas y la precipitación de la Península (figura 4.3, 4.4 y Tabla 4.2). Estas permiten simular la variación espacio-temporal de la precipitación con diferencias < 10 mm/mes respecto de la base de datos del GPCC. Puesto que el modelo SD-SM50 es calculado desde esta base de precipitación, y aunque la base de datos del GPCC obtiene una buena correlación (>90%) con los registros de estaciones como Celestún (Cap. III), esta podría presentar diferencias con otras bases de datos, por lo que es recomendado realizar evaluaciones con bases de datos adicionales. Los resultados del modelo SD-SM50, construido a partir de las PCs con correlación significativa con la precipitación de la Península, muestran que algunas de las PCs presentan un bajo porcentaje de varianza de la muestra, por lo que es recomendado analizar los patrones que se capturan y el potencial de cada teleconexión por separado en la estimación de la precipitación, y además, probar otros métodos de selección de PCs que puedan ser óptimas como variables predictoras para la simulación de la precipitación en la Península.

El modelo dinámico regional, RegCM4, y el SD-SM50 simulan la variación espacial y del ciclo anual de precipitación con diferencias no significativas respecto a la base de datos observacional del GPCC. Aunque el periodo de estimación a corto plazo (2006-2035) no muestra grandes cambios en la precipitación, se observa una tendencia a la reducción de la precipitación en el periodo estival de verano (figura 4.10), más cálida y seca cuanto mayor latitud alcanza la ZCIT (Giannini *et al.*, 2001). En este periodo se captura una mayor influencia por los índices del Pacífico Norte y Centro, lo cual sugiere que el desplazamiento de la ZCIT hacia el norte en el periodo húmedo puede presentar una influencia adicional del NP, además de la influencia del ENSO reportada por Giannini *et al.*, (2001).

La tendencia de la precipitación en Yucatán desde los modelos regionales muestra ser a la reducción de la misma por ambos modelos, con cambios <10 mm/mes por el modelo SD-SM50 y ~ 100 mm/ por el RegCM4. La reducción muestra ser más acusadas hacia las costas este y oeste de la Península, coincidiendo con las áreas más secas identificadas al norte por Orellana *et al.*, (2009) y la intensificación de la sequía en las zonas más secas (Stocker *et al.*, 2013). Esto sugiere que puede haber cambios en las teleconexiones que induzcan esta reducción ya sea por un descenso en el valor de estas en la época seca, o una intensificación de las mismas en el periodo húmedo (figura 4.2). Un patrón del NP debilitado y la intensificación del Niño 1+2 también pueden producir la reducción de la precipitación en toda el área. Los resultados del modelo estadístico, SD-SM50, y la evaluación del modelo RegCM4 y el SD-SM50 contribuyen en el desarrollo de modelos regionales climáticos en la Península de Yucatán, en el conocimiento de la dinámica de la atmósfera y presentan bases para la implementación de modelos híbridos que permitan mejorar la estimación en un área de alta complejidad modulada por procesos locales, regionales y de gran escala (Romero-Centeno *et al.*, 2016; Wang y Enfield, 2001; Giannini *et al.*, 2000; Cavazos, 1997).

La reducción de la precipitación en un sistema con tan alta conductividad como se evidencia en el capítulo 2 y 3, puede suponer el descenso mucho más acusado en el acuífero e incluso una reducción de la recarga. La tendencia al aumento de la precipitación a partir de octubre para final del siglo 21 (figura 4.10) sugiere que puede haber menor reducción del nivel estático entre febrero y agosto (figura 3.12), sin

embargo, la acusada tendencia a la reducción de la precipitación en los meses húmedos sugiere que puede cambiar la recarga del acuífero y afectar negativamente a los ecosistemas y los sistemas de producción vinculados a la red hídrica.

4.5 CONCLUSIONES

Son detectados potenciales predictores que abren el campo de la modelización de los recursos hídricos y naturales desde la detección de cambios en patrones atmosféricos globales y las teleconexiones climáticas. Los que presentan mayor influencia a escala mensual, son el NP y las teleconexiones del Niño 1+2 y 3.4.

La alta variación espacio-temporal de la precipitación en Yucatán, se presenta vinculada a las teleconexiones climáticas analizadas. El Niño 1+2 y Niño 3 generan periodos más secos con una reducción de la precipitación en los meses húmedos y un aumento en los meses más secos cuanto más intensos y positivos son estos. Los demás índices del ENSO, Niño 3.4, Niño 4 y MEI, muestran una influencia en el periodo estacional, un aumento en la precipitación en el periodo seco y reducción de la misma en el húmedo cuanto más positivos por estos. Por el contrario, los patrones de variación del Pacífico Norte, como el NP, muestran periodo más húmedos cuando esta teleconexión es positiva sin una influencia marcada en los meses definidos para el periodo húmedo o seco. El EPNP, desde el que se delimita el NP, sin embargo, muestra una tendencia al aumento de la precipitación en el periodo seco en toda la Península. Esto sugiere que pueden existir tendencias diferentes en los patrones de variación del Pacífico Norte que pueden estar introduciendo cambios en la atmósfera de Yucatán en distintos periodos.

Los patrones de variación capturados en la presión a nivel del mar pueden ser empleados como predictores de la precipitación en modelos de reducción de escala. Estos capturan la variación de todos los índices excepto NAO o el MEI, siendo los mejor representados los patrones del Pacífico Norte, EPNP y NP, y los del Pacífico Tropical, Niño1+2, 3, 4, 3.4.

Tanto el modelo RegCM4 como el SD-SM50 muestran simular la variación espacio temporal de la precipitación con algunas dificultades en la simulación de la canícula de verano. Estos resultados sugieren la necesidad de estudios enfocados a la modelización del periodo húmedo y los patrones que definen la precipitación en este periodo.

Las proyecciones de la precipitación el periodo a corto plazo (2006-2035) y para finales de siglo (2071-2099), muestran una reducción de la precipitación que muestra ser mayor en las áreas del este y oeste de la Península, y más intensa para final del siglo 21. Estos resultados sugieren que tanto el acuífero como la vegetación y los sistemas costeros pueden verse afectados por cambios en la precipitación estacional y espacial, por lo que es necesario la implementación de la investigación en materia de cambio climático y de la red de recursos que conforma la red hídrica así como el efecto que puede tener sobre ellos.

4.6 REFERENCIAS

- Andrade, J.L., E.D.L. Barrera, C. Reyes García, M.F. Ricalde, G. Vargas Soto, y J.C. Cervera (2007). El metabolismo ácido de las crasuláceas: diversidad, fisiología ambiental y productividad. *Boletín de la Sociedad Botánica de México*, (81).
- Argüeso, D., J.M. Hidalgo-Muñoz, S.R. Gámiz-Fortis, M.J. Esteban-Parra, J. Dudhia, y Y. Castro-Díez (2011). Evaluación de las parametrizaciones de WRF para estudios climáticos en el sur de España mediante una regionalización de varios pasos. *Diario de clima*, 24 (21), 5633-5651.
- Cavazos, T. (1997). Downscaling large-scale circulation to local winter rainfall in north-eastern Mexico. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 17(10), 1069-1082.
- Córdoba-Machado, S., R. Palomino-Lemus, S.R. Gámiz-Fortis, Y. Castro-Díez, y M.J. Esteban-Parra (2016). Seasonal streamflow prediction in Colombia using atmospheric and oceanic patterns. *Journal of Hydrology*, 538, 1-12.
- Douglas, P.M., A.A. Demarest, M. Brenner y M.A. Canuto (2016). Impacts of climate change on the collapse of lowland Maya civilization. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44, 613-645.
- Durán R. y M. Méndez (2010). Biodiversidad y Desarrollo Humano en Yucatán. CICY, PPD-FMAM, CONABIO, SEDUMA. pp 496.

- Eltahir, E.A., y R.L. Bras (1996). Precipitation recycling. *Reviews of geophysics*, 34(3), 367-378.
- Fuentes-Franco, R., E. Coppola, F. Giorgi, E.G. Pavia, G.T. Diro, y F. Graef (2014b). Inter-annual variability of precipitation over Southern Mexico and Central America and its relationship to sea surface temperature from a set of future projections from CMIP5 GCM and RegCM4 CORDEX simulations. *Climate Dynamics*, 45(1-2), 425-440.
- Fuentes-Franco, R., E. Coppola, F. Giorgi, F. Graef, y E.G. Pavia (2014a). Assessment of RegCM4 simulated inter-annual variability and daily-scale statistics of temperature and precipitation over Mexico. *Climate Dynamics*, 42(3-4), 629-647.
- Gámiz-Fortis, S.R., J.M. Hidalgo-Muñoz, D. Argüeso, M.J. Esteban-Parra, y Y. Castro-Díez (2011). Spatio-temporal variability in Ebro river basin (NE Spain): Global SST as potential source of predictability on decadal time scales. *Journal of hydrology*, 409(3-4), 759-775.
- Gámiz-Fortis, S.R., M.J. Esteban-Parra, y Y. Castro-Díez (2012). Advances in Streamflow Prediction: A Multimodel Statistical Approach for Application on Water Resources Management. In *Climate Models*. InTech.
- Giannini, A., M.A. Cane, y Y. Kushnir (2001). Interdecadal changes in the ENSO teleconnection to the Caribbean Region and the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 14(13), 2867-2879.
- Giannini, A., Y. Kushnir, y M.A. Cane (2000). Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 13(2), 297-311.
- Giorgi, F., E. Coppola, F. Solmon, L. Mariotti, M.B. Sylla, ... y U.U. Turuncoglu (2012). RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, 52, 7-29.

- Gong, D.Y. y P.J. Shi (2003). Variaciones de NDVI en el hemisferio norte asociadas con índices climáticos a gran escala en primavera. *Revista Internacional de Teledetección*, 24 (12), 2559-2566.
- Hernández-Terrones, L.M., K.A. Null, D. Ortega-Camacho, y A. Paytan (2015). Water quality assessment in the Mexican Caribbean: impacts on the coastal ecosystem. *Continental Shelf Research*, 102, 62-72.
- IPCC (2014) Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo principal de redacción, R.K. Pachauri y L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Ginebra, Suiza, pp. 157.
- Jiang, S., L. Ren, Y. Hong, B. Yong, X. Yang, F. Yuan, y M. Ma (2012). Comprehensive evaluation of multi-satellite precipitation products with a dense rain gauge network and optimally merging their simulated hydrological flows using the Bayesian model averaging method. *Journal of Hydrology*, 452, 213-225.
- Kidd, C., y G. Huffman (2011). Medición de la precipitación global. *Aplicaciones meteorológicas*, 18 (3), 334-353.
- Lluch-Cota, S.E., A. Parés-Sierra, V.O. Magaña-Rueda, F. Arreguín-Sánchez, G. Bazzino, H. Herrera-Cervantes, y D. Lluch-Belda (2010). Changing climate in the Gulf of California. *Progress in Oceanography*, 87(1-4), 114-126.
- Magaña, V., y E. Caetano (2005). Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophysical Research Letters*, 32(2).
- Martínez-Natarén, D.A., V. Parra-Tabla, M.M. Ferrer-Ortega, y L.M. Calvo-Irabién (2014). Genetic diversity and genetic structure in wild populations of Mexican oregano (*Lippia graveolens* HBK) and its relationship with the chemical composition of the essential oil. *Plant systematics and evolution*, 300(3), 535-547.
- Medina-Elizalde, M., y E.J. Rohling (2012). Collapse of Classic Maya civilization related to modest reduction in precipitation. *Science*, 335(6071), 956-959.

- Nafarrate-Hecht, A.C., J.M. Dupuy-Rada, S.P. George-Chacon, y J.L. Hernández-Stefanoni (2018). Modelización y mapeo estacional del índice de área foliar en un bosque tropical seco usando imágenes de satélite de alta resolución. *Madera y Bosques*, 24(3).
- Nikulin, G., S. Asharaf, M.E. Magariño, S. Calmanti, R.M. Cardoso, J. Bhend, ... y S.H. García, (2018). Reducción dinámica y estadística de un retransmisión estacional global en África oriental. *Servicios Climáticos*, 9, 72-85.
- Orellana, R., C. Espadas, C. Conde, y C. Gay (2009). Atlas escenarios de cambio climático en la Península de Yucatán. Mérida: Centro de Investigación Científica de Yucatán (CICY).
- Palomino-Lemus, R., Córdoba-Machado, S., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., & Esteban-Parra, M. J. (2015). Summer precipitation projections over northwestern South America from CMIP5 models. *Global and Planetary Change*, 131, 11-23.
- Palomino-Lemus, R., S. Córdoba-Machado, S.R. Gámiz-Fortis, Y. Castro-Díez y M.J. Esteban-Parra (2017). Climate change projections of boreal summer precipitation over tropical America by using statistical downscaling from CMIP5 models. *Environmental Research Letters*, 12(12), 124011.
- Pimentel, D., J. Houser, E. Preiss, O. White, H. Fang. L, Mesnick, T. Barsky, S. Tariche, J. Schreck y S. Alpert (1997). Water resources: agriculture, the environment, and society. *BioScience*. 47(2). 97-106.
- Postel, S.L., G.C. Daily, y P.R. Ehrlich (1996). Human appropriation of renewable fresh water. *Science*. 271: 785-787
- Preisendorfer, R.Ä.N.Ü. (1988). Principal component analysis in meteorology and oceanography. *Elsevier Sci. Publ.*, 17, 425.
- Romero-Centeno, R.L., D.K. Adams, J.A. Amador Astúa, C.L. Castro, T. Cavazos Pérez, R. Garduño López, C. Lizárraga Celaya, V.M. Mendoza Castro y E.G. Pavia López (2016). Fenómenos Climáticos y su Relevancia para el Cambio Climático
-

- Regional Futuro. en B. Martínez López (Ed.), Reporte Mexicano de Cambio Climático, Grupo I, Bases Científicas. Modelos y Modelación. UNAM/PINCC, México, 261-294.
- Schneider, U., A. Becker, P. Finger, A. Meyer-Christoffer, M. Ziese (2018). GPCP Full Data Monthly Product Version 2018 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historical Data.
- Stocker, T.F., D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, ... y P.M. Midgley (2013). Climate change 2013: The physical science basis. Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report (AR5). Cambridge Univ Press, New York.
- Sun, Q., C. Miao, Q. Duan, H. Ashouri, S. Sorooshian, y K.L. Hsu (2018). A review of global precipitation data sets: Data sources, estimation, and intercomparisons. *Reviews of Geophysics*, 56(1), 79-107.
- Tang, J., X. Niu, S. Wang, H. Gao, X. Wang, y J. Wu (2016). Statistical downscaling and dynamical downscaling of regional climate in China: Present climate evaluations and future climate projections. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(5), 2110-2129.
- Timmermann, A., S.I. An, J.S. Kug, F.F. Jin, W. Cai, A. Capotondi, ... K. Stein (2018). El Niño–Southern Oscillation complexity. *Nature*, 559(7715), 535.
- Van Leeuwen, W.J., K. Hartfield, M. Miranda, y F.J. Meza (2013). Trends and ENSO/AAO driven variability in NDVI derived productivity and phenology alongside the Andes Mountains. *Remote Sensing*, 5(3), 1177-1203.
- Wang, C., S.K. Lee, y D.B. Enfield (2008). Atlantic warm pool acting as a link between Atlantic multidecadal oscillation and Atlantic tropical cyclone activity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5).
- Wang, C., y D.B. Enfield (2001). La piscina tropical del hemisferio occidental cálido. *Cartas de investigación geofísica*, 28 (8), 1635-1638.

Zhou, B., y X. Cui (2008). Hadley circulation signal in the tropical cyclone frequency over the western North Pacific. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D16).

CAPÍTULO V

En el presente trabajo se llevó a cabo la investigación de la matriz que le proporciona el soporte al acuífero, la dinámica que registra y la estimación de cambios en el clima con modelos de estimación climática regionales para la evaluación del efecto del cambio climático en el Anillo de Cenotes (AC) sobre los recursos que proporciona. En este capítulo se da una evaluación del sistema con una visión integradora de los resultados obtenidos y la red que conforma el anillo con los recursos naturales.

5.1 DISCUSIÓN GENERAL

En el norte de Yucatán, el AC se caracteriza por presentar una alta concentración de cenotes alrededor del cráter de Chicxulub (Perry *et al.*, 1995). El AC redistribuye el agua al norte de Yucatán (Andrade-Gómez *et al.*, - en revisión; Perry *et al.*, 2002) y alimenta el sistema hidrológico de tres áreas protegidas: (1) la Reserva Geohidrológica del norte de Yucatán, (2) la Reserva de Ría de Celestún, en la costa oeste y (3) la Reserva de Ría Lagartos, en la costa este (figura 1.1. Cap. I) (DOF, 2013; 2000; 1979). El AC contiene especies de fauna recientemente descubiertas (Angyal *et al.*, 2018) y en él se desarrollan actividades como la industria, la ganadería, la agricultura, la pesca y el turismo, con un elevado valor socio-cultural y ecológico (Duran y Méndez, 2010). La alta heterogeneidad de los sistemas kársticos y la falta de información científica de la estructura y funcionamiento del AC, dificulta el desarrollo de modelos numéricos (Vuilleumier *et al.*, 2013; Borghi *et al.*, 2012; Bauer-Gottwein *et al.*, 2011), y por tanto, de planes y programas de desarrollo y mitigación de impactos.

En el presente trabajo se proporcionaron las bases de la red de conexión de los sistemas ecológicos a partir de una red de fracturación que conecta el acuífero. La red es capturada con las unidades geoeléctricas que constituyen el sistema hidrogeológico del AC. Estas unidades capturaron la estructura de la matriz por la variación de las propiedades físicas en función del contenido de humedad y la distancia a cenotes y aguadas (Cap. II). Los resultados sugieren que los cenotes y las aguadas son una expresión de la red de fracturas que conforma el AC (Andrade-Gómez *et al.*, - en revisión; Rebolledo-Vieyra *et al.*, 2011). La variación de la resistividad, inversa a la conductividad, permitió definir dos unidades geoeléctricas en la vadosa (zona no saturada) y dos en la

zona freática o saturada (Tabla 2.3), presentando mayor fracturación y humedad en las unidades geoelectricas con menor resistividad. Esta sección de la investigación contribuye al desarrollo de la modelación numérica aportando la variación de las propiedades físicas de la matriz para el desarrollo de modelos de flujo y balances del sistema.

El acuífero mostró estar conformado por un lente de agua dulce que flota sobre agua salobre de la intrusión marina con un nivel de agua que aumenta con la distancia a la costa (Cap. III; Marín, 1990). El AC recibe el agua de alrededor y redistribuye el flujo hacia la cuenca del cráter, los laterales y el mar (Perry *et al.*, 2009; 2002) presentando cambios estacionales (Cap. III; Marín, 1990). La producción de los sistemas ecológicos continentales y costeros, vinculados a la disponibilidad de agua, son capturados por cambios en la respuestas fisiológicas, morfológicas y disposición de especies vegetales (Cach-Pérez *et al.*, 2017; Rosado-Calderón *et al.*, 2018; de la Rosa-Manzano *et al.* 2014; Graham y Andrade, 2004), en la cobertura foliar de los bosques (Nafarrete-Hecht *et al.*, 2018; Valdez-Hernández *et al.*, 2010), los afloramientos generados desde cambios en la descarga costera (Reyes-Mendoza *et al.*, 2019), la disponibilidad de carbonatos en las costas (Crook *et al.*, 2013), los pastos marinos (Kantún-Manzano *et al.*, 2018) y es reflejada en nuestra sociedad, en las épocas de cosecha, la pesca y el turismo (Duran y Méndez, 2010).

En las exploraciones de campo se observó que los cambios en la disposición de la vegetación son capturados por cambios en la resistividad de la vadosa, con menor resistividad en áreas con cobertura arbórea. Esto fue capturado en las tomografías ERT-3, ERT-5 y ERT-6 (figura 2.3, Cap. II), lo que sugiere que la vegetación puede estar contribuyendo a la retención de agua por la formación de suelo sobre el bloque de roca caliza. El nivel del agua en el AC registró un aumento hacia el sur del anillo con un descenso en el área de la Reserva, al sur del anillo, de -6 metros sobre el geoide WGS84 (figura 3.5. Cap. 3), que indica que la vegetación puede estar sometida a mayor estrés en ésta área, y por tanto, los sistemas de producción. El AC registró un ciclo estacional con un aumento de la recarga a partir de agosto y un nivel máximo en noviembre (figura 3.12. Cap. 3), con un desfase de dos meses con la precipitación de la Península (figura 3.13. Cap.3). El descenso del nivel del acuífero estacional, el aumento de la producción de los

sistemas vegetales en época de lluvias (Nafarret-Hecht *et al.*, 2018) y los cambios microambientales a los que se enfrentan las especies vegetales (Nafarret-Hecht *et al.*, 2018; Cach-Pérez *et al.*, 2017; Rosado-Calderón *et al.*, 2018; de la Rosa-Manzano *et al.*, 2014; Graham y Andrade, 2004), sugieren que la producción puede estar vinculada a la retención de agua en la vadosa, más que al nivel del acuífero, con un aumento de la humedad, con el aumento del nivel freático. Estos resultados indican que los sistemas de producción son altamente vulnerables a los cambios en la precipitación, por lo que la reducción de la precipitación o los cambios espacio-temporales de esta variable pueden poner en riesgo tanto los recursos naturales, como las actividades antrópicas si no se toman medidas preventivas. La falta de información sobre la interacción de los ecosistemas con la red hídrica, expone la necesidad de desarrollo de estudios en las distintas ramas científicas desde una visión multidisciplinar. Esta sección de la investigación contribuye al desarrollo del conocimiento en la interacción de la vegetación con el acuífero, la importancia del papel de la vadosa y los procesos de conectividad entre el acuífero y la red de recursos naturales.

Las aguadas, definidas como hundimientos del terreno cubiertas de vegetación que retienen agua (Schmitter-Soto *et al.*, 2002; Finch, 1965), se capturaron conectadas al acuífero por las redes de fracturas (figura 2.3 y 2.5. Cap. II). La vegetación de las aguadas, por presentar una respuesta marcada ante la precipitación (Finch, 1965), pueden ser potenciales indicadores de niveles bajos del acuífero cuando la vegetación está seca. Los resultados mostraron que estas formaciones pueden presentar una dinámica similar a cenotes, e incluso a cenotes costeros del otro extremo del anillo (figura 3.11. Cap. III), lo que indica que están vinculadas a la red de fracturas. La covarianza de las muestras en los sitios 1 y 17, en la costa este y a 50 km de la costa oeste, sugieren que pueden presentar mayor conectividad con el mar en la región oeste y por tanto, mayor vulnerabilidad a la salinización por intrusión marina. En las exploraciones de campo se observó que estas formaciones son una fuente de agua fundamental en la agricultura y ganadería regional, por lo que son de interés especial en estudios de seguridad hídrica. Una reducción de la precipitación podría suponer un mayor trabajo en la obtención del agua en estas formaciones por estar cubiertas de vegetación, e incluso la pérdida de parte de la producción en las milpas y sistemas ganaderos vinculados a ellas.

En los ecosistemas costeros, las descargas son una fuente fundamental de energía externa para los ecosistemas, viéndose ante un impacto directo cuando presentan contaminación (Alongi, 2008). La alta conectividad del AC con el mar (Valle-Levinson *et al.*, 2011; Perry *et al.*, 2009; 2002; Vera *et al.*, 2012) fue capturada en las localizaciones 1 y 17 con el posible efecto de mareas (figura 3.11. Cap. III) y en una exploración adicional de la profundidad de la intrusión marina presentada en el Congreso de Geofísica Mexicana (Anexo I- figura 4; Andrade-Gómez *et al.*, 2016). La exploración determinó el aumento de la profundidad de esta variable con la distancia a la costa, obteniendo una distribución gaussiana y cambios en la profundidad, vinculada a la heterogeneidad de las fracturas. Los resultados sugieren que la entrada de la intrusión salina puede generarse a través de conductos y fracturas con mayor tamaño, induciendo la redistribución posterior por las redes de fracturas de menor tamaño.

La conectividad del acuífero con la costa registra una alta diversidad de paisajes (Durán y Méndez 2010), identificando la mayor diversidad a escala local, vinculada a las barreras ecológicas y al microambiente (Cisneros-de la Cruz *et al.*, 2018). Aunque la biodiversidad no parece tener correlación lineal con la precipitación en los ecosistemas de manglar (Cisneros-de la Cruz *et al.*, 2018), el desfase que registró el acuífero con la precipitación (figura 3.13. Cap. 3) podría indicar cambios en las descargas (Valle-Levinson *et al.*, 2011), por lo que el aumento de la diversidad podría estar vinculado a las barreras que este produce vinculadas a la red de fracturas. La falta de estudios sobre el efecto y la dinámica del acuífero en el manglar, y los cambios que éste induce sobre los sistemas ecológicos, plantean la necesidad de investigaciones que analicen estas redes de conexión.

Los resultados de hidrodinámica y resistividad proporcionan las bases para la modelación del AC con modelos numéricos multi-escalas y contribuyen al desarrollo del conocimiento para la evaluación de impactos por cambio climático y por actividades antrópicas. La alta conductividad y conectividad del AC evidenciaron que el acuífero es altamente vulnerable a las actividades antrópicas y a los periodos de sequía, con aumento de su vulnerabilidad a la contaminación por salinización por la presencia de intrusión marina.

Las teleconexiones climáticas influyen directa e indirectamente en el clima mundial, en los ecosistemas marinos y terrestres, la pesca y las actividades humanas (Timmermann *et al.*, 2018; Van Leeuwen *et al.*, 2013). En el presente trabajo se obtuvo que la disponibilidad de agua en el sistema está vinculada la matriz que contiene el acuífero (Cap. II y III) y al estado de la atmósfera (Cap. IV). La entrada de humedad en la atmósfera de Yucatán está regida por patrones atmosféricos globales, regionales y locales (Romero-Centeno *et al.*, 2016; Wang y Enfield 2008; Giannini *et al.*, 2001; 2000). La mayor influencia sobre la precipitación regional fue obtenida a partir de la región del Niño 1+2, cuyas fases positivas generan menor precipitación, y del Pacífico norte, cuya fase positiva en este sistema de competencia genera la entrada de humedad (figura 4.2-a. Cap. IV). Tanto el modelo climático regional estadístico, SD-SM50, construido desde patrones de variación de la atmósfera, y dinámico, RegCM4, basado en la simulación de ecuaciones de transferencia regionales, mostraron ser buenos simuladores de la variación espacio-temporal de la precipitación en la península de Yucatán (figura 4.7 y 4.8. Cap. 4). Las diferencias en la simulación desde estos dos enfoques de regionalización podrían ser atribuidas a los algoritmos empleados de acuerdo a Nikulin *et al.*, (2018) y Tang *et al.*, (2016).

En el periodo clásico, el “colapso” de la civilización Maya marcó una época de cambio en la sociedad atribuido a épocas de sequías (Douglas, 2016). La precipitación proyectada en un periodo a corto (2006-2035) y largo plazo (2071-2099) mostraron una tendencia a la reducción de la precipitación, más intensa para final de siglo 21, y más acusado hacia norte y noreste (figura 4.10). Aunque el SD-SM50 no proyecta cambios en la distribución espacial, el modelo simuló tendencias a la reducción similares a las proyectadas por el RegCM4 en el ciclo anual. La tendencia a la reducción estimada fue del orden de 5-35 mm/mes a corto plazo y 3-62 mm/mes a largo plazo, con mayor reducción en el periodo húmedo (figura 4.9 y 4.10. Cap. IV). En las exploraciones de campo se observó que las áreas desprovistas de vegetación son altamente vulnerables a la erosión, por lo que la pérdida de cobertura arbórea podría aumentar el riesgo de desertización ante el descenso de precipitación. Adicionalmente, el aumento de la población y la reducción de los recursos disponibles por contaminación y por descenso de la precipitación estimado podría suponer un impacto mucho mayor al esperado, poniendo en riesgo tanto la red de recursos, como la población de Yucatán. El desarrollo de tecnologías que acaten el

problema de los residuos en Yucatán y la reducción de los mismos debe ser de primera necesidad bajo el fundamento de los resultados.

La mitigación de los impactos que pueda presentar los sistemas socio-ecológicos por las variaciones en el sistema hídrico puede ser acatada a través de la concienciación y la implantación de sistemas diversos, de la conservación y el desarrollo sustentable y sostenible con el medio ambiente (Durán y Méndez, 2010). Tal y como las plantas CAM y las leguminosas muestran ser especies altamente eficientes en el uso de agua (Gei *et al.*, 2018; Andrade *et al.*, 2009), debe ser la sociedad para poder subsistir en este sistema tan vulnerable. Responder ante las señales de la naturaleza, generando sistemas de producción dinámicos y diversos, como son capturados en los movimientos y la diversidad de las plantas CAM (Andrade *et al.*, 2009). Estas plantas además de ser indicadores de cambio climático (Cach-Pérez *et al.*, 2017), son indicadores del microambiente y de la fauna y flora que en ellos habita, por lo que es recomendado su empleo para el desarrollo de modelos y planes de mitigación y adaptación del cambio climático. La conservación, protección y el monitoreo constante de los recursos es de orden prioritario para la mitigación de impactos. El desarrollo de la investigación científica desde la visión multi-disciplinar para el esclarecimiento y la modelización de las complejas redes socio-ecológicas que conforma la red hidrogeológica es ampliamente recomendada.

5.2 CONCLUSIONES

Los resultados de la investigación permiten concluir que al norte de Yucatán, los recursos naturales terrestres y costeros presentan un estrecho vínculo con un acuífero kárstico altamente vulnerable a la contaminación y a cambios en la precipitación. La alta fracturación del Anillo de Cenotes (AC) genera la redistribución de los recursos hídricos inter-conectando los recursos naturales al acuífero, a las actividades antrópicas, a la intrusión salina y a la atmósfera. El sistema de abastecimiento presenta una tendencia a la reducción de la cantidad y calidad del agua, por el aumento de la población, la presencia de intrusión salina y la tendencia que registran los modelos regionales climáticos a la reducción de la precipitación, que pone en riesgo tanto al acuífero, como a los recursos naturales y a la sociedad para final del siglo 21.

Los resultados proporcionan las bases de la modelación del sistema con modelos numéricos multi-escalas y esclarecen el conocimiento sobre la composición, el estado y la tendencia de los recursos hídricos y naturales, permitiendo una evaluación objetiva para el desarrollo de medidas de mitigación.

La técnica empleada en la exploración de la matriz, basada en las tomografías de resistividad con inversión robusta, permite solventar las limitaciones de los métodos convencionales y capturar los cambios en las propiedades físicas de la matriz en base a su conductividad, inversa de la resistividad. A partir de la exploración de la matriz se obtiene un aumento de la conductividad vinculada a los cenotes y aguadas, lo que sugiere que estas formaciones pueden ser una expresión en superficie de la red de conductos, cuevas y fracturas que conforman la matriz cárstica del AC.

Las aguadas obtienen una conductividad, que es similar a la obtenida en cenotes. El perfil, ERT-1, y a dinámica capturada en los sitios 2 y 17 evidencian que las aguadas están vinculadas al acuífero, que son fuentes potenciales de agua y que merecen especial atención por ser éstas fuentes de abastecimiento en la agricultura y la ganadería. Los resultados demuestran que las aguadas no son depresiones del terreno, que están conectadas a la red de fracturas del acuífero y que son fuentes potenciales de agua. La falta de literatura científica sobre la gran diversidad de formas que estas presentan en el AC, sugiere la necesidad de estudios que esclarezcan su origen, funcionamiento y heterogeneidad entre ellas.

Los métodos estadísticos son potentes herramienta en el estudio y la modelización del sistema de flujos y la dinámica en el AC. Estos permiten tener en cuenta la alta heterogeneidad de la matriz, sus características locales y regionales, los cambios en la conductividad de la matriz, la red de conectividad con otras variables y solventan las limitaciones que presentan los modelos dinámicos que emplean un mismo algoritmo en la simulación del flujo regional/local, los cuales no permiten tener en cuenta la red de fracturas.

El alarmante descenso del nivel estático del agua en el área de la Reserva Geohidrológica capturado en el modelo geo-espacial, resalta la necesidad de su comprobación en esta área con medidas de posicionamiento global diferencial.

El efecto de mareas en el AC es detectado en los registros hidrodinámicos en áreas cerca y lejos de la costa y están acuerdo con la definición de que el acuífero está conformado por un lente de agua dulce que flota sobre agua salada. La elevada vulnerabilidad del mismo ante la contaminación por salinización y de que este puede ser potenciado por la banda de caliche paralela a la costa. Son recomendados los estudios de exploración y monitoreo de esta.

El AC es un sistema hidrogeológico con una dinámica definida por la intrusión marina y la integración de la precipitación desde las áreas aledañas. El sistema de redistribución se presenta constituido por una red de conductos y fracturas que pueden estar conectando cenotes y aguadas en grandes áreas.

La alta vulnerabilidad a la contaminación por las actividades antrópicas de superficie, tanto por salinización como por sustancias emitidas en este, y la gran red de conectividad que conforma con los ecosistemas continentales, costeros y marinos que sustentan nuestra sociedad, denotan la necesidad de investigaciones multidisciplinarias encaminadas a esclarecer la conectividad del sistema hídrico, ecológico y social, al desarrollo de tecnologías que garanticen un sistema limpio de las actividades antrópicas, y la implementación de políticas encaminadas a la seguridad hídrica y alimentaria de la población.

El AC conecta los patrones atmosféricos que definen la precipitación, con la producción del sistema ambiental que define nuestras funciones en la sociedad. Por ser las teleconexiones potenciales predictores de la precipitación y el estado del sistema hidrogeológico y ecológico, es recomendado la investigación de la vinculación de estos con los patrones ecológicos y fisiológicos que permiten el desarrollo de las actividades socio-ecológicas.

Por las dificultades de los modelos regionales del clima en la simulación de la precipitación en los meses más húmedos es recomendada la implementación de la investigación de los patrones que dominan en estos meses y el desarrollo de la modelización del clima regional a corto y largo plazo.

La alta fracturación de la matriz hace al acuífero especialmente vulnerable a la contaminación por la fácil dispersión de ésta. Esto puede generar epidemias a corto y largo plazo, pérdidas económicas en el sistema social y político y grandes crisis si no se toman las medidas gestión necesarias. Es recomendada la implantación de depuradoras urgente y el desarrollo científico y tecnológico que garantice la buena gestión de los residuos sólidos y líquidos y la sustentabilidad y sostenibilidad socio-ecológica.

Los cambios en el clima y la tendencia a la reducción de la precipitación sugieren la necesidad de investigaciones encaminadas al desarrollo del conocimiento sobre las interacciones de los sistemas socio-ecológicos con el agua, y sobre los patrones, interacciones y funciones de los sistemas ecológicos y cómo la sociedad de Yucatán puede adaptarse a los cambios.

Entre las medidas de mitigación para la adaptación a los cambios en la precipitación expuestos se destacan: (1) El monitoreo constante del estado del acuífero, (2) la conservación de la biodiversidad, (3) el desarrollo de la sociedad y la implementación de tecnologías sostenibles y sustentables, (4) la protección inmediata del acuífero y los sistemas ecológicos vinculados y, (5) el desarrollo de la ciencia y la tecnología que fomenten el conocimiento para la eficiencia del uso de los recursos.

5.3 REFERENCIAS

- Alongi, D.M. (2014). Carbon cycling and storage in mangrove forests. *Annual review of marine science*, 6, 195-219.
- Andrade, J.L., J.C. Cervera y E.A. Graham (2009). Microenvironments, water relations, and productivity of CAM plants, en *Perspectives in biophysical plant ecophysiology: a tribute to Park S. Nobel*, de la Barrera E. y WK Smith (eds.). Universidad Nacional Autónoma de México, México. pp. 95-120.
- Andrade-Gómez, L., M. Rebolledo-Vieyra, J.L. Andrade, P.Z. López, J. Estrada-Contreras (en revisión). Karstic aquifer structure from geoelectrical modeling in the Ring of Sinkholes, Mexico. *Hidrogeology Journal*

- Andrade-Gómez, L., M. Rebolledo-Vieyra, J.L. Hernández-Stefanoni, J.L. Andrade (2016). Geofísica de exploración para el estudio de la estructura y estratificación del acuífero en el Anillo de Cenotes, Yucatán (México). Reunión anual de Geofísica Mexicana. Vallarta. Exposición de Cartel.
- Angyal, D., Solís, E. C., Magaña, B., Balázs, G., y Simoes, N. (2018). *Mayaweckelia troglomorpha*, a new subterranean amphipod species from Yucatán state, México (Amphipoda, Hadziidae). *ZooKeys*, (735), 1.
- Bauer-Gottwein, P., B.R. Gondwe, G. Charvet, L.E. Marín, M. Rebolledo-Vieyra y G. Merediz-Alonso (2011). Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, México. *Hydrogeology Journal*, 19(3), 507-524.
- Borghi, A., P. Renard, y S. Jenni (2012). A pseudo-genetic stochastic model to generate karstic networks. *Journal of Hydrology*. 414, 516-529.
- Cach-Pérez, M.J., C. Reyes, y J.L. Andrade (2017). Vida en las alturas: plantas indicadoras del cambio climático. *Ecofronteras*, 21 (59), 26-28
- Cisneros-de la Cruz, D. J., J. Martínez-Castillo, J. Herrera-Silveira, L. Yáñez-Espinosa, M. Ortiz-García, R. Us-Santamaria, y J.L. Andrade (2018). Short-distance barriers affect genetic variability of *Rhizophora mangle* L. in the Yucatan Peninsula. *Ecology and evolution*, 8(22), 11083-11099.
- Crook, E.D., A.L. Cohen, M. Rebolledo-Vieyra, L. Hernandez, y A. Paytan (2013). Reducción de la calcificación y falta de aclimatación por parte de las colonias de coral que crecen en áreas de acidificación natural persistente. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias* , 110 (27), 11044-11049.
- De la Rosa-Manzano, E.D.L., J.L. Andrade, G. Zotz y C. Reyes-García (2014). Respuestas fisiológicas a la sequía, de cinco especies de orquídeas epífitas, en dos selvas secas de la península de Yucatán. *Botanical Sciences*, 92(4), 607-616.

- DOF (Diario Oficial de la Federación, 1979). Decreto por el que se declara área natural protegida, con el carácter de reserva de la biosfera, la región denominada Ría Lagartos, Estado de Yucatán.
- DOF (Diario Oficial de la Federación, 2000). Decreto por el que se declara área natural protegida, con el carácter de reserva de la biosfera, la región denominada Ría Celestún, Estado de Campeche.
- DOF (Diario Oficial de la Federación, 2013). Decreto 117 que establece el área natural protegida denominada reserva estatal geohidrológica del anillo de cenotes. N° 32, 477, Estados de Yucatán, Campeche y Quintana Roo.
- Douglas, P.M., A.A. Demarest, M. Brenner y M.A. Canuto (2016). Impacts of climate change on the collapse of lowland Maya civilization. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44, 613-645.
- Durán R. y M. Méndez (2010). Biodiversidad y Desarrollo Humano en Yucatán. CICY, PPD-FMAM, CONABIO, SEDUMA. pp. 496.
- Finch, W.A. (1965). The karst landscape of Yucatan. PhD Dissertation. University of Illinois, Urbana, IL.
- Gei, M., D.M. Rozendaal, L. Poorter, F. Bongers, J.I. Sprent, M.D. Garner, ... y P.H. Brancalion, (2018). Legume abundance along successional and rainfall gradients in Neotropical forests. *Nature ecology & evolution*, 1.
- Giannini, A., M.A. Cane, y Y. Kushnir (2001). Interdecadal changes in the ENSO teleconnection to the Caribbean Region and the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 14(13), 2867-2879.
- Giannini, A., Y. Kushnir, y M.A. Cane (2000). Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 13(2), 297-311.
- Graham, E.A., y J.L. Andrade (2004). Drought tolerance associated with vertical stratification of two co-occurring epiphytic bromeliads in a tropical dry forest. *American Journal of Botany*, 91(5), 699-706.
-

- Kantun-Manzano, C., F. Arcega-Cabrera, M. Derrien, E. Noreña-Barroso, y J. Herrera-Silveira (2018). Submerged Groundwater Discharges as Source of Fecal Material in Protected Karstic Coastal Areas. *Geofluids*,
- Marín, L.E. (1990) Field Investigations and numerical simulation of groundwater flow in the karstic aquifer of northwestern Yucatan, Mexico, PhD Thesis, Northern Illinois University.
- Nafarrate-Hecht, A.C., J.M. Dupuy-Rada, S.P. George-Chacon, y J.L. Hernández-Stefanoni (2018). Modelización y mapeo estacional del índice de área foliar en un bosque tropical seco usando imágenes de satélite de alta resolución. *Madera y Bosques*, 24(3).
- Nikulin, G., A. Asharaf, M.E. Magariño, S. Calmanti, R.M. Cardoso, J. Bhend, ... y S.H. García, (2018). Reducción dinámica y estadística de un retransmisión estacional global en África oriental. *Servicios Climáticos*, 9, 72-85.
- Perry E, A. Paytan, B. Pedersen, y G. Velazquez-Oliman (2009). Groundwater geochemistry of the Yucatan Peninsula, Mexico: constraints on stratigraphy and hydrogeology. *Journal of Hydrology*, 367(1-2): 27-40.
- Perry E, G. Velazquez-Oliman, y R.A. Socki (2002). Hydrogeology of the Yucatán Peninsula. En: Sustainable Management of groundwater in Mexico, Holliday *et al.*, (eds.). The national academies press Washington DC
- Perry, E., L. Marin, J. McClain, y G. Velazquez (1995). Ring of cenotes (sinkholes), northwest Yucatan, Mexico: its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater. *Geology*, 23(1), 17-20.
- Rebolledo-Vieyra M, Urrutia-Fucugauchi J, and López-Loera H (2010) Aeromagnetic anomalies and structural model of the Chicxulub multiring impact crater, Yucatan, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1): 85-195.
- Rebolledo-Vieyra, M., L.E. Marín, L. Virgil Sharpton, y A. Trejo-García (2011). The Chicxulub impact crater and its influence on the regional hydrology in

Northwestern Yucatan, Mexico, in: Buster, N.A. and Norris, R., eds., "Gulf of Mexico Origin, Waters, and Biota: Volume 3, Geology", Texas A&M University Press, pp. 279-290.

Reyes-Mendoza, O., J. Herrera-Silveira, I. Mariño-Tapia, C. Enriquez, y J.L. Largier (2019). Phytoplankton blooms associated with upwelling at Cabo Catoche. *Continental Shelf Research*.

Romero-Centeno, R.L., D.K. Adams, J.A. Amador Astúa, C.L. Castro, T. Cavazos Pérez, R. Garduño López, C. Lizárraga Celaya, V.M. Mendoza Castro y E.G. Pavia López (2016). Fenómenos Climáticos y su Relevancia para el Cambio Climático Regional Futuro. en B. Martínez López (Ed.), *Reporte Mexicano de Cambio Climático, Grupo I, Bases Científicas. Modelos y Modelación*. UNAM/PINCC, México, 261-294.

Rosado-Calderón, A.T., M. Tamayo-Chim, E. de la Barrera, I.M. Ramírez-Morillo, J.L. Andrade, O. Briones, y C. Reyes-García (2018). Alta resiliencia a los cambios climáticos extremos en la epífita CAM *Tillandsia utriculata* L. (Bromeliaceae). *Fisiología plantarum*.

Schmitter-Soto J.J., E. Escobar-Brione, J. Alcocer, E. Suárez-Morales, M. Elías-Gutiérrez, y L.E. Marín (2002). Los cenotes de la península de Yucatán. En: *Lagos y presas de México*, G. de La Lanza y J.L. García-Calderón (Eds) AGT. p. 337–381.

Tang, J., X. Niu, S. Wang, H. Gao, X. Wang y J. Wu (2016). Statistical downscaling and dynamical downscaling of regional climate in China: Present climate evaluations and future climate projections. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(5), 2110-2129.

Timmermann, A., S.I. An, J.S. Kug, F.F. Jin, W. Cai, A. Capotondi, ... y K. Stein (2018). El Niño–Southern Oscillation complexity. *Nature*, 559(7715), 535.

Valdez-Hernández, M., J.L. Andrade, P.C. Jackson, y M. Rebolledo-Vieyra (2010). Phenology of five tree species of a tropical dry forest in Yucatan, Mexico: effects of environmental and physiological factors. *Plant and soil*, 329(1-2), 155-171.

- Valle-Levinson, A., I. Mariño-Tapia, C. Enriquez, y A.F. Waterhouse (2011). Tidal variability of salinity and velocity fields related to intense point-source submarine groundwater discharges into the coastal ocean. *Limnology and Oceanography*, 56(4), 1213-1224.
- Van Leeuwen, W.J., K. Hartfield, M. Miranda, y Meza (2013). Trends and ENSO/AAO driven variability in NDVI derived productivity and phenology alongside the Andes Mountains. *Remote Sensing*, 5(3), 1177-1203.
- Vera, I., I. Mariño-Tapia, y C. Enriquez (2012). Effects of drought and subtidal sea-level variability on salt intrusion in a coastal karst aquifer. *Marine and Freshwater Research*, 63(6), 485-493.
- Vuilleumier, C., A. Borghi, P. Renard, D. Ottowitz, A. Schiller, R. Supper, y F. Cornaton. (2013). A method for the stochastic modeling of karstic systems accounting for geophysical data: an example of application in the region of Tulum, Yucatan Peninsula (Mexico). *Hydrogeology Journal*, 21(3), 529-544.
- Wang, C., S.K. Lee, y D.B. Enfield (2008). Atlantic warm pool acting as a link between Atlantic multidecadal oscillation and Atlantic tropical cyclone activity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5).

ANEXO I. CARTELES EN CONGRESO

Figura A1. Cartel presentado en el congreso de estudiantes. Centro de Investigación Científica de Yucatán. Mérida, Abril de 2015.

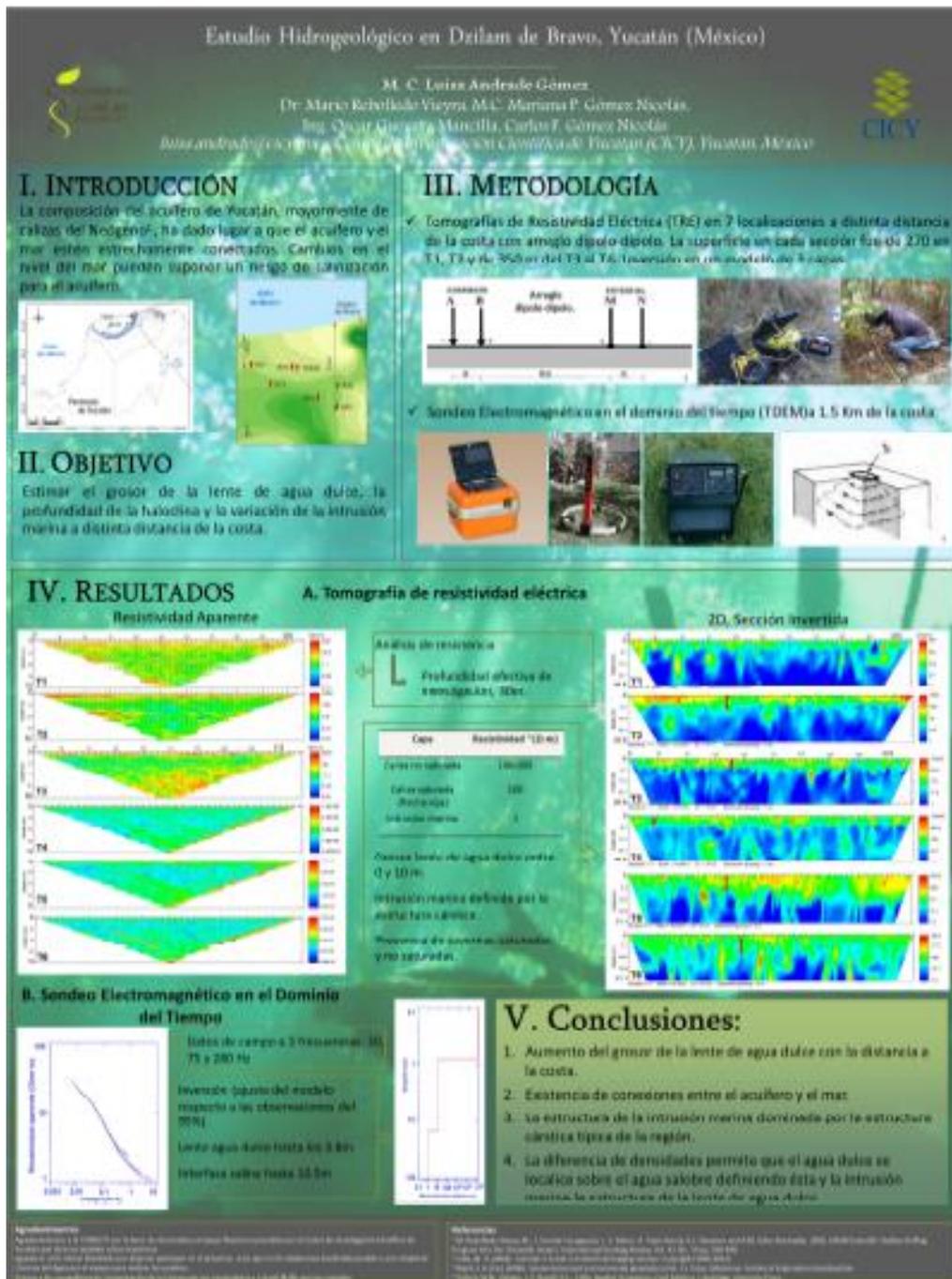


Figura A2. Cartel presentado en la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana. Puerto Vallarta, Noviembre 2015.

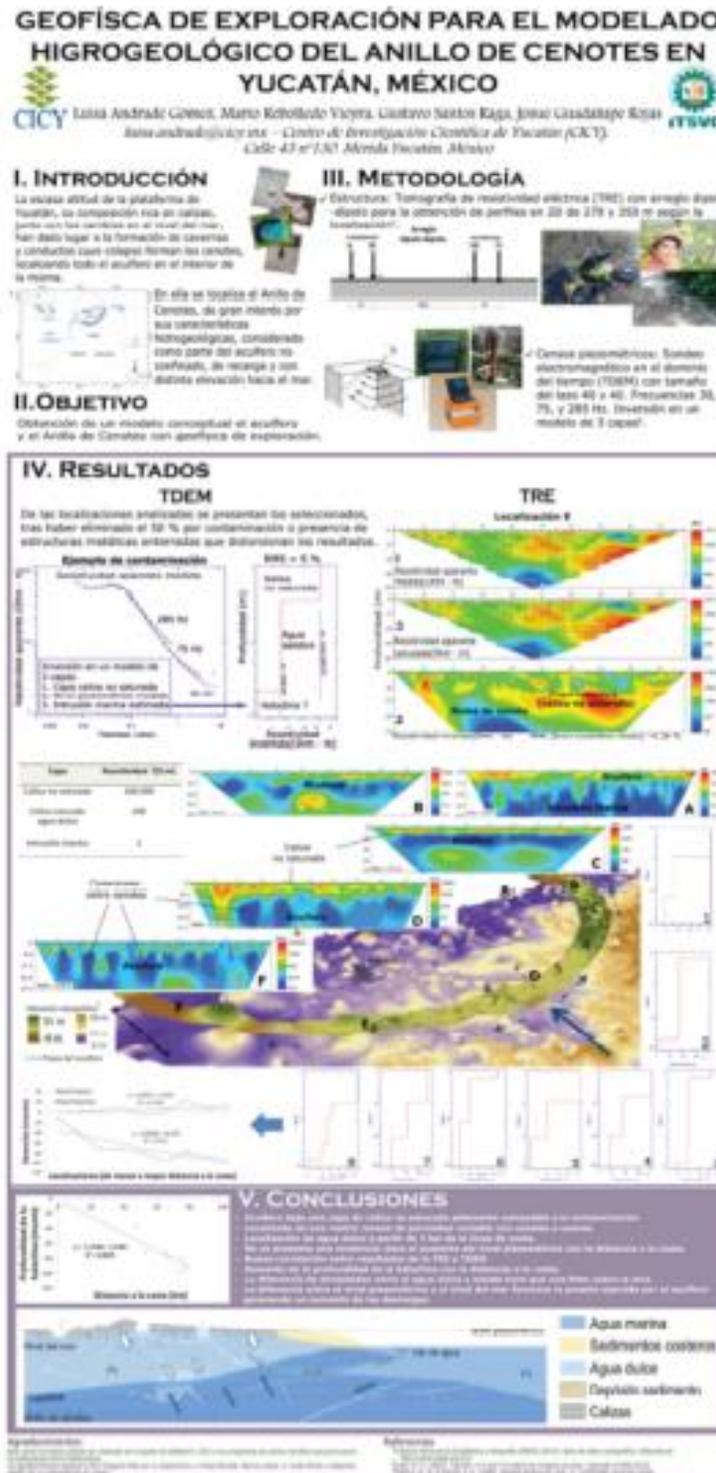


Figura A3. Cartel presentado en el congreso de estudiantes del Centro de Investigación Científica de Yucatán. Mérida, Marzo de 2016.

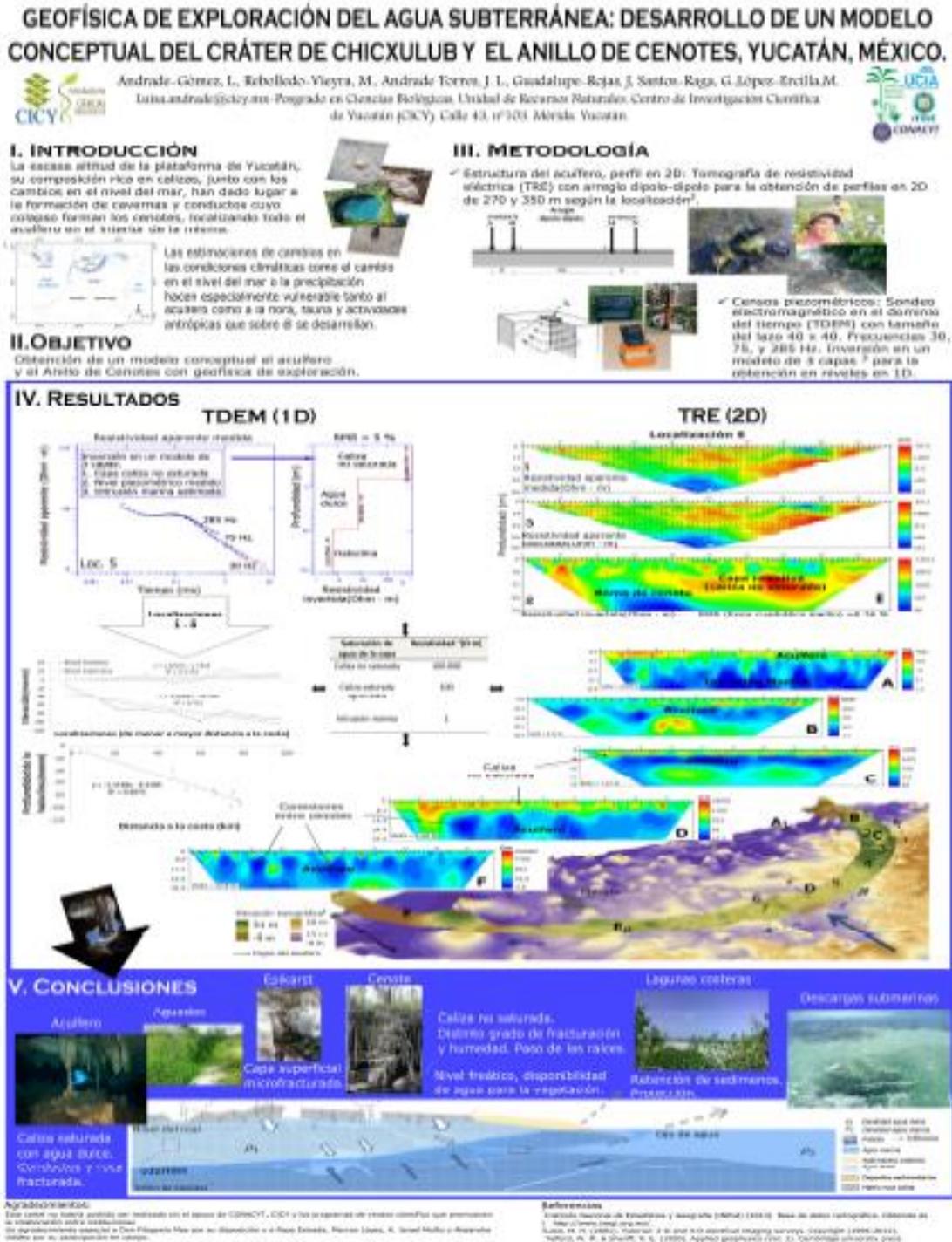


Figura A4. Cartel presentado en la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana. Puerto Vallarta, Noviembre 2016.

