



Centro de Investigación Científica de Yucatán, A.C.

Posgrado en Ciencias del Agua

**ANÁLISIS TEMPORAL Y ESPACIAL DE LA INFLUENCIA
DE LOS CICLONES TROPICALES EN LA PRECIPITACIÓN
DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN.**

Tesis que presenta

María Fernanda Lases Hernández

En opción al título de

MAESTRA EN CIENCIAS DEL AGUA

Cancún, Quintana Roo (Noviembre del 2013)

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 de otras instituciones, 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, 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.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Objetivo general	5
1.2 Objetivos específicos:.....	5
2. ZONA DE ESTUDIO.....	7
2.1 Localización de la Península de Yucatán	7
2.2 Rasgos estructurales de la Península de Yucatán	7
2.3 Geología y litología de la Península de Yucatán	8
2.4 Topografía de la Península de Yucatán.....	9
2.5 Clima	10
2.6 Aspectos hidrogeológicos.....	12
2.6.1 Características de los acuíferos kársticos	12
2.6.2 El acuífero Kárstico de la Península de Yucatán.....	13
3. CAPÍTULO 1. BALANCE HÍDRICO Y LA INFLUENCIA DE LOS CICLONES TROPICALES EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN	16
3.1 Introducción.....	16
3.3. Metodología.....	19
3.4.1 Precipitación, evaporación y recarga en la PY	20
3.4.2 Ciclones tropicales en la PY	31
3.4.2.1 Relación entre ciclones tropicales totales en la PY y en la cuenca del Atlántico... 31	
3.4.2.2 Distribución de frecuencia de ciclones	33
3.4.2.3 Flujos de precipitación de ciclones tropicales en la PY	36
3.4.3 Predicciones en los cambios de precipitación de la PY en un futuro de cambio climático.	43
3.4.3.1 Metodología.....	43
3.4.3.2 Resultados y discusión	46
3.5 Conclusiones.....	51
3.5.1 Precipitación, Evaporación y Recarga de la PY	51
3.5.2 Ciclones Tropicales en la PY, presente y futuro.	52
4. CAPÍTULO 2. LOS ISOTOPOS ESTABLES DEL AGUA EN EL NORESTE DE QUINTANA ROO.....	55
4.1 Introducción.....	55

4.2 Metodología.....	57
4.2.1 Muestreo	57
4.2.1.1 Precipitación pluvial.....	57
4.2.1.2 Agua subterránea	57
4.2.1.3 Descarga submarina de agua subterránea.....	58
4.2.2 Análisis fisicoquímicos de muestras de Agua	59
4.3 Resultados y discusión	60
4.3.1 Precipitación	60
4.3.2 Línea Meteórica Mundial y Local	67
4.3.3 Agua Subterránea	72
4.3.4 Descarga Submarina de Agua Subterránea	77
4.4 Conclusiones.....	80
5. Bibliografía.....	83
Anexo 1	92
Anexo 2	98

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1. Geología superficial de la PY.....	8
Figura 1-2. Relieve de la PY.....	9
Figura 1-3. Climas de México.....	10
Figura 1-4. Temperatura media anual de la PY.....	11
Figura 2-1. Localización de 46 estaciones de la red de CONAGUA.....	20
Figura 2-2. Precipitación promedio mensual histórica en 46 localidades de la PY.....	21
Figura 2-3. Evaporación potencial promedio mensual histórica en 46 localidades de la PY.....	22
Figura 2-4. Recarga mensual promedio en 46 localidades de la PY.....	23
Figura 2-5. Precipitación promedio anual (mm/año) de la PY.....	26
Figura 2-6. Precipitación promedio de verano en la PY.....	27
Figura 2-7. Contribución porcentual de la precipitación promedio de verano a la precipitación promedio anual en la PY.....	28
Figura 2-8. Evaporación potencial promedio anual en la PY.....	28
Figura 2-9. Evaporación potencial promedio de verano en la PY.....	29
Figura 2-10. Recarga Anual en la PY.	30
Figura 2-11. Comparación entre los Ct del Atlántico y los CT que influenciaron la PY durante el periodo 1940-2012.....	31
Figura 2-12. Localización de 46 estaciones meteorológicas de la red de CONAGUA.....	32
Figura 2-13. Conteo por categoría en escala Saffir Simpson de los CT que influenciaron la PY durante el periodo 1942-2011.....	33
Figura 2-14. Número de CT por mes que tuvieron influencia en la PY en el periodo 1942-2011.....	34
Figura 2-15. Conteo de ciclones tropicales que influenciaron la PY de acuerdo a la década y categoría en escala Saffir-Simpson.....	34
Figura 2-16. Distribución de la precipitación pluvial relativa a la Tormenta Tropical Opal de 1995 sobre la PY.....	38

Figura 2-17. Precipitación promedio diaria de los CT que influenciaron a la PY en el periodo 1942-2011 de acuerdo a su categoría en escala Saffir Simpson.....	39
Figura 2-18. Comparación entre la ocurrencia de CT y anomalías de precipitación de los meses de Verano en 4 localidades de la PY.....	41
Figura 2-19. Precipitación promedio anual de la PY estimada para finales del siglo XXI.....	49
Figura 3-1. Pluviómetro instalado en la UCIA.....	56
Figura 3-2. Localización de la zona de estudio.....	57
Figura 3-3. Localización de las estaciones del muestreo costero.....	58
Figura 3-4. Relación lineal entre los ciclos de precipitación y temperatura de Cancún y La Habana.....	61
Figura 3-5. El efecto cantidad en la precipitación de Cancún para el periodo Julio 2012- Mayo 2013.....	62
Figura 3-6. El efecto cantidad en la precipitación de la estación GNIP IAEA de la Habana, Cuba, para el periodo Abril 2002- Diciembre 2009.....	63
Figura 3-7. Relación lineal entre $\delta^{18}O$ y la temperatura ambiental en Cancún y la Habana..	64
Figura 3-8. $\delta^{18}O$ y δD del agua meteórica de Cancún, México y la Habana, Cuba.....	66
Figura 3-9. Valores promedio de humedad relativa y vectores de viento para la región tropical y subtropical del Atlántico.....	68
Figura 3-10. Comparación entre la LAMM y las razones isotópicas $\delta^{18}O$ y δD de pozos y cenotes.....	70
Figura 3-11. Relación entre la precipitación mensual de Cancún, Kantunilkin y Leona Vicario y los porcentajes de agua subterránea calculados en la descarga del ojo Bonita en 4 ocasiones en el periodo Enero 2012- Mayo 2013.....	75
Figura A. Precipitación acumulada sobre América del Norte y el Caribe durante el periodo 17 de Mayo a 15 de Junio de 2013.....	91
Figura B. Distribución de la salinidad en el área circundante al ojo de agua Bonita situado en el Parque Nacional Arrecife de Puerto Morelos, Quintana Roo.....	93

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1-1. Contribución porcentual promedio a la precipitación promedio de verano y a la precipitación promedio Anual en la PY por parte de los CT de acuerdo a su categoría en escala Saffir-Simpson.....	38
Tabla 1-2. Precipitación diaria máxima asociada a ciclones tropicales que tuvieron influencia en la PY en el periodo 1942-2011 de acuerdo a su categoría en escala Saffir-Simpson.....	40
Tabla 1-3. Comparación entre las proyecciones en los cambios de frecuencia de CT de los ensambles multi-modelo y los escenarios CMIP3/A1B y CMIP5/RCP4.5 para la temporada Agosto-October del periodo 2081-2100 con respecto a la temporada Agosto-October del periodo 1980-2006.....	43
Tabla 1-4. Ciclones históricos y proyectados con influencia en la PY de acuerdo a su categoría en escala SS. Se muestra la frecuencia de los ciclones que influenciaron a la PY en las temporadas Agosto-October del periodo 1986-2005.....	44
Tabla 1-5. Contribución promedio (mm/evento) de los ciclones tropicales de acuerdo a su categoría SS a la precipitación promedio de la PY para el periodo 1942-2011.....	45
Tabla 1-6. Contribución porcentual por parte de los CT de las temporadas Agosto-October del periodo 2081-2100 a la PMA de la PY.....	47
Tabla 1-7. Contribución porcentual por parte de los CT de las temporadas Agosto-October del periodo 2081-2100 a la PMA de la PY.....	48
Tabla 2-1. Valores de las razones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y δD del agua de precipitación pluvial mensual captada en Cancún.....	59
Tabla 2-2. Valores de las razones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y δD de agua de Cenotes y pozos localizados al noroeste de Quintana Roo.....	69
Tabla 2-3. Matriz de correlación entre las características fisicoquímicas de los Cenotes de Puerto Morelos.....	71
Tabla 2-4. Valores de los parámetros físico-químicos de las muestras de agua subterránea.....	72
Tabla 2-5. Valores promedio y desviaciones estándar de $\delta^{18}\text{O}$ y δD de agua de cenotes correspondientes a cada muestreo.....	73
Tabla 2-6. Porcentajes de agua subterránea descargada del ojo en diferentes muestreos, calculada utilizando diferentes trazadores conservativos (i.e. salinidad, $\delta^{18}\text{O}$ y δD).....	75

Tabla A. Precipitación Pluvial sobre la PY asociada a CT en el periodo 1942-2011.....	87
Tabla B. Precipitación relativa al Ciclón Tropical Andrea de 2013 y a su precursor sobre la PY.....	90
Tabla C. Precipitación relativa al Ciclón Tropical Andrea de 2013 y a su precursor sobre Florida.....	91

Resumen

La fuente principal de agua dulce para el sostenimiento de poblaciones humanas en la Península de Yucatán (PY) es el agua subterránea. Actualmente la PY es considerada como una Región Hidrológico Administrativa sin estrés por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). Proyecciones a partir de modelos de circulación general realizadas por el IPCC-AR4 sugieren disminuciones en la precipitación media anual de hasta 48% para el año 2100 en relación con la década de los 90s en esta región. Dichos modelos no contemplan el aporte de eventos extremos de precipitación, por ejemplo, asociados a los ciclones tropicales (CT). Estudios paleoclimáticos sugieren un aporte importante de los CT al balance hídrico de la PY. Ensamblajes multi-modelos capaces de simular CT de acuerdo a su categoría en escala Saffir Simpson (SS) predicen disminución en la frecuencia de tormentas tropicales y huracanes (Categorías 1-3), aumento en la frecuencia de los huracanes más intensos (Categorías 4-5) y el aumento en las tasas de precipitación de todos los ciclones sobre la región para finales de siglo XXI.

Debido al cambio esperado en la frecuencia e intensidad de ciclones tropicales en el futuro y dado que la PY es una de las regiones más impactadas por estos fenómenos en el mundo, es de gran interés estimar cuál es su aporte al mantenimiento del ciclo hidrológico de esta región en la actualidad. Datos de referencia que describan las contribuciones de lluvia actuales por parte de los CT a la región, permitirían realizar predicciones de cambios en la precipitación por actividad ciclónica proyectada en diferentes escenarios futuros por modelos de circulación general. En este sentido, el presente estudio se centra en las características de CT que impactaron a la PY y en la contribución de sus flujos de precipitación a la lluvia anual y de verano tanto a escala regional como local. Este enfoque permitió evaluar el impacto positivo de los CT en el mantenimiento del un balance hídrico favorable para las poblaciones humanas de la región.

El estudio se basa en datos de precipitación a partir de mediciones pluviométricas realizadas por CONAGUA durante el periodo de 1942 al 2011. Este estudio analiza también la relación que existe entre los CT que pasaron por la PY y los CT ocurridos en el Atlántico durante el periodo 1940-2012. Más aún el análisis de un total de 86 ciclones tropicales permitió determinar que sus flujos de precipitación tuvieron una influencia significativa en la PY. En particular, el estudio encontró que la contribución promedio por

ciclón a la precipitación anual fue de 9.3% y a la precipitación de verano (Junio-Octubre) de 13.4% a nivel regional. Se encontraron contribuciones máximas por ciclón de 43.3% y 28.6% a las precipitaciones de verano y anual, respectivamente. Notablemente, los datos instrumentales sugieren que no existe una relación lineal positiva entre la categoría de intensidad de los CT y su precipitación promedio diaria. Este resultado implica que la intensidad en la escala SS no es un buen predictor de riesgo por inundación. La generación de esos datos permitió predecir contribuciones por parte de los CT a la precipitación media anual para finales de siglo en la PY, las cuales se realizaron a partir de predicciones recientes de cambios en la frecuencia de los CT y de sus tasas de precipitación para finales de siglo sobre el Atlántico y de los cambios proyectados en la precipitación media anual sobre la región por el IPCC-AR4. Las predicciones aquí presentadas muestran que para el escenario más extremo de sequía, la lluvia de los CT podría contribuir con hasta ~40% de la precipitación media anual, dejando así en evidencia el importante aporte de los CT al balance hídrico de la PY en el futuro.

Aunado a la evaluación de la influencia de los CT, este estudio presenta también una caracterización isotópica de la lluvia y agua subterránea (cenotes y pozos) del noreste de Quintana Roo durante el periodo Junio 2012-Mayo 2013. Los datos isotópicos de precipitación fueron comparados con los de la estación de la Habana, Cuba perteneciente a la GNIP-IAEA, para evaluar la extensión espacial de las observaciones locales (i.e. de Cancún). Se encontró que en ambas regiones el control dominante en la composición isotópica de la lluvia es el “efecto cantidad” a escala estacional. Estas observaciones tienen implicaciones para el uso de isótopos estables como trazadores cuantitativos de cantidad de lluvia, por estudios paleoclimáticos. El estudio presenta un análisis de las líneas meteóricas locales de Cancún y la Habana y sus implicaciones hidrológicas. La relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y δD del agua subterránea sugiere condiciones altamente evaporativas. La determinación del volumen relativo de agua subterránea fluyendo de un manantial submarino (ojo) en distintos meses, permite sugerir que el control principal sobre la recarga del acuífero a escala estacional es el ciclo de precipitación. Finalmente, estos nuevos datos instrumentales de la composición isotópica de la lluvia ofrecen apoyo a interpretaciones previas por estudios paleoclimáticos de que los registros de $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmitas –en condiciones de equilibrio isotópico- reflejan el efecto de cantidad.

Abstract

Groundwater represents the main source of freshwater sustaining human populations in the Yucatan Peninsula (YP). Currently, the YP is considered to be an unstressed hydrological region by the Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). IPCC-AR4 general circulation model projections suggest reductions in average annual rainfall of up to 48% by 2100 relative to the 1990s in this region. These models, however, do not include the contribution of extreme rainfall events associated with tropical cyclones (TC). Paleoclimatic studies suggest an important contribution of TC to YP freshwater balance. Multi-model ensembles that are able to simulate TC according to their category scale (Saffir Simpson, SS) predicted a decrease in the frequency of tropical storms and hurricanes (Categories 1-3), an increase in the frequency of intense hurricanes (Categories 4-5), and increased in precipitation rates of all cyclones over the region by the end of the XXI century.

Due to the expected changes in frequency and intensity of TC in the near future and given that YP is one of the most affected regions by these phenomena in the world, it is of major interest to estimate their contributions to the maintenance of the hydrological cycle in this region today. Data of reference describing current rain contributions from TC to the region would enable predictions of precipitation changes associated to the shifts in cyclone activity projected by general circulation models. In this regard, the present study focuses on the characteristics of TC that struck the YP and the contribution of their precipitation flows to summer and annual precipitation at a regional and local levels. This approach allowed evaluating the positive impact of TC in maintaining a favorable water balance for human populations in the region.

This study is based on precipitation data from pluviometric measurements made by CONAGUA during the period 1942 to 2011. The study also analyzes the relationship between YP TC strikes and TC counts in the Atlantic during the period 1940-2012. Furthermore, analysis of a total of 86 tropical cyclones allowed to determine that their precipitation flows had a significant influence on the YP. In particular, the study shows that in average, each cyclone contributed with 9.3% and 13.4% to annual and summer (June to October) precipitations regionally. Maximum single-cyclone precipitation contributions to annual and summer rainfall of 43.3% and 28.6%, respectively, are suggested by the instrumental data. Noticeably, these data also suggests that there is no positive linear

relationship between TC intensity as defined by the SS scale and their daily average precipitation. This result implies that intensity of cyclones in the SS scale is not a good predictor of flood risk. These data also allowed to predict contributions from TC to annual average rainfall in late XXI century in the YP, which were realized based in recent predictions of changes in TC frequency and its precipitation rates for end of century on the Atlantic and the projected changes in mean annual precipitation over the region by the IPCC-AR4. Predictions presented here show that for the most extreme scenario of drought, rain from CT may contribute as much ~40% of annual average rainfall, becoming evident the important contribution of CT to water balance in the YP.

In addition to the evaluation of CT influence, this study also presents an isotopic characterization of rain and groundwater (sinkholes and wells) from the northeast of the Estate of Quintana Roo, during the period June 2012-May 2013. The precipitation stable isotope data were compared with similar data from a GNIP-IAEA station in Havana Cuba, in order to assess the spatial extent of local observations from Cancún. This analysis indicates that, in both regions, the dominant control on precipitation $\delta^{18}\text{O}$ is the “amount effect” on seasonal time scales. Such observations have important implications for the use of stable isotopes as quantitative precipitation proxies by paleoclimate studies. In addition, this study presents an analysis of local Cancún and Havana meteoric water lines, and their hydrological implications. Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ y δD in groundwater suggests highly evaporative conditions. Variations of relative volume of groundwater flowing from a submarine spring (ojo) in different months suggest that the primary aquifer recharge in this coastal region is rapid and responds to the seasonal precipitation cycle. Finally, these new instrumental precipitation isotope data offer support to previous interpretations by paleoclimatic studies that stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ records –in isotope equilibrium conditions- are likely to reflect the amount effect.

1. INTRODUCCIÓN

Los seres humanos dependemos del agua dulce (potable) para sobrevivir. La distribución de este recurso alrededor del planeta no es uniforme. En México en particular, el 37% del volumen total de agua concesionado para usos consuntivos (agrícola, abastecimiento público, industria autoabastecida y termoeléctricas) proviene del agua subterránea y de todos los Estados mexicanos, los que conforman la Península de Yucatán (PY) tienen la mayor recarga media de sus acuíferos [1].

En la PY se extraen cerca de 1300 millones de $m^3/año$ de agua subterránea y de estos el 64% se destina a la actividad agropecuaria, el 30% para uso doméstico y el 6% en instalaciones industriales y de servicios. En la distribución por Estado, en Yucatán se extrae alrededor de 758 Millones de $m^3/año$, equivalente al 58% del volumen total, seguido por Campeche con 323 Millones de $m^3/año$ que representa el 25% y el estado de Quintana Roo con 219 Millones de m^3 que equivalen al 17% [2].

Aunque en la Península de Yucatán existen algunos ríos (Candelaria, Champotón, Hondo) y lagos, su volumen es pequeño [3], por lo cual, no se consideran fuentes de agua dulce de importancia para la región. La falta de escorrentía se debe a la naturaleza kárstica de la PY, en la cual el suelo se distingue por tener una alta permeabilidad [4]. La infiltración del agua a través de este sistema es muy rápida y la zona de recarga es a través de todo el acuífero regional [5].

El agua disponible para el consumo humano en la zona costera de la PY es un lente de agua dulce que flota sobre agua salada por diferencia de densidades [6]. Se ha detectado intrusión salina en algunas zonas de la PY [7], [8], [9]. Sin embargo, una modelación del acuífero realizada por Gonzalez et al. (2002)[4] mostró que la dinámica del sistema de flujo regional no ha sido alterada a pesar de la gran cantidad de captaciones, ya que el volumen extraído es pequeño en comparación con la recarga al acuífero. La Comisión Nacional del Agua considera a la PY como una Región Hidrológico Administrativa sin estrés, en cuanto a la presión ejercida sobre el recurso hídrico [1]. A pesar de ser considerados sin estrés, la situación de los acuíferos de la Península de Yucatán está en riesgo de cambiar debido al impacto del cambio climático.

Simulaciones realizadas con modelos de circulación general (GCM) pronostican reducciones significativas de la precipitación pluvial, de hasta ~50% para el año 2100 en relación con la década de los 90s [10] [11]. El rango total de cambio de estas proyecciones es de -48 a 9%; la mitad de los modelos proyectan un rango entre -16 a -5% [10]. Por otro lado, el calentamiento anual para 2100 proyectado por estos modelos varía entre 1.8 y 5°C; la mitad de los modelos predicen un rango entre 2.6 y 3.6 °C [10]. En cuanto a cambios eustáticos en el nivel del mar, el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC AR4) proyecta un aumento de hasta 60 cm para el año 2100 en relación al nivel de 1990([12], IPCC AR4). Predicciones que incluyen procesos dinámicos inherentes a los glaciares, en contraste con las predicciones del IPCC AR4, sugieren un aumento de hasta 1.7 metros para el 2100 [13] [14]. Estos pronósticos implican que el cambio climático podría disminuir severamente la disponibilidad de agua dulce al reducir los flujos de precipitación, incrementar la evaporación y favorecer la intrusión salina en la PY.

Estudios paleoclimáticos han identificado periodos de sequías intensas durante los últimos siglos en la PY, los cuales han tenido impacto en el desarrollo de civilizaciones pasadas a lo largo de la historia [15], [16], [17], [18], [19]. Medina-Elizalde et al., (2010) [18], por ejemplo, sugieren que la desintegración de la civilización Maya estuvo relacionada a una serie de sequías que tuvieron lugar durante el Periodo Clásico Terminal (800-950) y señalan que su magnitud es comparable a las sequías más severas proyectadas por el IPCC-AR4 para el 2100 en la región [10].

Las proyecciones climáticas a partir de modelos, mencionadas anteriormente, no contemplan la contribución al ciclo hidrológico de cambios en la frecuencia e intensidad de Ciclones Tropicales (CT). La mayoría de los estudios recientes con modelos que simulan explícitamente CT mediante los cambios previstos en factores ambientales que favorecen o desfavorecen la actividad ciclónica (temperatura superficial del mar, cizalladura del viento, intensidad potencial) vinculados a las variaciones estadísticas de ciclones tropicales observadas, proyectan una disminución en la frecuencia de los ciclones tropicales para finales del siglo 21 en el Atlántico [20], [21] [22], [23], [24]. Estos resultados contrastan con algunos resultados de modelos que sugieren un aumento en la frecuencia de los CT durante este siglo en el Atlántico [25], [26]. Así mismo, modelos capaces de simular

huracanes intensos (categorías 4 y 5) proyectan un aumento en su frecuencia de hasta 10% por década, equivalente a su duplicación para finales de este siglo en el Atlántico [21], [27], [24].

A pesar de estas proyecciones que sugieren condiciones futuras desfavorables para el reabastecimiento de los acuíferos y que indican un aumento del poder destructivo de los CT, no es claro qué papel jugarán los flujos de precipitación a partir de CT en el mantenimiento de un balance hídrico positivo en la PY. Esta información es crucial para idear oportunamente planes de mitigación y adaptación que atenúen los impactos causados por los cambios esperados en la precipitación pluvial de la región. Por lo cual el Capítulo 1 presenta un análisis cuantitativo del impacto que han tenido los flujos de precipitación de los CT en el ciclo hidrológico de la PY durante el periodo de registro instrumental, para generar información básica de referencia que permitan realizar proyecciones de la contribución de CT al balance hídrico, a nivel regional y local, bajo diferentes escenarios de cambios en la frecuencia e intensidad de CT. La información de este registro es analizada para determinar los siguientes aspectos en relación al papel de los CT en la región: (1) tendencias y distribución históricas de categorías de intensidad de CT; (2) la relación cuantitativa que existe entre los flujos de precipitación pluvial a la región y la intensidad de los CT (basada en intensidad de ráfagas de viento sostenidas); (3) la contribución de estos flujos a la lluvia estacional y anual de la región; y (4) la relación entre anomalías positivas históricas de precipitación y la frecuencia de CT. Por último, este análisis permite realizar proyecciones de la contribución de los CT a la precipitación de la PY para finales de este siglo de acuerdo a predicciones a partir de modelos de cambios en la frecuencia y tasas de precipitación de los CT.

Se han realizado algunos estudios con relación a la recarga de agua subterránea a nivel local y regional en la PY. Estos estudios sugieren que la recarga puede constituir el 15% [28], [29], 23% [30], [31] y entre el 30% y 60% [32] de la precipitación media anual (PMA). Aun cuando, de acuerdo a estos estudios, la recarga puede representar entre 15% y el 60% del total de la precipitación anual, debido a la descarga natural comprometida (e.g. descargas hacia el mar y para sostener humedales) y al volumen concesionado, la disponibilidad real es de tan solo 25% de la recarga media anual [33]. Por otro lado, el

concepto de recarga utilizado hasta ahora para la PY [28], [29], [31] se basa en un balance hídrico simple: $\frac{dV}{dt} = P - ET_a - Q - R$. Donde: $\frac{dV}{dt}$ es el cambio en el volumen de agua contenida en el suelo con respecto al tiempo, P es precipitación, ET_a es evapotranspiración, Q es escorrentía y R es recarga. Debido a las condiciones intrínsecas del sistema kárstico en la PY (i.e. $Q = 0$, $\frac{dV}{dt} = \text{constante}$) el cálculo de la recarga es simplificado a la diferencia de precipitación menos evapotranspiración (mm/año). Las características de permeabilidad del suelo de la PY, reflejadas en valores altos de conductividad hidráulica [34], [35], [36], [37], [38], [39], [4], [40], [41], a su vez, determinan que el componente de evaporación real tenga una magnitud inferior a la evaporación potencial determinada en superficie, ya que el agua se infiltra rápidamente al subsuelo, y por tanto, “escapa” de los procesos de superficie que ocasionarían su evaporación y pérdida hacia la atmósfera. La recarga real del acuífero, particularmente en zonas altamente permeables, por tanto, excede los valores de $P-E$ calculados por estudios anteriores. Por otro lado, dichos estudios se basan en información instrumental de periodos de tiempo cortos y datos a partir de sensores remotos (que tienen varias fuentes de incertidumbre) [28], [29], [31]. Es oportuno por tanto complementar los resultados de estos estudios con registros largos de datos procedentes de mediciones instrumentales en campo.

Considerando un balance hídrico que incluya todas las entradas y salidas del sistema, así como las características geomorfológicas del mismo, se espera que E tenga una menor influencia en la recarga en sistemas con porosidad terciaria y por tanto, que la recarga esté controlada principalmente por P . Dado que los tiempos de residencia del agua subterránea en la PY se consideran como cortos [42], [43], [44], se espera que el volumen de almacenamiento varíe en función de la cantidad precipitada a nivel estacional y por tanto que durante la temporada de lluvias exista una mayor descarga de agua dulce hacia las costas que durante la temporada de secas. Con el fin de probar esta hipótesis, en el Capítulo 2 de este estudio se utilizan trazadores ambientales conservativos para determinar la variabilidad estacional de una descarga submarina de agua subterránea en relación a la variabilidad estacional del ciclo de precipitación pluvial en la costa noreste de Quintana Roo.

1.1 Objetivo general

Realizar una evaluación cuantitativa del aporte de los Ciclones Tropicales a la precipitación de la Península de Yucatán a escala regional durante el periodo de registro meteorológico instrumental de la región.

1.2 Objetivos específicos:

- Utilizar los datos meteorológicos de la red de estaciones de CONAGUA para realizar mapas regionales de Evaporación, Precipitación y Recarga de verano y anuales actualizados al 2011.
- Evaluar la existencia de correlación entre la cantidad total de Ciclones en el Atlántico y la cantidad de ciclones que pasaron a 100 km y tocaron tierra en la PY en el periodo 1940-2012.
- Realizar una recopilación exhaustiva de la precipitación pluvial diaria durante los eventos ciclónicos que ocurrieron en la PY en el periodo 1942-2011 en 46 estaciones meteorológicas para evaluar la contribución pluvial total por ciclón.
- Calcular la contribución porcentual de los CT en el periodo 1942-2011 a la precipitación anual y de verano en la PY.
- Evaluar la correlación entre anomalías de precipitación en los meses de verano con respecto a la ocurrencia de CT utilizando datos de las cuatro estaciones meteorológicas con registros continuos de mayor duración situadas cerca de centros urbanos importantes de la región.
- Realizar predicciones de cambios en la precipitación media anual sobre la PY para finales del siglo XXI a partir de las predicciones del IPCC-AR4 y proyecciones recientes en el cambio de frecuencia y tasas de precipitación de los CT del Atlántico [24], con base en los datos de precipitación históricos y los datos de precipitación asociada a CT sobre la PY generados por este estudio.
- Cuantificar la proporción de agua subterránea en una descarga submarina de agua subterránea a nivel estacional y generar información isotópica de referencia del origen meteórico de la recarga en las costas de Quintana Roo.

- Llevar a cabo una caracterización isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, δD) e hidrogeoquímica de los componentes del ciclo hidrológico (i.e. precipitación, agua subterránea, agua costera, descarga submarina de agua subterránea) en las costas del noreste de Quintana Roo.

2. ZONA DE ESTUDIO

2.1 Localización de la Península de Yucatán

La PY se localiza al sureste de México y divide el Golfo de México del Mar Caribe en el extremo sur de América del Norte y la parte norte de América Central, se localiza entre las latitudes 18° y 22° Norte y entre las longitudes 86° y 91° Oeste. La integran 3 estados: Yucatán, Quintana Roo y Campeche con un territorio de aproximadamente 139,897 Km² [45].

2.2 Rasgos estructurales de la Península de Yucatán

La Península de Yucatán es una plataforma calcárea característica por ser una superficie plana, con la presencia de colinas en la parte norte y sur oriental. Sus principales rasgos fisiográficos son la Falla de Ticul delineada por la Sierrita de Ticul, el Anillo de Cenotes que rodea la Cuenca Sedimentaria del Chicxulub, la Zona de fracturas de Holbox al noreste de Quintana Roo y la falla del Río Hondo.

La Sierrita de Ticul localizada al occidente de la Península de Yucatán orientada de noroeste a sureste está formada por crestas paralelas con una extensión de 110 km y altitud máxima de 275 m.s.n.m. Este relieve es un parte aguas de la Península ya que al sur de la Sierrita existen algunos valles y lomeríos con altura máxima de 150 m.s.n.m. y hacia la parte norte una planicie con pendiente de hasta 50 m hasta el nivel del mar [46], [47].

La Zona de fracturas de Holbox es un rasgo tectónico que se extiende aproximadamente 100 Km con 50 Km de ancho. Consiste en largas cadenas de alargadas depresiones o surcos conocidas localmente como sabanas [48], la formación de esta zona se dio durante los movimientos de placas tectónicas en el Eoceno [49].

La falla del Río Hondo se sitúa al sur de la Zona de fracturas de Holbox, consiste en una serie de fallas orientadas de noreste a suroeste las cuales se cree dieron origen a la costa del Caribe y a la Isla Cozumel [50].

Diversos estudios sugieren que hace aproximadamente 65.5 millones de años cayó un meteorito o cometa en la PY que causó las extinciones masivas observadas en el límite del Cretácico-Paleógeno [51], [52], [53], [54]. Eyecciones asociadas al impacto del meteorito donde hay contacto entre sedimentos del Cretácico y el Paleógeno han sido encontradas en el sureste de Quintana Roo y Belice a una distancia de 360 km del lugar del

impacto [55], [56], [57]. El Anillo de Cenotes se encuentra sobre el borde de la cavidad de excavación del cráter del Chicxulub [58] o sobre el borde del cráter del Chicxulub [59]. Este Anillo es una alineación de dolinas (conocidas como cenotes), el área circunscrita por el Anillo tiene mayor densidad de cenotes y permeabilidad que las áreas fuera de este, esto se atribuye a un cambio de facies causado por la exposición subaérea y la erosión [5].

2.3 Geología y litología de la Península de Yucatán

La Península de Yucatán está compuesta por rocas calizas, dolomías y evaporitas que alcanzan espesores de hasta 1,500 m [60], que se encuentran encima de rocas de basamento ígneo y metamórfico.

Existe una plataforma de roca caliza cuya superficie total es aproximadamente 300,000 km², se compone de dos partes de similar tamaño, una plataforma sumergida y una porción emergida. Inconformidades en la capa de sedimentos indican intermitente exposición parcial subaérea y erosión de la superficie de la plataforma [61]. Las rocas sedimentarias expuestas en la superficie de la PY acomodadas generalmente en capas horizontales están en un rango de edades que van del Cretácico Superior en la zona central al Holoceno en las costas [50], [62], (Figura 1-1).

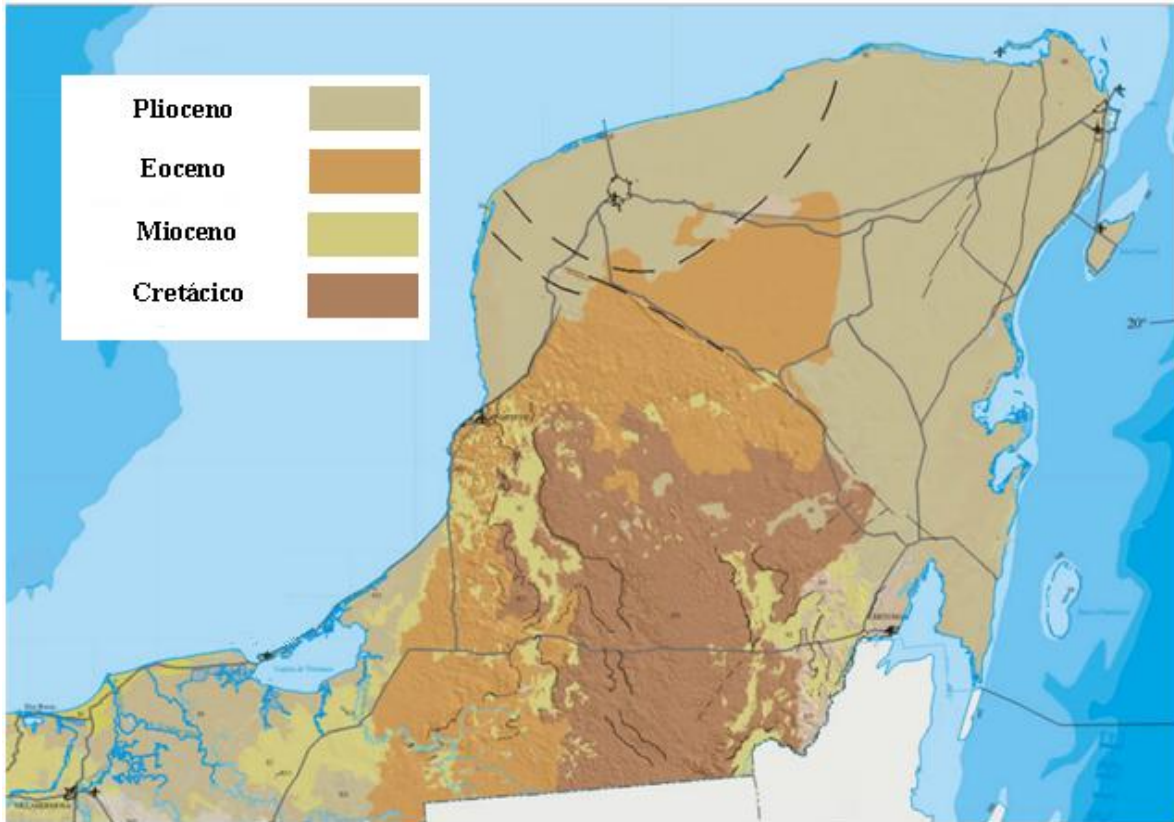


Figura 1-1. Geología superficial de la PY [63].

2.4 Topografía de la Península de Yucatán

La PY es considerada como un área muy plana. En la parte norte la elevación del terreno no excede los 50 metros sobre el nivel medio del mar (m.s.n.m.), las partes centrales donde se encuentra la Sierrita de Ticul presentan altitudes mayores de hasta 300 km. [64].

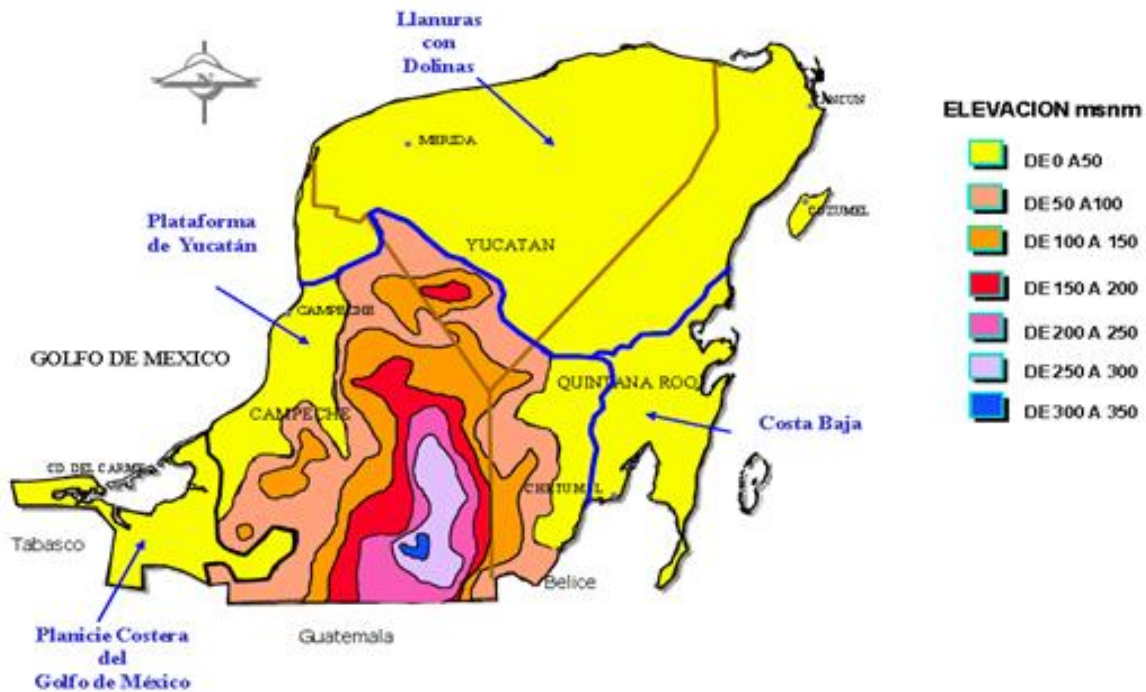


Figura 1-2. Relieve de la PY [64].

2.5 Clima

La PY está dominada por un clima cálido sub-húmedo excepto por la parte noreste donde se presenta un clima seco (Figura 1-3). Los regímenes de precipitación de la PY se deben principalmente a: i) la influencia de la celda anticiclónica Atlántica Bermuda Azores ii) La influencia de los vientos alisios iii) Las ondas y ciclones tropicales que atraviesan la PY de oeste a este y iv) los frentes fríos saturados de humedad (nortes) [65]. La PY presenta altas temperaturas medias anuales debido a la influencia de las corrientes marítimas cálidas, las cuales provienen de la Corriente Ecuatorial Norte, [65], a nivel regional se observa un gradual aumento de la temperatura media desde el norte y sureste hacia el suroeste (Figura 1-4).



Figura 1-3. Climas de México [66].

En la PY se distinguen tres temporadas climáticas, la temporada seca que va de Marzo a Mayo, la temporada de frentes fríos (nortes) que va de Noviembre a Febrero y la temporada de lluvias que va de Junio a Octubre [67].

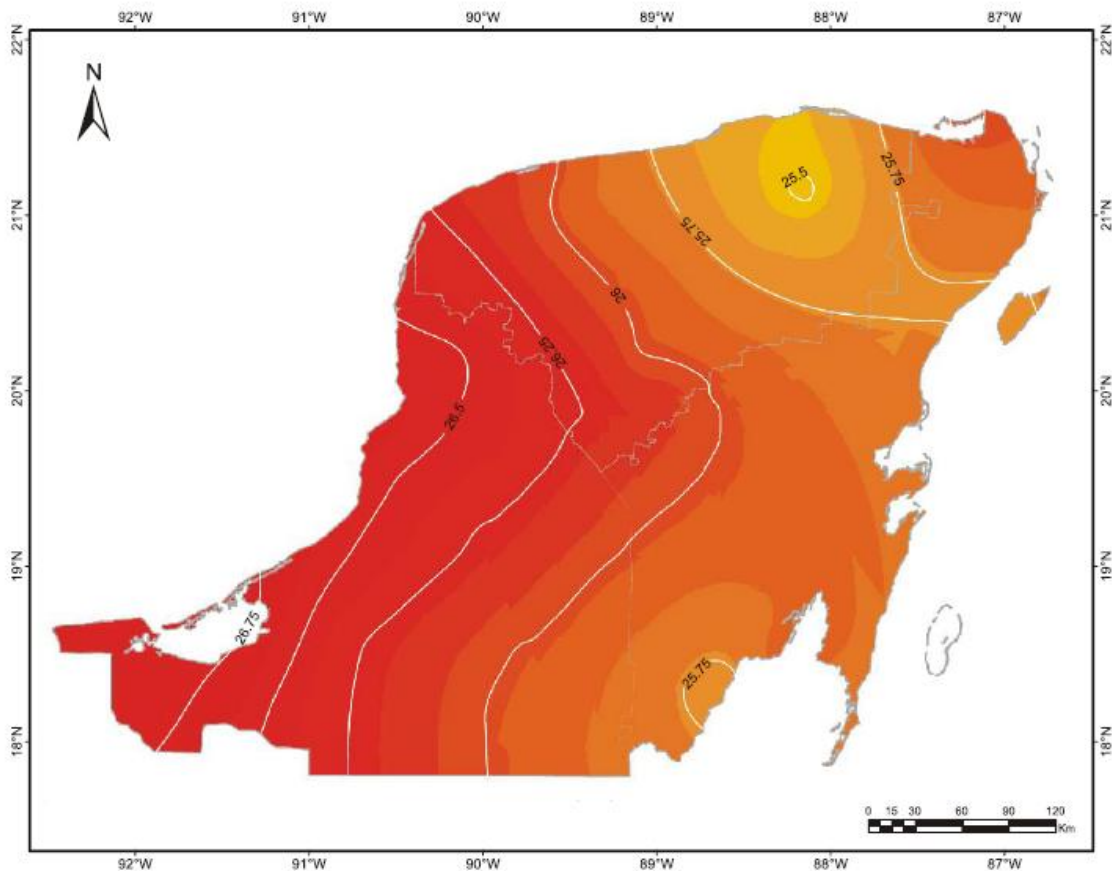


Figura 1-4. Temperatura media anual de la PY durante el periodo 1961-1990. Generada a partir de los datos de le red estaciones de la Comisión Nacional del Agua (Escenario Base pag. 11 en Orellana et al. 2009 [65])

2.6 Aspectos hidrogeológicos

2.6.1 Características de los acuíferos kársticos

Un acuífero kárstico es aquel en el cual el flujo de agua circula en dirección aguas abajo a través de una o varias articulaciones, fracturas, planos de estratificación y conductos interconectados, los cuales fueron originados por procesos de disolución de la roca base (generalmente caliza o dolomía), proceso conocido como karstificación [68], [69].

La roca caliza no es muy soluble en agua pura [70], pero es altamente soluble en ácidos débiles. Una solución débil de ácido carbónico se forma cuando el agua entra en

contacto con el dióxido de carbono. Puesto que el dióxido de carbono es un constituyente de la atmósfera, es producido por los organismos vivos y también está contenido en muchas rocas y minerales. El ácido más abundante en agua natural es el ácido carbónico [71]. Entonces la disolución de calizas que conllevan a la formación de acuíferos kársticos depende de la disponibilidad de dióxido de carbono que se solubilice en agua para formar ácido carbónico [72].

En una topografía kárstica se distinguen tres porosidades, la primaria debida a las características de la matriz rocosa, la secundaria perteneciente a las fracturas y la terciaria que está dada por una red de conductos interconectados [73];[74]. La diferencia entre fracturas y conductos está basada en el tamaño de las aberturas, que es de 0.1 mm a 10 mm para las fisuras y de 10 mm o más para los conductos [71]. Dentro de estos conductos que pueden llegar a convertirse en cavernas el flujo del agua puede cambiar de laminar a turbulento [71], [75].

Otro rasgo geomorfológico importante de los ambientes kársticos son las dolinas, las cuales se colapsan principalmente por la eliminación química y mecánica del material en contacto con agua subterránea, cuanto mayor sea la superficie de contacto y la turbulencia del flujo, la disolución será mayor [76].

La evolución de un acuífero kárstico depende sobre todo del tiempo disponible para que se lleven a cabo procesos de karstificación, así como de las condiciones geográficas y geológicas a las que está expuesta la roca. Cuanto mayor sea el tiempo, el gradiente hidráulico y la cantidad de agua que entra al sistema para disolver la roca, más evolucionado estará el acuífero [75].

2.6.2 El acuífero Kárstico de la Península de Yucatán

El acuífero de la Península de Yucatán es considerado como no confinado excepto por una pequeña franja cerca de la costa de Yucatán [7]. Debido a la alta permeabilidad de la PY, no existen corrientes superficiales de importancia en la región, por lo que el agua disponible para el consumo humano es un lente de agua dulce que flota sobre agua salada por diferencia de densidades en las regiones cercanas a la costa [6].

Las expresiones kársticas principales corresponden a los cenotes (dolinas). El origen de los cenotes se debe al proceso geomorfológico denominado karstificación, que consiste en la combinación de los mecanismos de disolución, colapso y construcción de la roca caliza. Estos procesos están dados por factores intrínsecos: la litología, el grado de porosidad de la matriz y la fractura de la roca; y factores extrínsecos: el clima, la temperatura, la vegetación, la mezcla de agua dulce y salada y el tiempo de exposición al proceso en cuestión. El resultado es la disolución de rocas solubles (yeso, caliza, dolomía y halita) por corrosión química, que resultan en formas negativas del terreno e incremento de la permeabilidad debido al desarrollo de grandes sistemas de drenaje subterráneo [77].

Lesser & Weidie (1988)[78] sugieren que en la parte norte de la Península de Yucatán en regiones con elevación superficial de 4 a 20 m.s.n.m. el nivel freático se encuentra a profundidades de entre 3 m a 15 m. En la zona sur donde se encuentran colinas de 40 m sobre la superficie circundante y una altitud máxima de 300 m.s.n.m, el nivel freático se encuentra entre los 32 m a 100 m de profundidad [5]. La porosidad promedio de los depósitos del Pleistoceno a lo largo de la costa del Caribe es de 14% a 23% [79], mientras que como resultado tanto de cementación localizada y la disolución de las calizas, en los núcleos de antiguas rocas cerca de Mérida, en el noroeste de la PY se encontró un rango mucho mayor, que va de 4% a 51% para distintas sub-muestras [34].

La porosidad secundaria es la predominante ya que las fisuras de las rocas (e.g. fallas, fisuras, fracturas, diaclasas) que son muy comunes en las canteras y paredes de los conductos inundados, controlan la posición de las formas cársticas debido a que en ellas se da la mayor disolución a nivel subterráneo [46].

Beddows (2002) [80] define una triple porosidad del acuífero, la primaria que se da a través de los intersticios de la matriz rocosa, la secundaria constituida por las fracturas, articulaciones y planos de estratificación y la terciaria lograda por la disolución de estos conductos resultando la formación de cavernas interconectadas. La infiltración del agua a través de este sistema es muy rápida y la zona de recarga es a través de todo el acuífero regional [5].

El gradiente hidráulico de la Península de Yucatán es excepcionalmente bajo, se han obtenido valores de 2 cm/km [81] y de 0.7-1 cm/ km [37] para la región noroeste. En la costa del Caribe se han reportado valores de 10 a 115 cm/km [39] y 6 cm/ Km [32].

Recientemente Gondwe et al. (2010) [31] encontraron que el gradiente hidráulico de la zona del cretácico es de 10-190 cm/Km y en la zona del pleistoceno del orden de 3 a 7 cm/Km y una conductividad hidráulica de 0.3 m/s lo que indica una diferencia de transmisividad a nivel regional.

3. CAPÍTULO 1. BALANCE HÍDRICO Y LA INFLUENCIA DE LOS CICLONES TROPICALES EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN

3.1 Introducción

La PY es una de las zonas de mayor impacto por CT en el Atlántico [82]. En la actualidad, de acuerdo con registros históricos del periodo 1851-2000 se ha detectado un corredor importante de presencia de ciclones tropicales entre la PY y Cuba que llega hasta las costas de Louisiana y Texas, en los Estados Unidos. Estos mismos registros muestran que entre la PY y Cuba existe una extensa zona en la cual se presentaron valores mínimos de presiones centrales (en el ojo del ciclón) y máximos vientos sostenidos, es decir, una zona crítica en cuanto a la intensificación de los CT ([83]. Además por su baja elevación y topografía casi plana, la PY no presenta obstáculos para el paso de los CT, lo cual queda evidenciado en los mínimos o nulos cambios en la velocidad de vientos máximos sostenidos (entre 0 y - 4 Km/6 hrs) y en la velocidad de traslación de los CT cuando pasan sobre su territorio [83]. Lo previamente descrito indica que dada su localización y características geográficas, la PY es altamente vulnerable a la influencia de CT.

En la Península de Yucatán la temporada de ciclones tropicales tiene lugar en verano principalmente durante los meses de Junio, Julio, Agosto, Septiembre y Octubre. La precipitación pluvial durante esos meses constituye entre el 60 y 80% de la precipitación total promedio anual (Figura 2-7). Precipitaciones como la que dejó el huracán Wilma en 2005 de 1080 mm y 1576 mm en las primeras 12 y 24 horas de su paso por la PY respectivamente, [62], sugieren que la frecuencia de ocurrencia e intensidad de los CT contribuyen al balance hidrológico de la PY, al menos a nivel local.

Estudios paleoclimáticos recientes sugieren una contribución importante de los CT al balance hidrológico de la PY durante el Holoceno tardío [84], [19], [85]). Por ejemplo, una serie de ocho sequías consecutivas con una duración entre 6 y 18 años son sugeridas por un registro isotópico de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de una estalagmita del noroeste de la PY. Estas sequías se correlacionan con eventos de baja actividad ciclónica en el Atlántico tropical ([19]; Medina-Elizalde et al., 2013 en revisión). Notablemente, estos eventos de sequía acontecieron durante la desintegración cultural y demográfica de la civilización Maya del Clásico, lo que implica que los CT podrían favorecer el almacenamiento de agua dulce,

particularmente durante intervalos de tiempo con anomalías negativas de precipitación. Dadas las características hidrogeológicas de la PY que determinan la ausencia de ríos en la región, la recarga de los acuíferos depende únicamente de flujos de precipitación.

En un horizonte de cambio climático simulaciones realizadas proyectan una disminución en la frecuencia de los ciclones tropicales para finales del siglo 21 [20], [21], [23],[24]. Al mismo tiempo modelos que simulan huracanes intensos (categorías 4 y 5), proyectan un aumento en la frecuencia de estos de hasta 10% por década[21], [27], [24].

Si actualmente los CT contribuyen al mantenimiento de un balance hídrico positivo en la PY entonces futuros cambios en la frecuencia de CT e intensidad de sus flujos de precipitación podrían amortiguar (e.g. de aumentar la frecuencia e intensidad de los ciclones tropicales) o agravar (e.g. de disminuir su frecuencia o intensidad) las sequías pronosticadas para la PY.

Intentando mejorar nuestro entendimiento sobre los factores que determinan la distribución y cantidad de precipitación pluvial asociada a CT se han realizado múltiples estudios cuantificando la contribución por parte de los CT a la precipitación estacional y anual en diferentes cuencas del mundo. Por ejemplo Rodgers et al (2000) [86] mediante observaciones satelitales de microondas pasivas encontraron que los CT contribuyeron aproximadamente con 7% al total de lluvia de todo el Pacífico Norte durante la temporada de ciclones (Junio-Noviembre) del periodo 1987-1998. Así mismo Rodgers et al. (2001) [87] utilizaron la misma técnica para estimar contribuciones de 4%, 3% y 4% por parte de los CT a las lluvias del oeste, este y todo el Atlántico norte respectivamente, en la temporada de ciclones (Junio Noviembre) durante 1987-1998. Más aun, este estudio reportó contribuciones de lluvia por parte de los CT de hasta 30% con respecto a la precipitación de verano en el noreste de Puerto Rico.

Larson et al. 2005 [88] utilizaron el análisis sobre cuadrícula de precipitación, basado en datos pluviométricos para estimar una contribución de entre 15% y 20% de lluvia por parte de los CT que tocaron tierra en la Costa del Golfo de Estados Unidos y México (Atlántico Norte) a la precipitación de verano, durante el periodo 1950-1998. Ren et al. 2006 [89] utilizaron registros pluviométricos de China para determinar contribuciones de entre 20% y 30% de lluvia por parte de los CT a la precipitación total anual en la mayor

parte de Taiwan y la costa sur de China. Ren et al. 2006 [89] encontraron contribuciones de hasta 45% en el sur de Taiwan y Hainan occidental.

Stepherd et al. 2007 [90] realizaron un análisis satelital de precipitación para 4 mini cuencas del Atlántico Norte cercanas a la costa de Estados Unidos, y encontraron contribuciones de lluvia de entre 7.7% a 17.5% por parte de los CT a la precipitación de la temporada de CT (Junio-Noviembre) durante 1998-2006.

Jiang & Zipser 2010 [91] utilizaron la base de datos de University of Utah TRMM para determinar contribuciones a la precipitación estacional por parte de los CT en 6 cuencas oceánicas. Estas contribuciones fueron de 8%-9%, 7%, 11%, 5%, 7%-8% y 3%-4% para el Atlántico, Pacífico central-este, Pacífico noroeste, Océano Índico Norte, Océano Índico Sur y Pacífico Sur, respectivamente, para el periodo de 1998-2006.

Desafortunadamente no existe en la actualidad un registro cuantitativo de la contribución de precipitación de CT en la PY, a partir de datos instrumentales. Con la finalidad de evaluar el papel que desempeñan los CT en el clima de la PY, este trabajo presenta el registro de precipitación asociada a ciclones tropicales más extenso y detallado que se ha realizado en la PY. La información de este registro es evaluada para determinar los siguientes aspectos: (1) tendencias y distribución históricas de categorías de intensidad de CT; (2) la relación cuantitativa que existe entre los flujos de precipitación pluvial a la región y la intensidad de los CT (basada en intensidad de ráfagas de viento sostenidas); (3) la contribución de estos flujos a la lluvia estacional y anual de la región; y (4) la relación entre anomalías positivas históricas de precipitación y la frecuencia de ciclones CT. Por último, este análisis permite realizar proyecciones de la contribución de los CT para finales de este siglo de acuerdo a predicciones a partir de modelos de cambios en la frecuencia de los ciclones tropicales.

3.3. Metodología

Los datos de precipitación y evaporación presentados en este capítulo provienen de la red estaciones meteorológicas de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) de las cuales derivan las Normales Climatológicas reportadas por México a la Organización Meteorológica Mundial (WMO por sus siglas en inglés) de las Naciones Unidas. Esta red de 230 estaciones contienen los registros más largos existentes hasta el momento para la Península de Yucatán, en comparación con cualquier otro registro terrestre o satelital. De los registros de las 230 estaciones disponibles en esta red se seleccionaron 76 estaciones las cuales cubrían los periodos más largos y tenían el mayor porcentaje de datos disponibles, para realizar los mapas de precipitación pluvial, evaporación y recarga de la PY. De las 76 estaciones se utilizaron 46 para realizar la base de datos de precipitación pluvial asociada a CT. Para las estaciones seleccionadas se tienen registros mensuales de entre 11 y 84 años con un porcentaje de datos disponibles de entre 54% a 100%.

Para calcular la recarga en las Figuras 2-4 y 2-10, se utilizó la definición de balance hídrico: $\frac{dV}{dt} = P - E - Q - R$ Donde: $\frac{dV}{dt}$ = el cambio en el volumen de agua contenida en el suelo con respecto al tiempo, P =precipitación, E =evaporación, Q =escorrentía y R =recarga [31]. Debido a las condiciones intrínsecas del sistema kárstico en la PY, la escorrentía se considera nula, y la humedad del suelo constante. Por lo tanto la recarga se calcula, simplemente, a partir de la diferencia entre la precipitación y la evaporación ($R=P-E$).

Se llevó a cabo una recopilación de los eventos ciclónicos que ocurrieron en la PY en el periodo 1942-2011 y cuya precipitación fue detectada en 46 estaciones meteorológicas (Figura 2-12). En el conteo se consideraron los CT que tocaron tierra o cuyo centro pasó a aproximadamente 100 km de distancia de la PY. No fueron considerados los CT cuya precipitación durante todo su paso en promedio fue menor a 30 mm y no tocaron tierra en la PY aunque su centro pasara a aproximadamente 100 km de distancia de las costas de la PY. La posición de las trayectorias de los ciclones fue obtenida de la mejor base de datos de Huracanes en el Atlántico (HURDAT 2 por sus siglas en inglés) del Centro Nacional de Huracanes de la Administración Nacional del Océano y la Atmosfera (National Hurricane Center /National Oceanic and Atmospheric Administration [NHC/NOAA]).

3.4 Resultados y discusión

3.4.1 Precipitación, evaporación y recarga en la PY

Se realizó una comparación entre la precipitación pluvial, evaporación potencial y recarga mensual de 46 localidades de la PY con el fin de conocer el comportamiento estacional del ciclo hidrológico a nivel regional (Figura 2-1). Se encontró que en la mayoría de las estaciones los valores más altos de precipitación pluvial (Figura 2-2) están asociados a los meses de Junio, Septiembre y Octubre, y los valores más bajos a los meses de Marzo y Abril. Entre Junio y Septiembre es evidente la sequía intraestival ([65], Figura 2-2). Por otro lado, se encontró que en la mayoría de las localidades la máxima evaporación potencial ocurre durante los meses Abril y Mayo y la menor evaporación durante los meses de Enero y Febrero (Figura 2-3). La recarga (precipitación menos evaporación) más positiva para la mayoría de estaciones se encontró en los meses de Junio, Septiembre y Octubre .y la más negativa en Marzo, Abril y Mayo (Figura 2-4). Los valores más positivos de recarga mensual corresponden a las estaciones de Palizada y Ciudad del Carmen, Campeche y los valores más negativos a las estaciones de Sisal y Telchac, Yucatán.

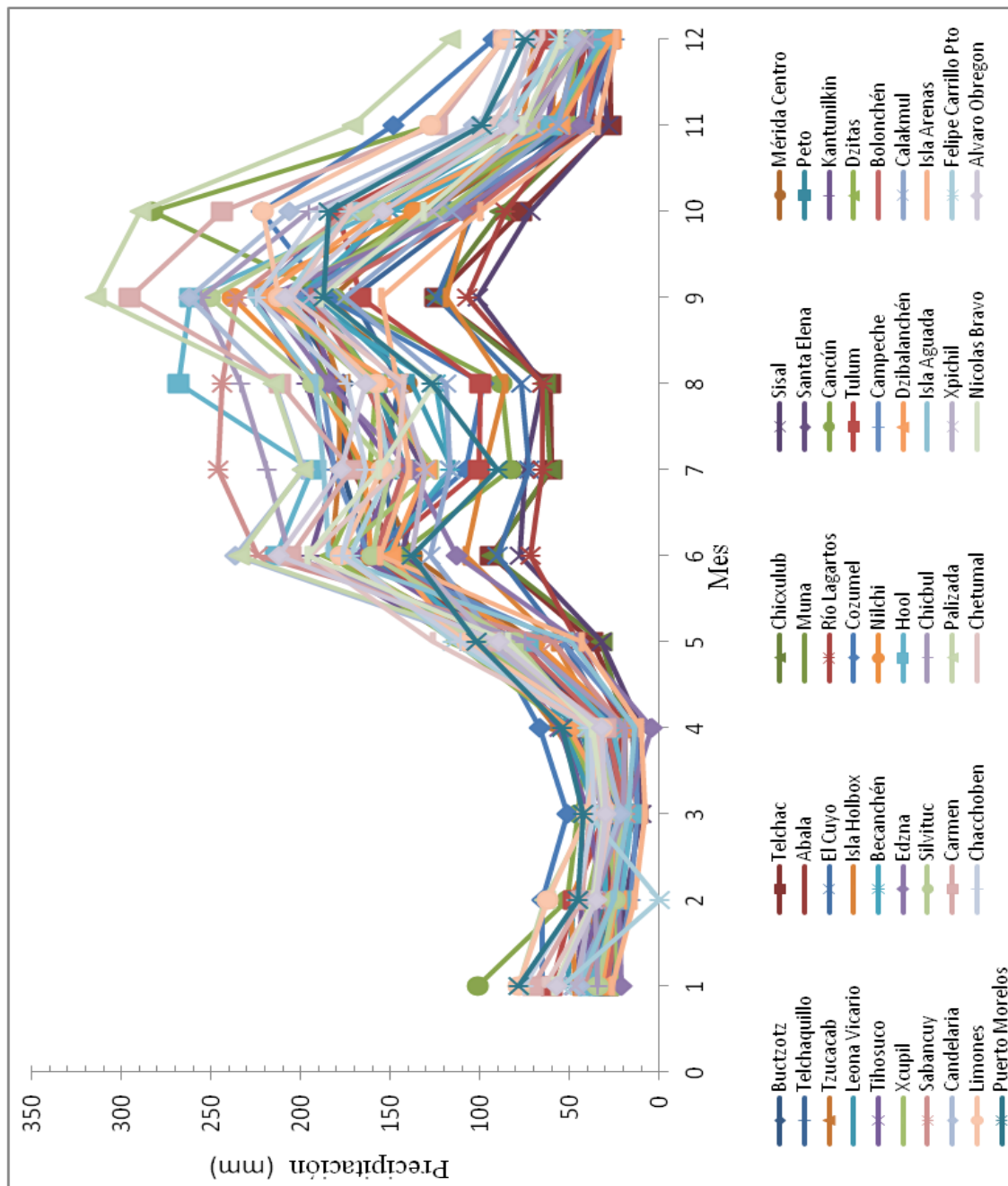


Figura 2-2. Precipitación promedio mensual histórica en 46 localidades de la PY. Construido a partir de los datos de 46 estaciones meteorológicas cuyos registros comprenden intervalos de entre 11 y 84 años dentro del periodo 1926-2011. Son mostrados los nombres de las estaciones cuya localización se muestra en la Fig 5. Datos obtenido de CONAGUA, 2012 [92].

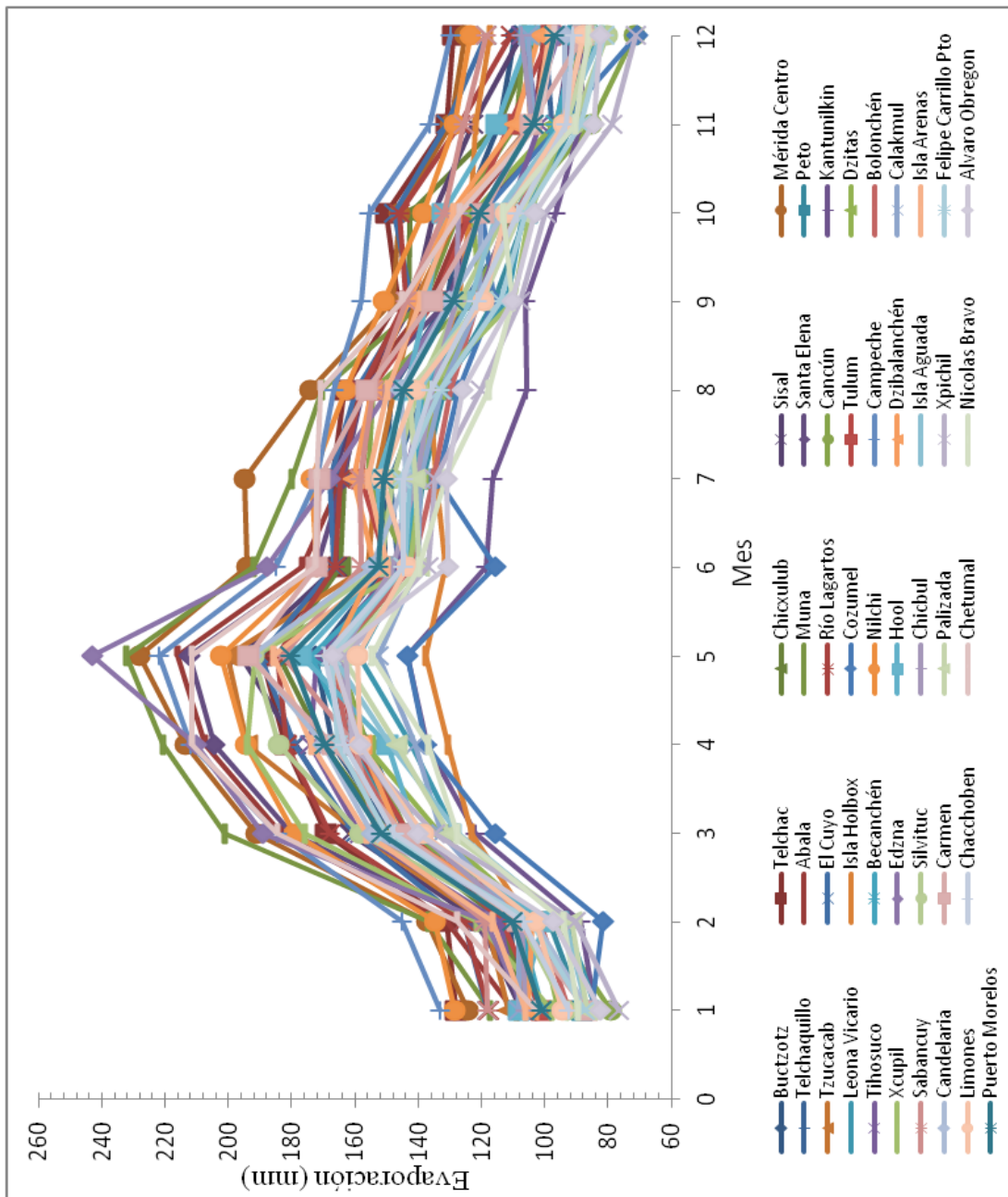


Figura 2-3. Evaporación potencial promedio mensual histórica en 46 localidades de la PY. Construido a partir de los datos de 46 estaciones meteorológicas cuyos registros comprenden intervalos de entre 11 y 84 años comprendidos en el periodo 1926-2011. Datos calculados por CONAGUA (2012) [92] mediante la ecuación de Penman-Monteith [93]. Son mostrados los nombres de las estaciones cuya localización se muestra en la Fig 5.

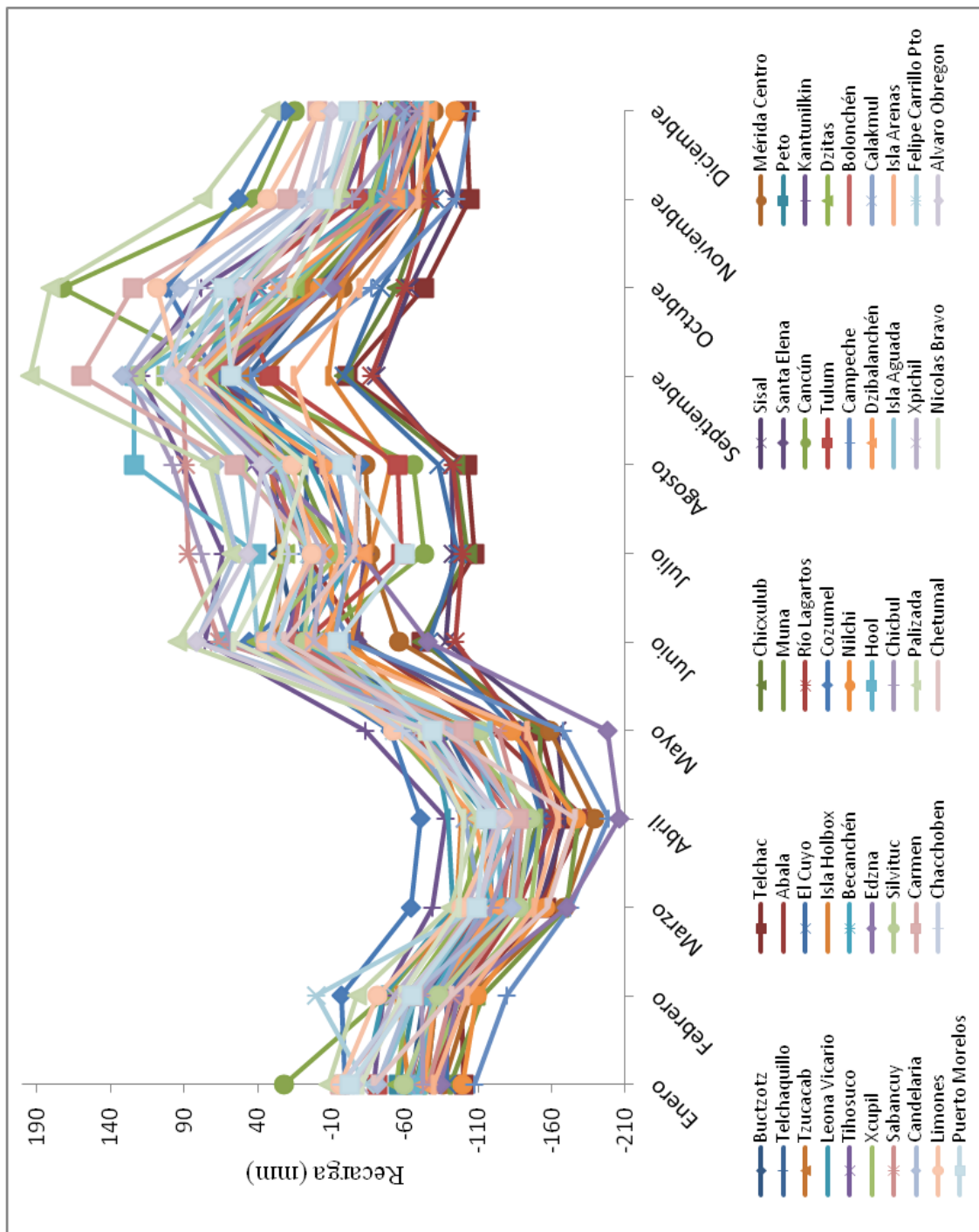


Figura 2-4. Recarga mensual promedio (precipitación mensual menos evaporación potencial mensual) en 46 localidades de la PY. Basada en los datos utilizados en las Figuras 2-2 y 2-3.

En la Figura 2-5 se muestra que las zonas más secas de la PY se encuentran al noroeste y las más húmedas al suroeste, lo cual coincide con el mapa de precipitación creado a partir de los datos de TRMM-3B42 para el periodo 1998-2008 [31]. El promedio de precipitación regional es de 1146 mm, encontrando valores de precipitación máxima y mínima de 1878 mm/año y 547 mm/año correspondientes a las estaciones de Palizada, Campeche y Sisal, Yucatán, respectivamente.

La precipitación promedio de verano (Junio-Octubre) en la PY es aproximadamente de 820 mm, los valores de precipitación máximo y mínimo de verano (Figura 2-7) son de 1252 mm y 390 mm, respectivamente, los cuales al igual que en el caso de la precipitación anual corresponden a las estaciones de Palizada, Campeche y Sisal, Yucatán respectivamente. Como se observa en las Figuras 2-5 y 2-6, la distribución espacial de las precipitaciones promedio anual y promedio de verano es muy similar. La Figura 2-7 ilustra que la precipitación de verano constituye entre el 58% y el 85% de la precipitación promedio anual en la PY, aumentando el porcentaje conforme aumenta a longitud (de Este a Oeste).

En la Figura 2-8 se observa que en la PY la mayor evaporación potencial promedio se encuentra en la zona noroeste, esta distribución también se observa en el mapa creado por Gondwe et al. 2010 [31] a partir del método de triangulación utilizando datos del sensor MODIS [94] en el periodo 2004-2008. El promedio regional de evaporación potencial es de 1640 mm/año. Los valores de evaporación potencial promedio máximo y mínimo son de 2230 mm/año y 1260 mm/año respectivamente los cuales fueron encontrados en las estaciones de Celestún, Yucatán y Cozumel, Quintana Roo respectivamente. La evaporación potencial de verano (Junio-Octubre) es en promedio de 700 mm para la PY (Figura 2-9).

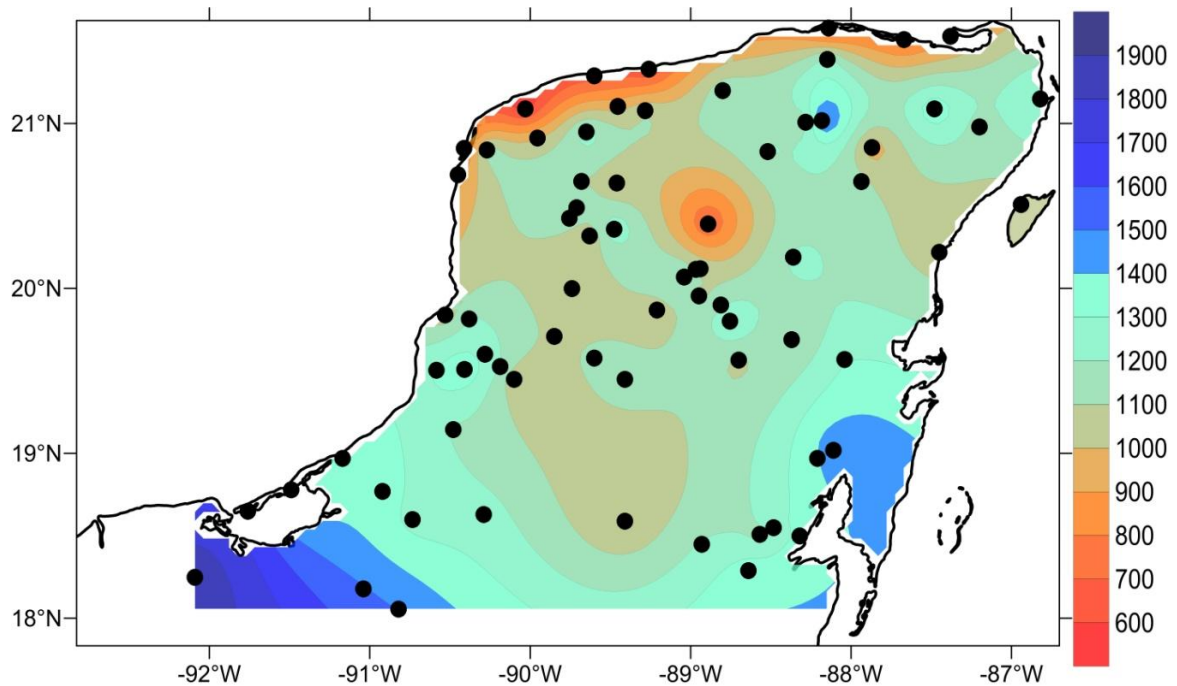
Considerando un balance hídrico simple, en ausencia de escorrentía, la recarga se representa como la diferencia entre la precipitación menos la evaporación. Los datos de precipitación y evaporación potencial generados por CONAGUA (2012) [92] sugieren que en la mayor parte de la PY la recarga promedio anual es negativa (Figura 2-10), con un excedente promedio de evaporación de 500 mm/año para la región. Los valores de recarga máximo y mínimo son de 468 mm/año y -1500 mm/año los cuales se encontraron en las

estaciones de Palizada, Campeche y Celestún, Yucatán, respectivamente. Recientemente Gondwe et al. 2010 [31], calcularon la recarga media anual utilizando datos satelitales. Los datos utilizados por este estudio de precipitación diaria fueron a partir de datos ajustados (con 23 estaciones de CONAGUA) del producto 3B42 de la Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), una misión conjunta de la NASA y la agencia de exploración aeroespacial Japonesa (JAXA) diseñada para estudiar y monitorear la lluvia tropical a partir de sensores satelitales. Los datos de evapotranspiración, por otro lado, fueron obtenidos mediante el método de triangulación utilizando datos del sensor MODIS [94] en el periodo 2004-2008. Con base a cálculos a partir de estos datos satelitales, Gondwe et al. (2010) [31] sugieren que la recarga en las costas de la PY es negativa, debido a la alta evaporación de la costa y que la recarga anual en toda la región de la PY constituye el 23% de la PMA. Por otro lado Beddows (2004) [32] utilizó un modelo en el que relacionó los datos de precipitación y evaporación de Lesser (1976) [28], estos últimos obtenidos mediante el método de Turc, para calcular la proporción de la recarga con respecto a la PMA. Por otra parte Beddows (2004) [32] calculó un rango de contribución porcentual de la PMA que permitiera un área de recarga acorde con las descargas a la costa calculadas por ella con datos de campo en la zona costera cercana a Tulum, Quintana Roo. Utilizando ambos métodos Beddows (2004) [32] encontró que la recarga anual constituye entre el 30% y 60% de la PMA en su área de estudio (i.e. costera).

Excepto el modelo que utilizó Beddows (2004) [32], el cual considera la conductividad hidráulica del suelo, todos los demás estudios de balance hídrico realizados en la PY, sugieren recarga menores al 25% de la PMA [28], [29], [30] [31], considerando incluso zonas con recargas negativas, como sugiere este trabajo. Estos resultados representan una sobreestimación de la evaporación medida utilizando los métodos de Turc, Thornthwaite y Penmann Montheith los cuales se basan en variables meteorológicas superficiales y no toman en cuenta la transpiración vegetal, o el método de triangulación y la ecuación de Priestley-Taylor cuya aplicación no es completamente válida para la PY [94]. La rápida infiltración y las bajas temperaturas del agua en el subsuelo indican que por lo general el agua subterránea escapa de los procesos de evaporación, por lo cual, la recarga debe ser en general mayor a la estimada mediante balances hídricos que consideran datos

de evaporación basados en procesos superficiales. Por tanto, estudios que apunten a determinar la recarga real en la PY, deben utilizar técnicas que implícita o explícitamente consideren la permeabilidad del sistema kárstico de la PY y cómo ésta influye las tasas de infiltración y, en última instancia, la fracción de P que escapa a los procesos de evaporación (e.g. Beddows, 2004 [32]).

Figura 2-5 Precipitación promedio anual (mm/año) de la PY. Basada en los datos de 76



estaciones meteorológicas (círculos negros) con un registro diario de precipitación de entre 11 y 84 años comprendidos en el periodo 1926-2011. Datos obtenidos de CONAGUA 2012 [92].

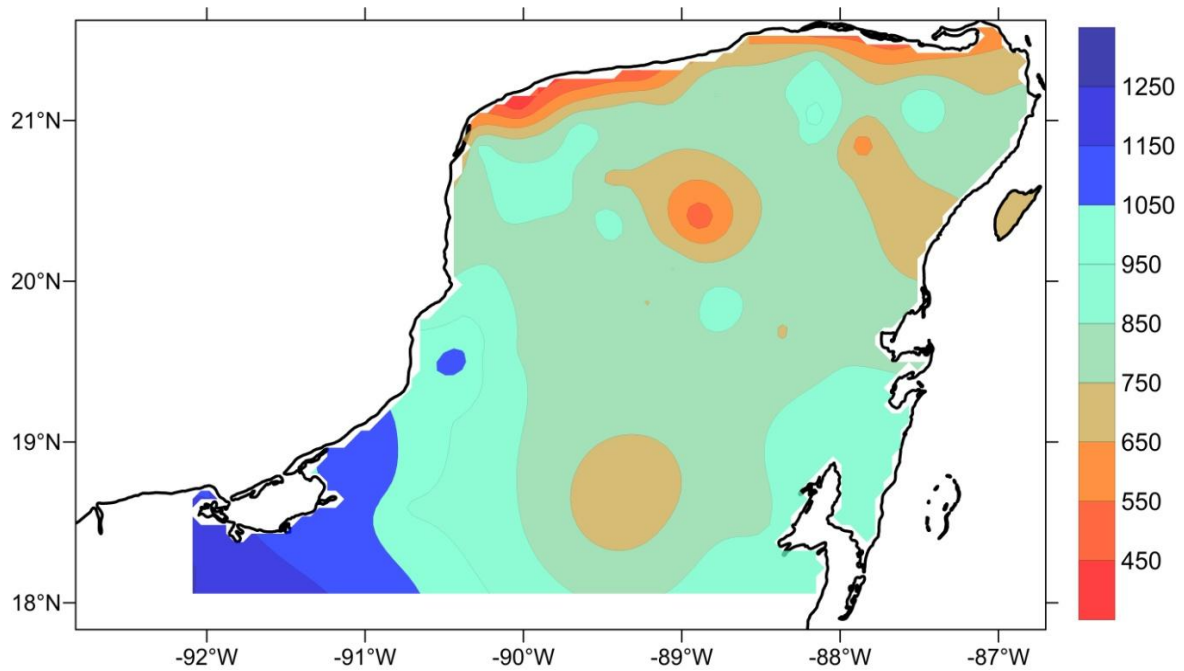


Figura 2-6 Precipitación promedio de verano en la PY. Equivalente a la suma de precipitación en milímetros del promedio histórico de los meses Junio, Julio, Agosto, Septiembre y Octubre, creada a partir de los datos de las 76 estaciones mostradas en la Figura 2-5. Datos obtenidos de CONAGUA 2012 [1].

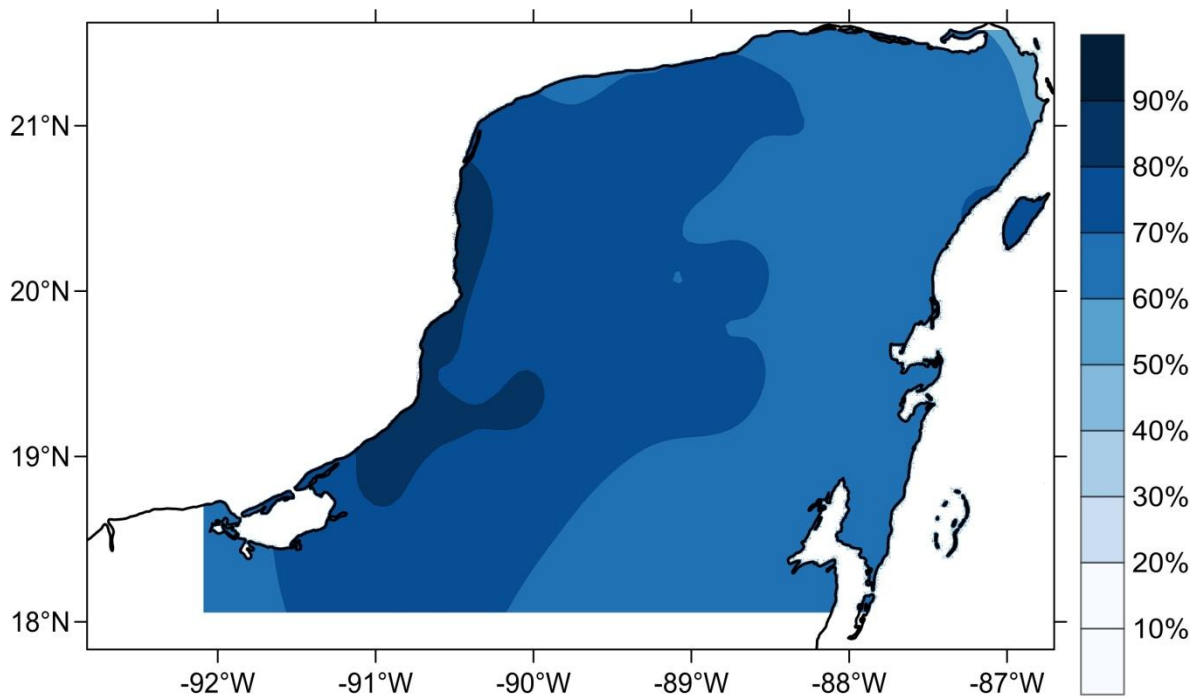


Figura 2-7 Contribución porcentual de la precipitación promedio de verano (Junio-October) a la precipitación promedio anual en la PY. Basado en los datos de CONAGUA 2012 [92].

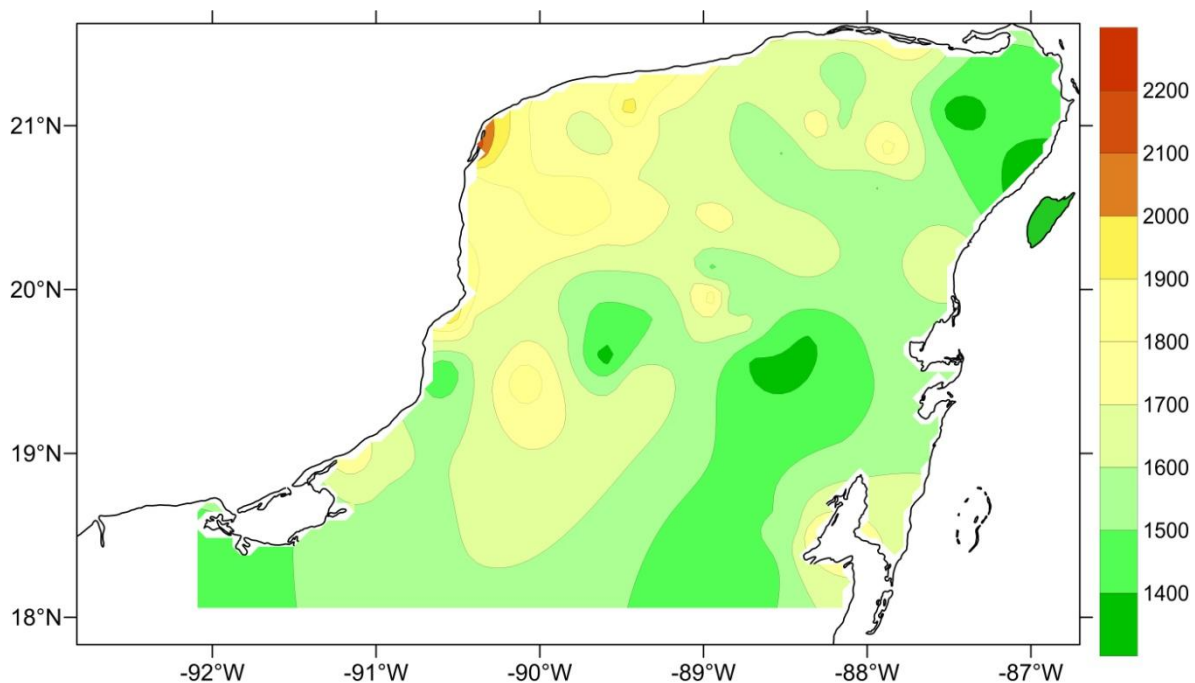


Figura 2-8. Evaporación potencial promedio anual (mm/año) en la PY. Datos obtenidos de las 76 estaciones mostradas en la Figura 2-5, la evaporación potencial fue calculada por CONAGUA mediante la ecuación de Penman-Monteith [93].

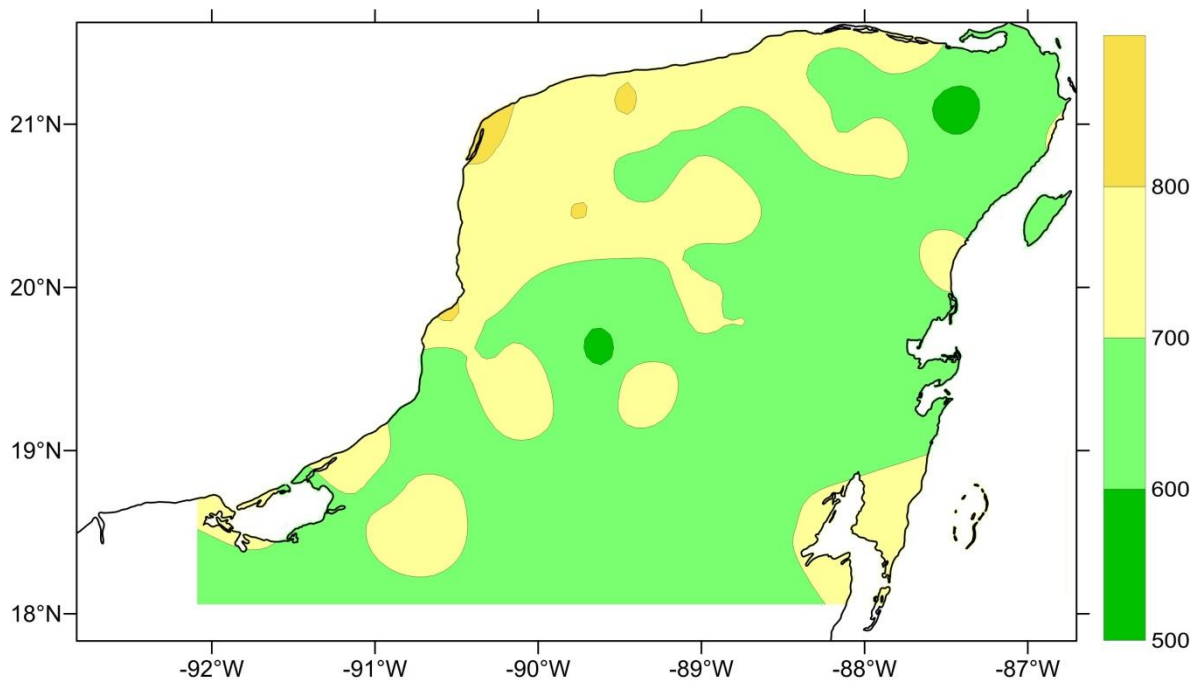


Figura 2-9. Evaporación potencial promedio de verano en la PY. Equivalente a la suma de evaporación (en milímetros) del promedio histórico de los meses Junio, Julio, Agosto, Septiembre y Octubre. Datos obtenidos a partir de las 76 estaciones mostradas en la Figura 2-5, la evaporación potencial fue calculada por CONAGUA (2012) mediante la ecuación de Penman-Monteith [93].

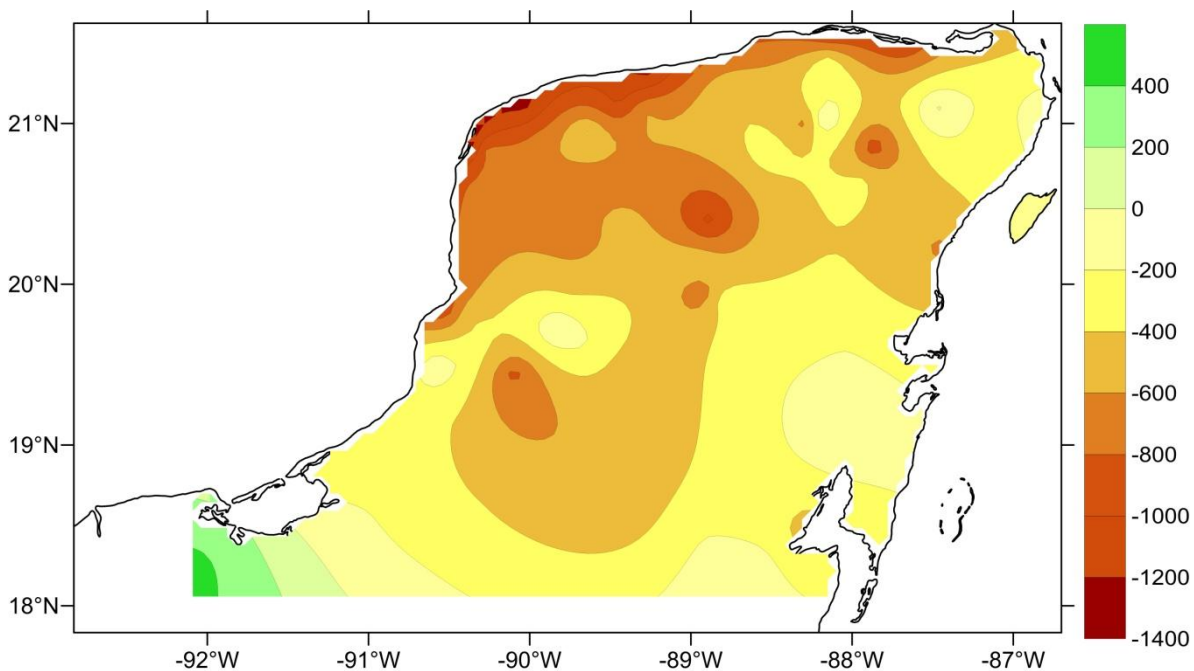


Figura 2-10. Recarga Anual (precipitación menos evaporación potencial) en mm/año en la PY, basada en los datos utilizados en la Figura 2-5 y la Figura 2-8.

3.4.2 *Ciclones tropicales en la PY*

3.4.2.1 *Relación entre ciclones tropicales totales en la PY y en la cuenca del Atlántico*

La Figura 2-11 muestra que existe una moderadamente alta covarianza ($r=0.53$) entre la cantidad total de tormentas tropicales nombradas y huracanes, en el Atlántico con relación a la cantidad de tormentas tropicales nombradas y huracanes que tocaron tierra o cuyo centro pasó 100 km de distancia de la PY en el periodo 1940-2012. Interesantemente, esta covarianza aumenta ($r=0.72$) en el periodo post-industrial 1980-2012, en el cual ha existido un incremento en la frecuencia de ciclones tropicales (CT) asociada al incremento de las temperaturas superficiales del mar (SST) y disminución de la cizalladura del viento atribuidos al calentamiento global [95], [96],[97]). Estas covarianzas implican que el número de CT que influye en la Península de Yucatán varía en función del número de CT que ocurren en el Atlántico y que la frecuencia de ciclones que tocan tierra o pasan muy cerca de la PY disminuirá a medida que la frecuencia de ciclones tropicales en el Atlántico

disminuya, como sugieren las proyecciones más recientes a partir de los ensambles multi-modelo CMIP3 y CMIP5(Coupled Model Intercomparison Project 3 and Project 5) [24].

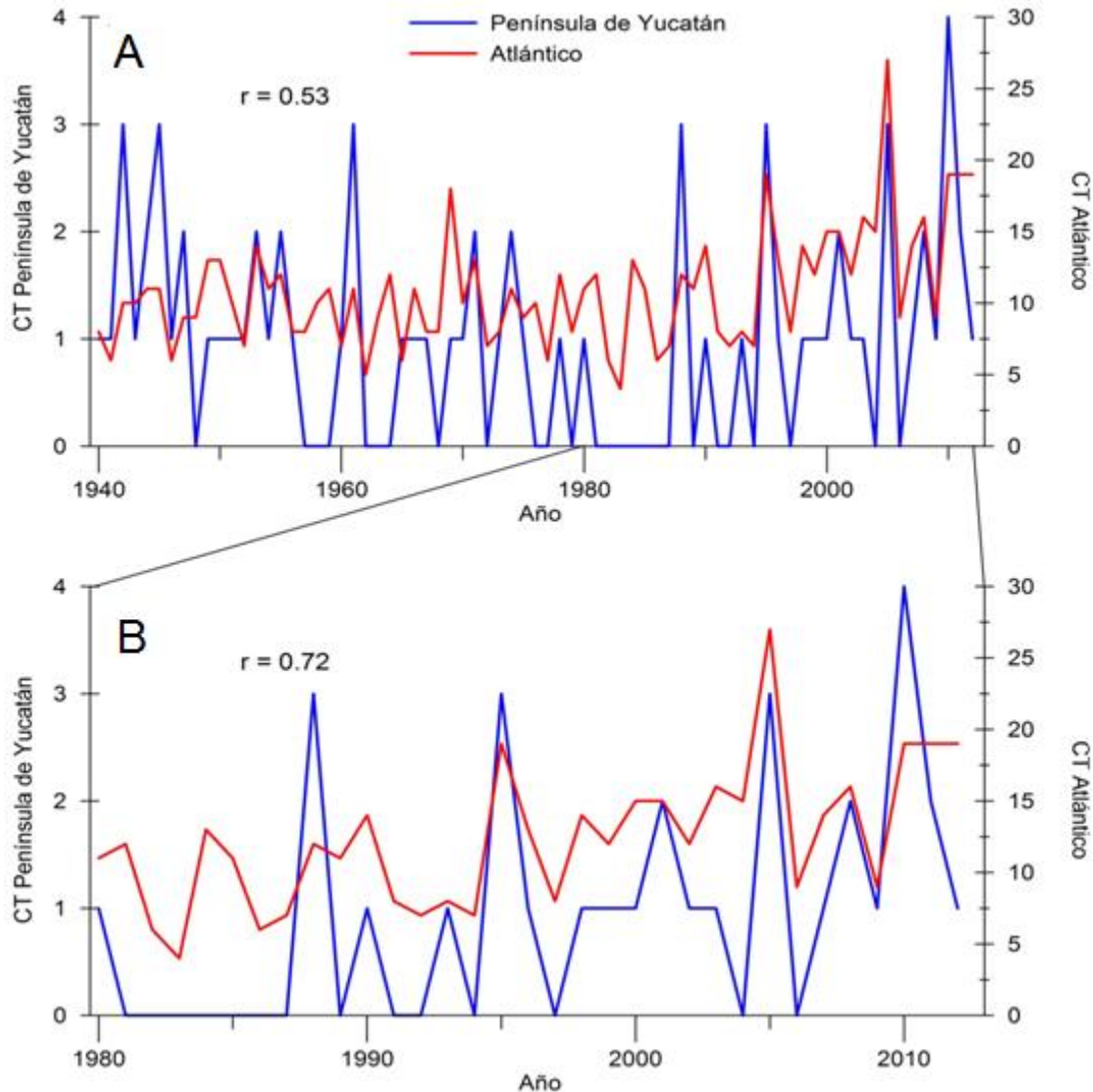


Figura 2-11. (A) Comparación entre el registro de tormentas tropicales nombradas y huracanes ocurridos en el Atlántico y el registro de tormentas tropicales nombradas y huracanes que tocaron tierra o cuyo centro pasó a 100 km de distancia de la PY durante el periodo 1940-2012. (B) Igual a (A) mostrando el intervalo entre 1980-2012. Las tormentas tropicales nombradas y huracanes del Atlántico aquí considerados son los mismos que utilizaron Trenberth & Fasullo (2008) [98] y NHC/NOOA (2013)[99]. Las correlaciones cruzadas (coeficiente r) fueron realizadas con el programa Analyseries [100].

3.4.2.2 Distribución de frecuencia de ciclones

Se encontró que 86 ciclones tropicales tuvieron influencia en cuanto a precipitación pluvial en la PY durante el periodo 1942-2011. En la Figura 2-13 se muestra el conteo de ciclones por categoría, los ciclones de menor categoría (i.e. tormentas y depresiones) ocurrieron con mayor frecuencia que los de mayor categoría (huracanes), además la mayoría de ciclones tropicales ocurridos en este periodo tocaron tierra. La mayoría de los ciclones que influenciaron a la PY en cuanto a precipitación ocurrieron en Septiembre (Figura 2-14), el cual es el mes en el que se ha registrado la mayor ocurrencia de huracanes en el Atlántico [101]. Durante el periodo 1940-2013 la década con mayor número de ciclones intensos que ocurrieron sobre la PY (>categoría 3) fue de 2000 a 2009 con 6 ocurrencias, lo cual implica un incremento de entre 200% y 500% con respecto a las 6 décadas anteriores (Figura 2-15).

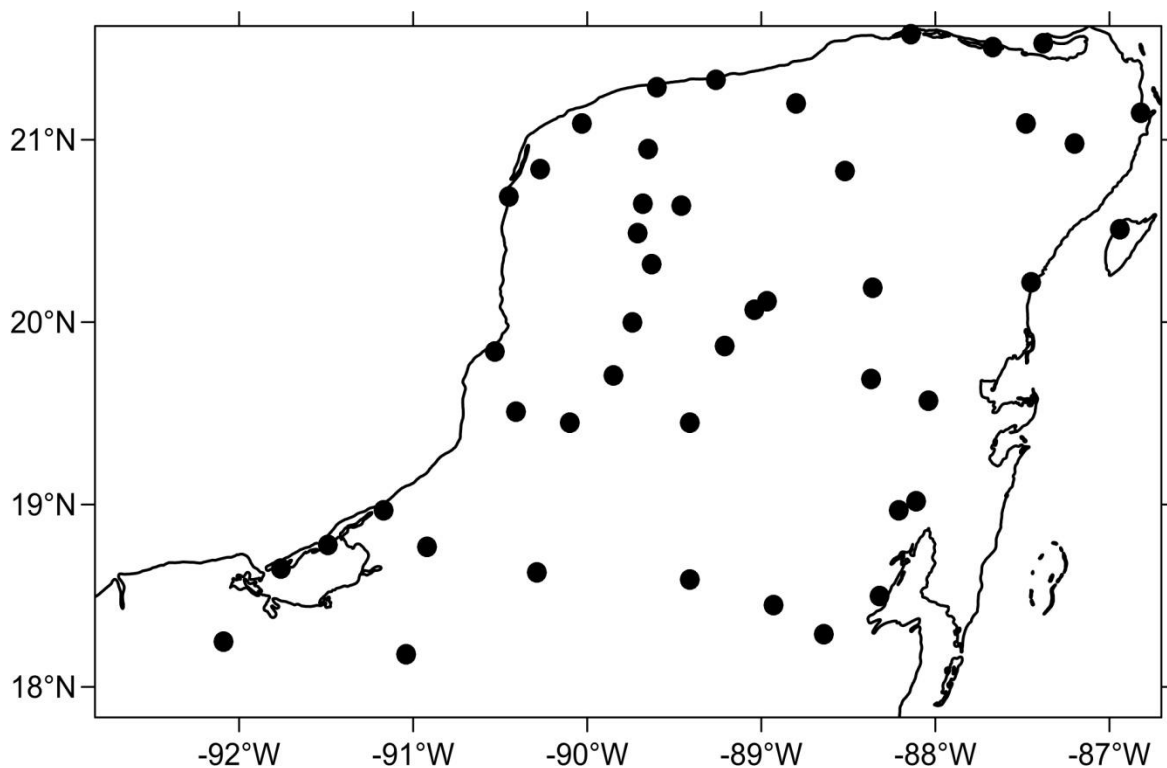


Figura 2-12. Localización de las 46 estaciones meteorológicas (círculos negros) de la red de CONAGUA (2012) [92], las cuales fueron utilizadas para realizar la base de datos de precipitación sobre la PY asociada a CT en el periodo 1942-2011. Las dos estaciones de Mérida, Yucatán que cubren distintos periodos de tiempo son representadas por un mismo

círculo, por lo cual el mapa muestra solamente 45 estaciones (círculos). Los códigos y nombres de las estaciones son presentados en la Tabla X.

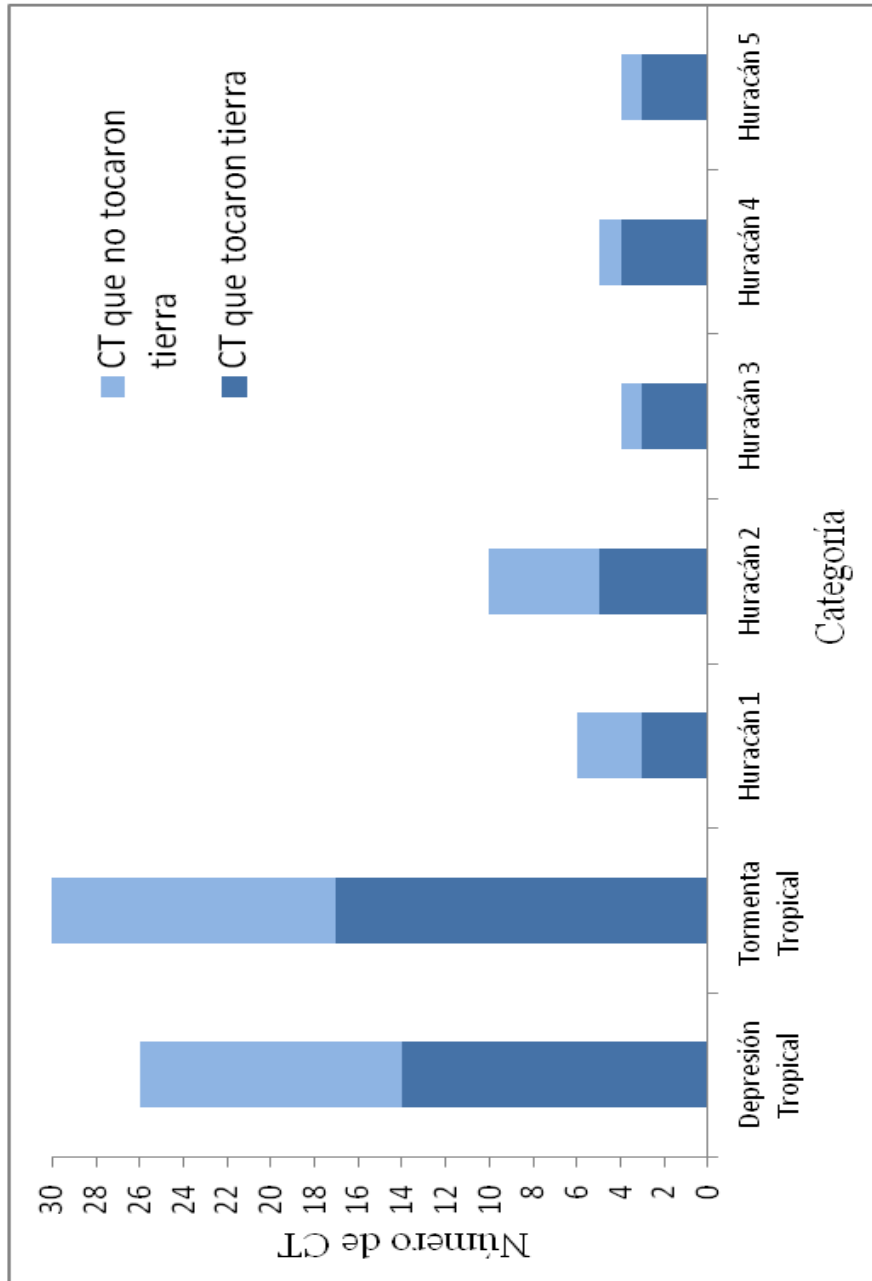


Figura 2-13. Conteo por categoría en escala Saffir Simpson de los ciclones tropicales que tocaron tierra o pasaron a 100 km de distancia de la PY (i.e. CT que no tocaron tierra) durante el periodo 1942-2011

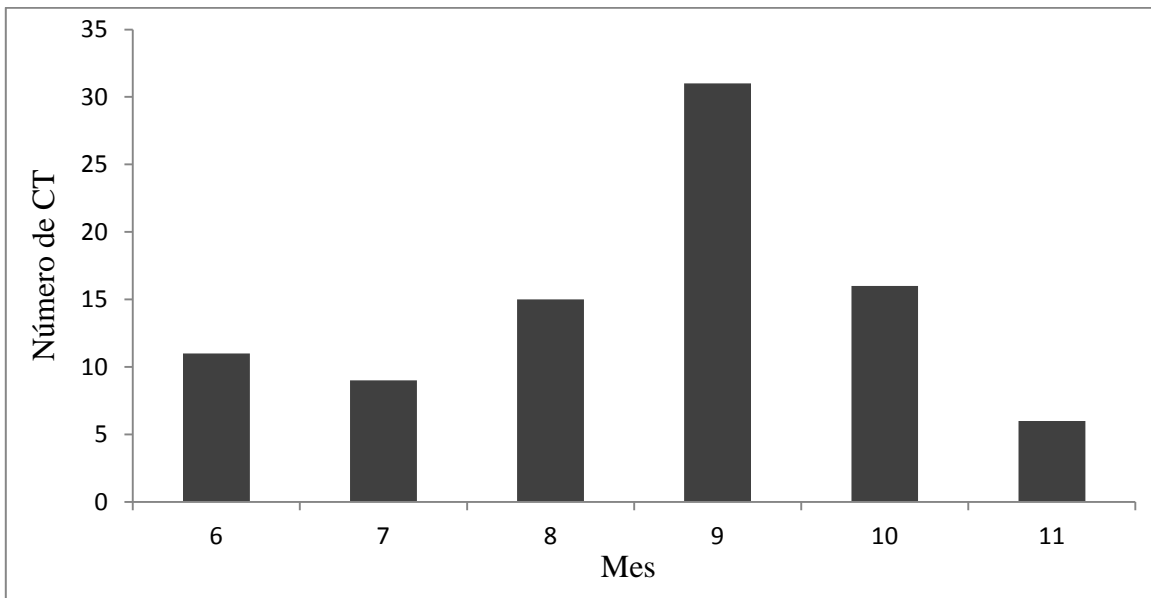


Figura 2-14. Número de CT por mes que tuvieron influencia en cuanto a precipitación en la PY en el periodo 1942-2011.

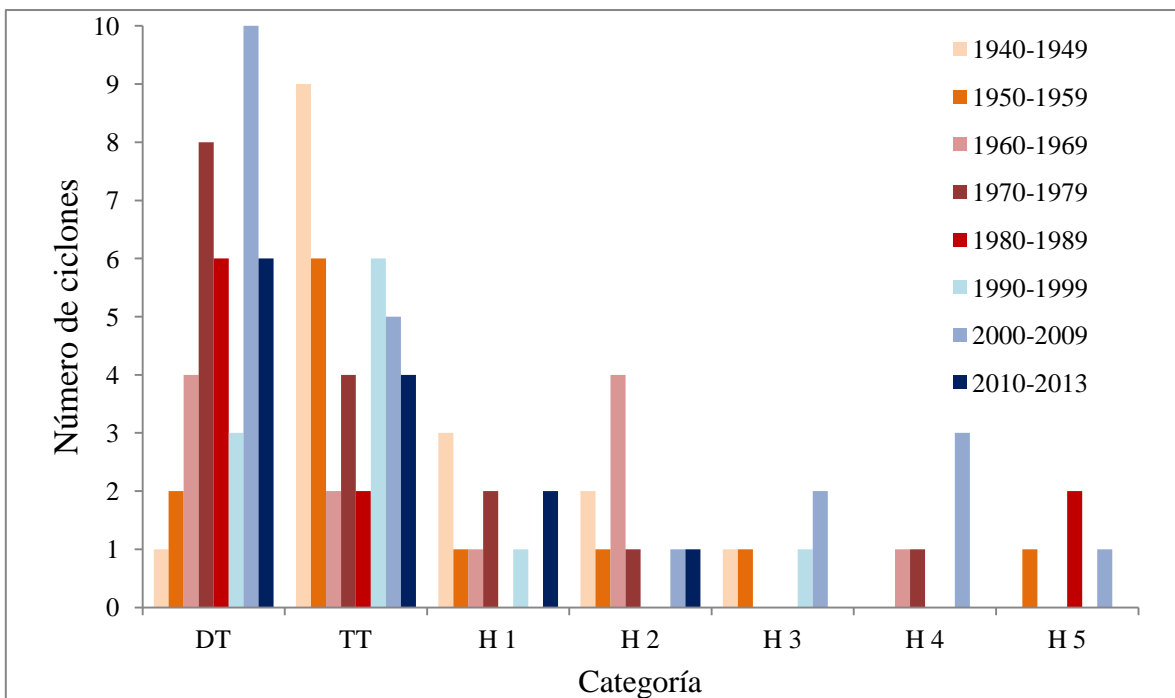


Figura 2-15. Conteo de ciclones tropicales que pasaron a 100 km de distancia o tocaron tierra en la PY de acuerdo a la década y categoría en escala Saffir-Simpson. DT=Depresión Tropical, TT= Tormenta Tropical, H= Huracán seguido de la categoría.

3.4.2.3 *Flujos de precipitación de ciclones tropicales en la PY*

En la Tabla A (Anexo1) se presenta la información de precipitación diaria registrada durante cada uno de estos eventos ciclónicos evaluando 46 estaciones meteorológicas distribuidas uniformemente en toda la Península (Tabla X; Figura 2-12). Los valores de precipitación de las estaciones dentro del área de influencia fueron promediados para obtener la precipitación media asociada a cada ciclón. La precipitación media asociada a cada ciclón se utilizó para calcular las contribuciones porcentuales de cada ciclón a la precipitación de verano y anual (promedio histórico). Se encontró una contribución promedio por parte de los CT a la precipitación anual de 9.3% y a la precipitación de verano de 13.4%. El porcentaje de contribución de los CT a la precipitación de verano es similar a lo que encontraron Larson et al. 2005 [88], en el rango 15%- 20% para los CT que tocaron tierra en Estados Unidos y México en el periodo 1950-1998, y mayor al 8%-9% encontrado por Jiang & Zipser 2010 [91] para las regiones continentales y oceánicas del Atlántico en el periodo 1998-2006. Cabe señalar que ambos estudios consideraron la temporada de verano desde de Junio a Noviembre. Las contribuciones porcentuales máxima y mínima de los ciclones a la precipitación de verano fueron de 43.3% y 2.1%, respectivamente. Las contribuciones porcentuales máxima y mínima a la precipitación anual fueron de 28.6% y 1.4%, respectivamente. En ambos casos los valores máximos corresponden al huracán categoría 4 Wilma (año 2005) y mínimos a la depresión tropical Chloe (año 1971). En la Tabla 1-1 se presenta la contribución porcentual promedio de los ciclones en relación a su categoría en escala Saffir Simpson, mostrando que las menores contribuciones promedio fueron por parte de las depresiones tropicales y las mayores contribuciones promedio fueron por parte de los huracanes categoría 4. El ciclón tropical que tuvo el mayor impacto en cuanto a magnitud y extensión de precipitación sobre la PY fue la Tormenta Tropical Opal de 1995 (Figura 2-16). Cabe mencionar que los datos aquí analizados pueden representar una subestimación de la precipitación que dejaron los CT en la PY, ya que la red de estaciones meteorológicas de CONAGUA llevó a cabo los registros pluviométricos a partir de mediciones instrumentales con pluviómetros operados por personas (no automáticos), por lo que en algunos casos los datos de precipitación de todos

los días durante el paso de los ciclones no fueron registrados en todas las estaciones (ver Tabla X para más detalles).

La Figura 2-17 muestra que no existe una función lineal positiva entre la categoría en escala Saffir-Simpson y la precipitación promedio diaria asociada a los CT en la PY durante el periodo 1942-2011. Esto es consistente con el registro de precipitaciones máximas diarias por categoría Saffir Simpson ocurridas en la PY (Tabla 1-2). Este resultado implica que la intensidad de los vientos no es un buen predictor de la cantidad de lluvia asociada a un ciclón tropical. Por ejemplo, la depresión tropical Bill del 2003 arrojó en promedio 143 mm con un máximo de 286 mm, mientras que el huracán de categoría 5 Allen de 1980 arrojó en promedio 88 mm con un máximo de 118 mm (Tabla A-Anexo1). Es importante, por lo tanto, encontrar factores que permitan predecir el riesgo de inundación asociado a los flujos de precipitación de los CT y así poder realizar planes de prevención y mitigación en zonas vulnerables de la PY. Los factores que afectan la cantidad de precipitación de los CT sobre una región, tales como la variación de sus trayectorias, la complicada interacción entre la circulación de CT y la topografía, así como la microfísica de las nubes[102] son y seguirán siendo objeto de múltiples estudios. Hasta el momento la predicción de la cantidad y distribución de precipitación durante el paso de los CT está plagada de incertidumbres. La reducción de estas incertidumbres es uno de los grandes retos en la investigación de la física de los CT llevada a cabo por centros de predicción climática [103].

Se compararon anomalías de precipitación de verano con la ocurrencia de CT utilizando los datos de frecuencia de ciclones de la Tabla X y los registros mensuales de precipitación durante el Verano (Junio-Octubre) de 4 estaciones meteorológicas con periodos largos de registro continuo situadas cerca de centros urbanos importantes: Mérida, Kantunilkin, Chetumal y Campeche. Para los 4 casos se encontró que la ocurrencia de un ciclón tropical en el área de influencia de cada estación durante un mes reflejó anomalías tanto positivas como negativas en ese mes (siendo la mayoría positivas), sin embargo, cuando pasaron dos ciclones tropicales en el mismo mes las anomalías de éste siempre son positivas, lo cual indica que es muy probable que el aumento de la frecuencia de ciclones tropicales que pasan por la PY ayudaría a mitigar condiciones de sequía a escala mensual y estacional

(Figura 2-18). Notablemente se encontró que en los 4 casos existen anomalías de precipitación mensuales positivas de hasta 600 mm por mes que no están asociadas a la ocurrencia de los CT que influenciaron a cada una de estas zonas (Figura 2-18). Estas anomalías podrían reflejar contribuciones de sistemas tipo ciclónicos (e.g. ondas tropicales) que no alcanzaron velocidades de viento máximo sostenido para ser considerados como CT dentro de la categoría Saffir-Simpson, y que por tanto no fueron incluidos en la base de datos (Tabla X). La influencia de ondas tropicales en cuanto a sus flujos de precipitación podría haber sido de igual o mayor magnitud que un CT. Un ejemplo de esto son los elevados flujos de precipitación asociados al precursor del CT Andrea(año 2013) en la PY. Las lluvias sobre la PY asociadas al precursor de Andrea comenzaron el 23 de Mayo del 2013 cuando el sistema se organizó lentamente causando inundaciones en Cuba. Posteriormente, el 5 de Junio, cuando se encontraba sobre el Atlántico a aproximadamente 400 km de distancia al noreste de la PY, el sistema alcanzó la condición de Depresión Tropical. La precipitación pluvial promedio causada por el ciclón tropical Andrea y su precursor sobre la PY fue de 217.8 mm (Tabla B-Anexo 1) la cual fue mayor a la precipitación promedio que dejó en Florida de 134.17 mm (Tabla C-Anexo1) a pesar de que era un tormenta tropical cuando tocó tierra en Estados Unidos (Figura 2-13). La precipitación máxima de esta onda tropical registrada en Cancún fue de 500 mm en 5 días durante este evento, lo que equivale a más del 40% de la precipitación anual en esa región (Tabla B-Anexo 1).

Tabla 1-1. Contribución porcentual promedio a la precipitación promedio de verano (Junio- Octubre) y a la precipitación promedio Anual en la PY por parte de los CT (n=86) de acuerdo a su categoría en escala Saffir-Simpson (SS)

	Categoría (SS)						
	Depresión Tropical	Tormenta Tropical	Huracán 1	Huracán 2	Huracán 3	Huracán 4	Huracán 5
Contribución a P Verano (%)	10.78	12.72	11.79	15.15	18.67	21.86	18.35
Contribución a P Anual (%)	7.44	8.89	8.25	10.44	13.38	14.86	12.93

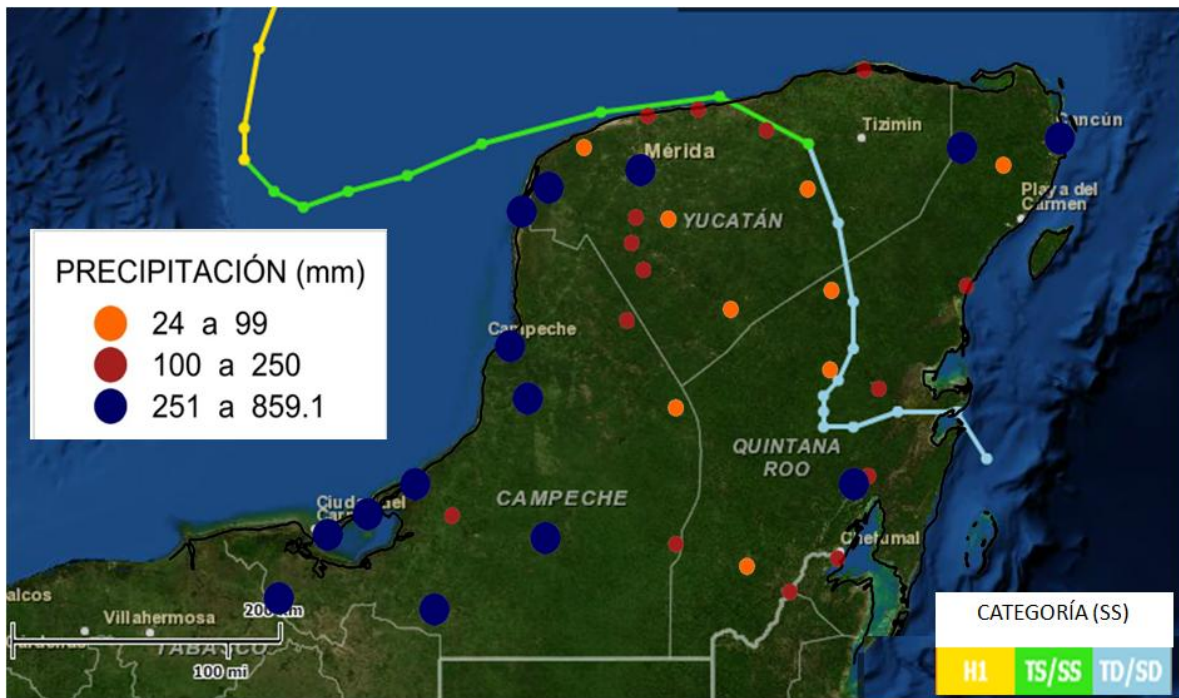


Figura 2-16. Distribución de la precipitación pluvial relativa a la Tormenta Tropical Opal de 1995 registrada en 38 estaciones meteorológicas de la PY (ver Figura 2-12). Se consideraron 4 días de influencia, de Septiembre 29 a Octubre 2 de 1995. Se observa que la mayor precipitación ocurrió en las bandas lluviosas más externas del ciclón (las zonas más lejanas al ojo) [104] y en la costa oeste de la PY, posiblemente causado por la intensificación que sufrió el sistema al entrar en las aguas cálidas del Golfo de México [105] Imagen modificada de NOAA/CSC, 2013 [106].

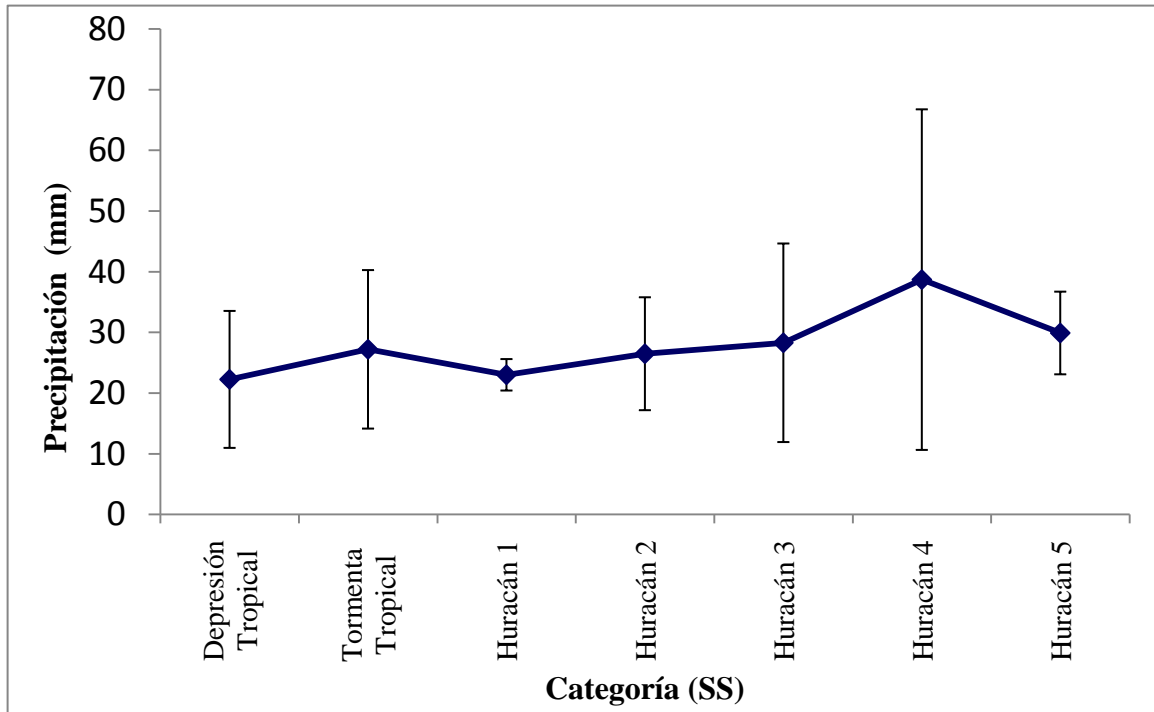


Figura 2-17. Precipitación promedio diaria de los CT que influenciaron a la PY en el periodo 1942-2011 de acuerdo a su categoría en escala Saffir Simpson. La precipitación promedio diaria para cada ciclón fue obtenida dividiendo la precipitación media entre el número de días considerados de influencia para cada ciclón (ver Tabla A-Anexo1). Los ciclones de la Tabla A-Anexo1 fueron agrupados por categoría y de sus precipitaciones promedio diarias se obtuvo la media aritmética y la desviación estándar para crear esta Figura.

Tabla 1-2. Precipitación diaria máxima asociada a ciclones tropicales que tuvieron influencia en la PY en el periodo 1942-2011 de acuerdo a su categoría en escala Saffir-Simpson. Se muestran los datos de la estación meteorológica en la que se registro el máximo valor de precipitación y la categoría, nombre y fecha del evento ciclónico.

Categoría (SS)	Nombre	Precipitación máxima diaria (mm)	Fecha (dd/mm/aaaa)	Estación	Código
Depresión Tropical	Jerry	192	10/10/1989	Candelaria	4004
Tormenta Tropical	Opal	210	01/10/1995	Nilchi	4023
Huracán 1	Brenda	240	27/08/1973	Palizada	4024
Huracán 2	Beulah	306	16/09/1967	Isla Holbox	23009
Huracán 3	Isidore	185	23/09/2002	Bolonchén	4001
Huracán 4	Wilma	707	21/10/2005	Cancún	23155
Huracán 5	Gilbert	320	14/09/1988	Chicxulub	31007

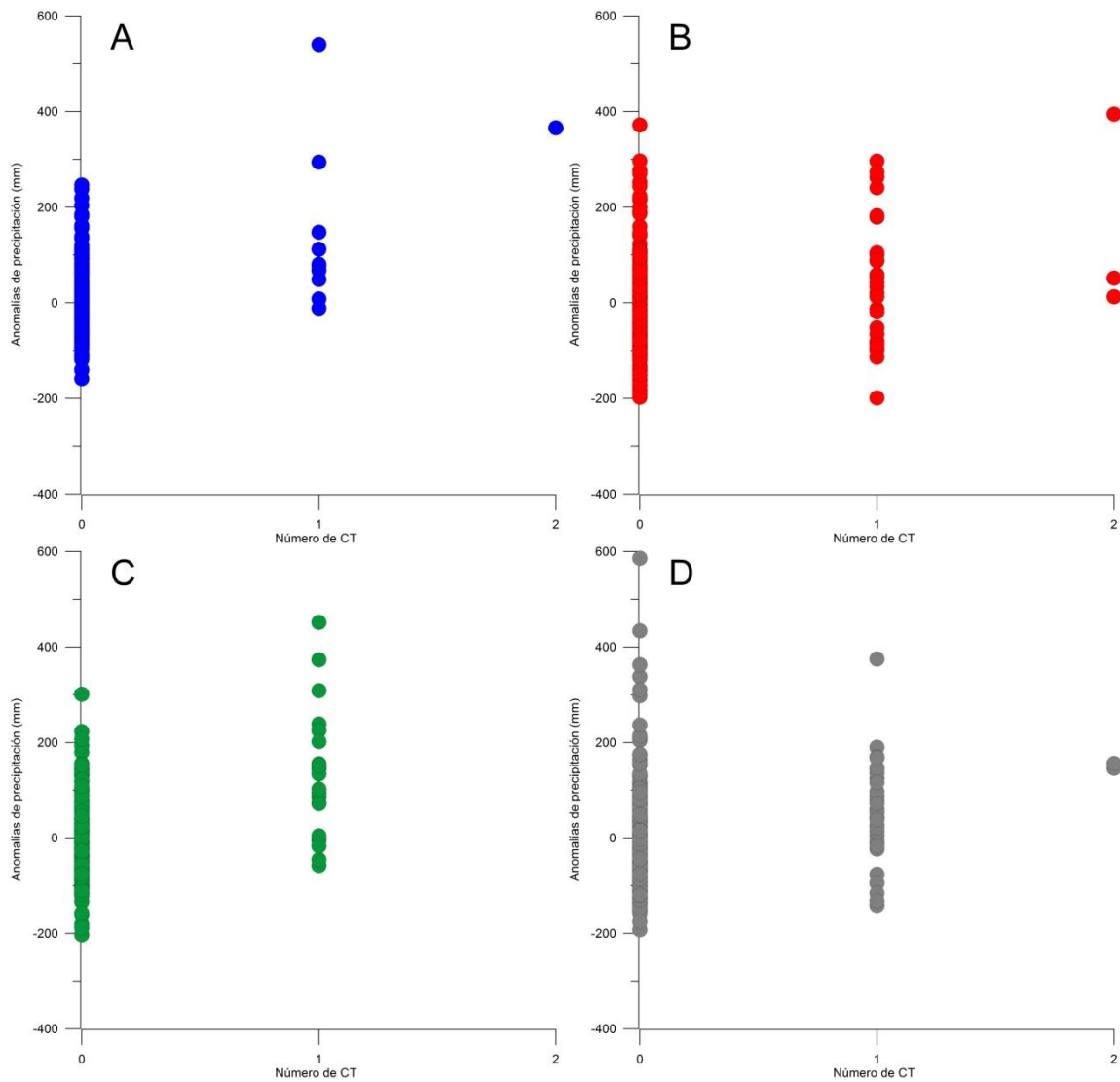


Figura 2-18. (A) Comparación entre la ocurrencia de CT y anomalías de precipitación de los meses de Verano (Junio-Octubre) con respecto a la media (i.e. promedio histórico de cada mes por estación) en la estación de Mérida. (B) Igual que (A) en la estación de Kantunilkin. (C) Igual que (A) en la estación de Campeche. (D) igual que (A) en la estación de Chetumal. Los periodos de registro de datos de precipitación en cada estación son de 1961-2000 para Mérida, 1952-2011 para Kantunilkin, 1952-2010 para Campeche y de 1952-2011 para Chetumal.

3.4.3 Predicciones en los cambios de precipitación de la PY en un futuro de cambio climático.

Un ejemplo de la utilidad de la base de datos de los registros de precipitación durante el paso de CT sobre la PY generada por este estudio, es utilizar esos datos para realizar proyecciones acerca del aporte al balance hídrico de la PY que podrían proporcionar los CT en un futuro de cambio climático a finales del siglo XXI.

Para realizar estos pronósticos se evalúan algunas proyecciones recientes de cambios en la precipitación (IPCC-AR4), en la tasa de precipitación de los ciclones y en la frecuencia de los mismos [24] para finales de siglo, utilizando como base, los datos de precipitación promedio histórica regional y los datos de frecuencia y precipitación de los CT que tuvieron influencia en la PY (Tabla A-Anexo 1).

3.4.3.1 Metodología

De acuerdo a las simulaciones realizadas con 21 modelos de circulación general para el escenario de emisiones AIB por el IPCC-AR4 [10],[11], 19 de estos modelos proyectan una disminución en la precipitación pluvial de la región, el rango de predicciones está entre -48% a +9% y la mitad de los modelos predicen cambios de entre -16% a -5% en la precipitación anual para el periodo 2080-2099 con respecto al periodo de 1980-1999. La precipitación promedio anual histórica (PMAH) (mm/año) basada en 76 estaciones meteorológicas de la PY para el periodo 1926-2011 (Figura 2-5) es de 1146 mm/año. Por lo que se utilizará este valor de precipitación como referencia regional en la PY para calcular los cambios proyectados por el IPCC-AR4 antes mencionados.

Por otro lado Kuntson et al. 2013 [24], utilizaron los ensambles multi-modelo y los escenarios CMIP3/A1B y CMIP5/RCP4.5 para simular cambios en la frecuencia de CT del Atlántico y de sus tasas de precipitación. Esas simulaciones se realizaron en función del cambio climático para las temporadas de Agosto-Octubre del periodo 2081-2100 (CMIP3 y CMIP5-Late) con respecto a las temporadas Agosto-Octubre del periodo 1986-2005. En promedio el modelo regional ZETAC proyecta disminuciones en la frecuencia de tormentas

tropicales en ambos ensambles (Tabla 1-3), mientras que el Hurricane Model Downscale en promedio proyecta disminución en la frecuencia de huracanes categorías 1-3 y aumento de la frecuencia de huracanes intensos (categorías 4-5) para ambos ensambles (Tabla 1-3).

Tabla 1-3. Comparación entre las proyecciones en los cambios de frecuencia de CT de los ensambles multi-modelo y los escenarios CMIP3/A1B y CMIP5/RCP4.5 para la temporada Agosto-October del periodo 2081-2100 con respecto a la temporada Agosto-October del periodo 1980-2006. Se reporta el valor promedio de las predicciones. Extraído de la Tabla 3 de Knutson et al. 2013 [24].

	Cambios proyectados en la Frecuencia de CT	
	CMIP3	CMIP5-LATE
Tormentas Tropicales	-27%	-23%
Categorías 1-3	-38%	-31%
Categorías 4-5	87%	39%

Teniendo en cuenta la alta covarianza entre los CT que tienen impacto en la PY y los CT ocurridos en el Atlántico en el periodo 1940-2012(Figura 2-11), lo cual significa que ambos varían en la misma proporción con respecto a sus medias, podemos emplear las predicciones del incremento/decremento de frecuencia de CT en el Atlántico para relacionarlas al incremento/decremento de CT que impactarán la PY.

Para utilizar las predicciones de Knutson et al. 2013 [24] como base de nuestros cálculos, se compendió la frecuencia de ciclones de acuerdo a su categoría (SS) que tuvieron influencia en la PY durante el mismo periodo en el que están basadas dichas predicciones, así mismo se calculó el cambio proyectado en estas frecuencias para los ciclones agrupados por categorías (Tabla 1-4).

Tabla 1-4. Ciclones históricos y proyectados con influencia sobre la PY de acuerdo a su categoría en escala SS. Se muestra la frecuencia de los ciclones que influenciaron a la PY en las temporadas Agosto-October del periodo 1986-2005. También se muestra la frecuencia proyectada considerando los cambios de frecuencia en el Atlántico sugeridos por las simulaciones de Knutson et al. 2013 ([24],Tabla 1-3) realizadas con los ensambles

multi-modelo CMIP3 y CMIP5 para las temporadas Agosto-Octubre del periodo 20181-2100. TT= Tormenta Tropical. Frec=frecuencia (i.e. no. de ciclones/19 años).

Categoría	TT	Huracanes (1-3)	Huracanes (4-5)
Frec (1986-2005)	8	3	3
Frec CMIP3 (2081-2100)	5.82	1.857	5.61
Frec CMIP5 (2081-2100)	6.18	2.079	4.16

Además de los cambios proyectados en la frecuencia de CT para finales de este siglo, Knutson et al. 2013[24] proyectan aumentos en las tasas de precipitación de los CT, de 22.1% para tormentas tropicales y huracanes de todas las categorías según el ensamble multi-modelo CMIP3; y de 19.2% para tormentas tropicales y 21.6% para huracanes de todas las categorías según el ensamble multi-modelo CMIP5.

Para saber el aporte promedio de precipitación de cada ciclón de acuerdo a su categoría en la PY se utilizó la base de datos de registros pluviométricos durante el paso de ciclones tropicales que influenciaron a la PY (Tabla A-Anexo1). Se calculó la precipitación promedio que dejaron los CT de acuerdo a su categoría en escala Saffir Simpson durante el periodo 1942-2011 (Tabla 1-5). Tomando en cuenta esas contribuciones y los cambios en las tasas de precipitación proyectados antes mencionados, es posible calcular un rango de posibles contribuciones de lluvia por ciclón ($\pm 2\sigma$) de acuerdo a su categoría para el periodo (2081-2100).

Tabla 1-5. Contribución promedio (mm/evento) de los ciclones tropicales de acuerdo a su categoría en escala SS a la precipitación promedio de la PY para el periodo 1942-2011. Los datos fueron obtenidos a partir de la Tabla A-Anexo 1.

Categoría	n	Precipitación por ciclón (mm)		
		Promedio	σ	2σ
Tormenta Tropical	30	105.3	50	100
Huracán 1	6	107.4	28.6	57.3
Huracán 2	10	123.1	51.9	103.7
Huracán 3	4	156.4	118	236
Huracán 4	5	181.4	113.2	226.4
Huracán 5	4	144.1	43.1	86.3

3.4.3.2 Resultados y discusión

Utilizando los datos históricos de precipitación de la PY se calcularon los cambios proyectados por el IPCC-AR4 en la PMA en esta región para finales del siglo XXI. Además utilizando los datos de frecuencia y precipitación de los CT que influenciaron la PY así como los cambios proyectados en frecuencia y precipitación por los ensambles multi-modelo CMIP3 y CMIP5 para 2081-2100 en el Atlántico [24], se calcularon rangos de precipitación anual asociados a CT para saber cuál sería su contribución porcentual a la precipitación total anual. La Tabla 1-6 muestran las aportaciones promedio ± 2 desviaciones estándar por parte de los CT a la PMA, considerando las proyecciones de cambio en la PMA del IPCC-AR4 y de cambios en la frecuencia de CT y el aumento en sus tasas de precipitación de acuerdo a simulaciones del ensamble multi-modelo CMIP3 realizadas por Knutson et al. 2013. Los valores extremos mínimo y máximo (considerando $\pm 2\sigma$ en la lluvia de los CT) de aportación a la PMA por parte de los CT son mínimo y máximo de 0.11% y 37.42%, respectivamente. Mientras que el rango de las aportaciones promedio va del 7.44% al 18.83% para los diferentes escenarios planteados.

Por otro lado, la Tabla 1-7 muestra también las aportaciones promedio ± 2 desviaciones estándar por parte de los CT a la PMA, pero utilizando simulaciones del ensamble multi-modelo CMIP5 realizadas por Knutson et al. 2013[24]. Los valores extremos mínimo y máximo (considerando $\pm 2\sigma$ en la lluvia de los CT) de aportación a la PMA por parte de los CT son de 0.27% y 33.46%, respectivamente. Mientras el rango de las aportaciones promedio va del 6.73% al 17.01% para los diferentes escenarios planteados. Sin embargo, es importante tomar en cuenta que las proyecciones de CT se realizan en referencia a las temporadas Agosto-Octubre y no consideran todas las aportaciones de los CT que se forman en otros meses del año. Así mismo estas proyecciones no consideran a las depresiones tropicales. Por lo que este rango de proyecciones es una subestimación del aporte real de los CT. No obstante permite observar el importante aporte de los CT a la precipitación en la región, el cual evidentemente será más importante cuanto mayor sea la sequía (Tablas 1-6 y 1-7, Figura 2-19).

Tabla 1-6. Contribución porcentual por parte de los CT de las temporadas Agosto-Octubre del periodo 2081-2100 a la PMA de la PY. De acuerdo a predicciones realizadas por el IPCC-AR4 y Knutson et al. 2013 [24] utilizando el ensamble multi-modelo y escenario CMIP3/A1B y datos históricos de precipitación y frecuencia de ciclones Para cada caso se indica si se consideraron cambios en la PMA, en las tasas de precipitación de los ciclones. S= se considero/utilizó, N= no se consideró/utilizó.

Cambios en la PMA	Cambios en la Tasa de Precipitación	PMA (mm)	Precipitación anual por parte de los CT (mm). Promedio \pm 2 σ	Contribución promedio de los CT a la PMA (%)	Contribución de los CT a la PMA (%) más 2 σ	Contribución de los CT a la PMA (%) menos 2 σ
N	N	1146	92.91 \pm 89.73	8.11	15.94	0.28
N	S	1146	112.21 \pm 110.79	9.79	19.46	0.12
-48%	N	595.92	92.91 \pm 89.73	15.59	30.65	0.53
-48%	S	595.92	112.21 \pm 110.79	18.83	37.42	0.24
-16%	N	962.64	92.91 \pm 89.73	9.65	18.97	0.33
-16%	S	962.64	112.21 \pm 110.79	11.66	23.17	0.15
-5%	N	1088.7	92.91 \pm 89.73	8.53	16.78	0.29
-5%	S	1088.7	112.21 \pm 110.79	10.31	20.48	0.13
9%	N	1249.14	92.91 \pm 89.73	7.44	14.62	0.25
9%	S	1249.14	112.21 \pm 110.79	8.98	17.85	0.11

Tabla 1-7. Contribución porcentual por parte de los CT de las temporadas Agosto-Octubre del periodo 2081-2100 a la PMA de la PY. De acuerdo a predicciones realizadas por el IPCC-AR4 y Knutson et al. 2013 [24] utilizando el ensamble multi-modelo y escenario CMIP5/RCP4.5 y datos históricos de precipitación y frecuencia de ciclones Para cada caso se indica si se consideraron cambios en la PMA, en las tasas de precipitación de los ciclones. S= se considero/utilizó, N= no se consideró/utilizó.

Cambios en la PMA	Cambios en la Tasa de Precipitación	PMA (mm)	Precipitación anual por parte de los CT (mm). Promedio $\pm 2\sigma$	Contribución promedio de los CT a la PMA (%)	Contribución de los CT a la PMA (%) más 2σ	Contribución de los CT a la PMA (%) menos 2σ
N	N	1146	84.02 \pm 81.26	7.33	14.42	0.24
N	S	1146	101.35 \pm 98.04	8.84	17.40	0.29
-48%	N	595.92	84.02 \pm 81.27	14.10	27.74	0.46
-48%	S	595.92	101.35 \pm 98.05	17.01	33.46	0.56
-16%	N	962.64	84.02 \pm 81.28	8.73	17.17	0.29
-16%	S	962.64	101.35 \pm 98.06	10.53	20.71	0.34
-5%	N	1088.7	84.02 \pm 81.29	7.72	15.18	0.25
-5%	S	1088.7	101.35 \pm 98.07	9.31	18.31	0.30
9%	N	1249.14	84.02 \pm 81.30	6.73	13.23	0.22
9%	S	1249.14	101.35 \pm 98.08	8.11	15.96	0.27

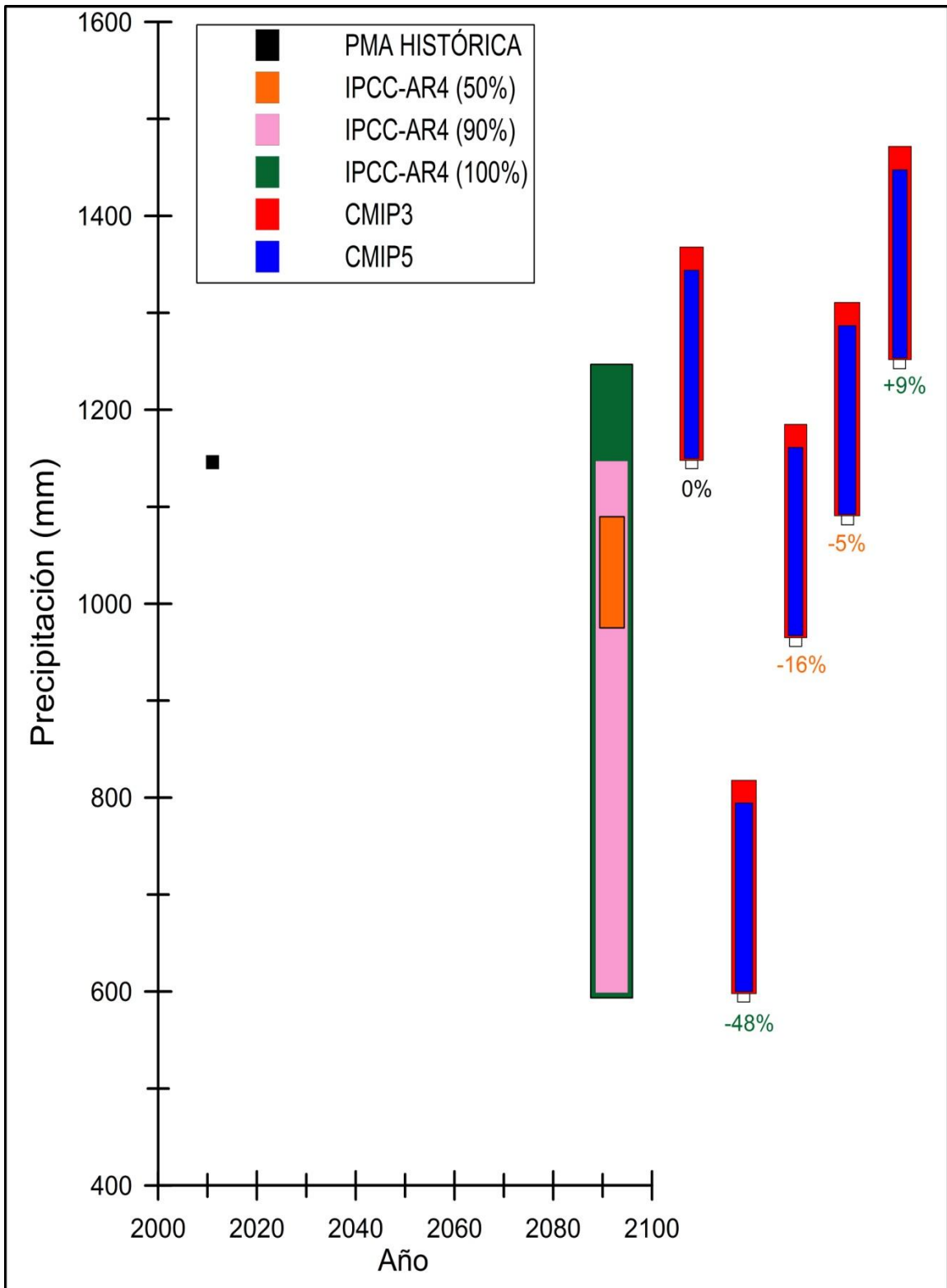


Figura 2-19. Precipitación promedio anual de la PY estimada para finales del siglo XXI. Las barras de color verde, rosa y anaranjado muestran el rango de cambios proyectados en la PMA por el IPCC-AR4 para la PY para el periodo 2080-2099 bajo el escenario de emisiones AIB. La barra verde contempla el rango completo de predicciones (100%) y las barras rosa y anaranjada contemplan el 90% y 50% de las predicciones respectivamente. Las barras de la izquierda muestran el rango de posibles contribuciones a la precipitación (promedio $\pm 2 \sigma$) por parte de los CT, tomando en cuenta las predicciones de los ensambles multimodelo CMIP3 (barras rojas) y CMIP5 (barras azules) [24] bajo 5 escenarios de cambios en la PMA, i.e. sin cambios en la PMA (0%) los valores extremos del rango de predicciones de todos los modelos (-48% a +9%) y de la mitad de los modelos (-16% a -5%). La precipitación anual histórica (negro) abarca el promedio 1926-2011.

3.5 Conclusiones

3.5.1 Precipitación, Evaporación y Recarga de la PY

En la PY existe un ciclo bimodal de precipitación y efectos de evaporación marcados a nivel regional. Los meses con mayor precipitación pluvial son Junio, Septiembre y Octubre, y los meses con menor precipitación son Marzo y Abril. La mayor evaporación ocurre durante Abril y Mayo y la menor evaporación durante Enero y Febrero. La recarga (precipitación menos evaporación) más positiva tiene lugar en Junio, Septiembre y Octubre y la más negativa en Marzo, Abril y Mayo (esto considerando un balance simple *P-E*). A escala espacial las zonas más secas de la PY se encuentran al noroeste y las más húmedas al suroeste. Los promedios de precipitación anual y de verano son de 1146 mm/año y 820 mm/Junio-Octubre, respectivamente. La precipitación de verano constituye entre el 58% y el 85% de la precipitación promedio anual en la PY, aumentando el porcentaje conforme aumenta la longitud (de Este a Oeste). Las evaporaciones promedio anual y de verano de la PY son de 1640 mm/año y 700 mm/Junio-Octubre. Al igual que en estudios previos, los datos de precipitación y evaporación aquí presentados, indican que existe un exceso de evaporación o recarga negativa en la mayor parte de la PY, sin embargo debido a la alta permeabilidad del suelo, un balance hídrico en el que se utilizan datos de evaporación calculados mediante procesos ocurridos en superficie, indica una

subestimación a la recarga real al subsuelo en la PY, ya que debido a las características del sistema kárstico el control principal de la recarga al acuífero es la precipitación y no la evaporación.

3.5.2 Ciclones Tropicales en la PY, presente y futuro.

Una significativa covarianza entre la cantidad de ciclones tropicales ocurridos en el Atlántico con relación a los ciclones tropicales que impactaron la PY durante los periodos 1940-2012 y 1920-2012, implica que el número de CT que influye en la Península de Yucatán varía en función del número de CT que ocurren en el Atlántico. Este resultado permite aseverar que las recientes proyecciones hacia el decremento en la frecuencia de tormentas tropicales y el incremento en la frecuencia de huracanes intensos (categorías 4-5) para finales del siglo 21[24] significan una probable disminución en el número de tormentas tropicales y un incremento en el número de huracanes intensos (categorías 4-5) que impactarán la PY para finales de este siglo.

Se llevó a cabo una recopilación exhaustiva para crear una base de datos de precipitación pluvial diaria (registros pluviométricos) asociada a CT sobre la PY del periodo 1942-2011. Se encontró que 86 ciclones tropicales tuvieron influencia en cuanto a precipitación pluvial en la PY durante el periodo 1942-2011, de los cuales la mayoría tocó tierra. Los ciclones de menor categoría (i.e. tormentas y depresiones) ocurrieron con mayor frecuencia que los de mayor categoría (huracanes). Al igual que en el Atlántico, en la PY el mes con mayor número de eventos ciclónicos es Septiembre. La década con mayor número de ciclones intensos (>categoría 3) con impacto en la PY fue de 2000 a 2009 con 6 ocurrencias, lo cual implica un incremento de entre 200% y 500% con respecto a las 6 décadas anteriores. Se encontró una contribución promedio por parte de los CT a la precipitación anual de 9.3% y a la precipitación de verano de 13.4%. Las contribuciones porcentuales máxima y mínima de los ciclones a la precipitación de verano fueron de 43.3% y 2.1%, respectivamente. Las contribuciones porcentuales máxima y mínima a la precipitación anual fueron de 28.6% y 1.4%, respectivamente.

En promedio las menores contribuciones porcentuales a la precipitación anual y de verano fueron por parte de las depresiones tropicales y las mayores contribuciones por parte

de los huracanes categoría 4. No existe, sin embargo, una función lineal positiva entre la categoría en escala Saffir-Simpson y la precipitación promedio diaria asociada a los CT. Este resultado implica que la intensidad de los vientos no es un predictor preciso de la cantidad de lluvia esperada a partir de la categoría de un ciclón tropical. Por lo tanto, es importante encontrar factores que permitan predecir oportunamente el riesgo de inundación asociado a los flujos de precipitación de los CT para realizar planes de prevención en zonas vulnerables de la PY.

Mediante el análisis de 4 estaciones de la PY con los registros continuos más largos de precipitación, se encontró que existen anomalías de precipitación mensuales positivas y negativas asociadas a la ocurrencia de un ciclón durante ese mes, sin embargo las anomalías fueron siempre positivas cuando ocurrieron dos ciclones en ese mes, lo que indica que el aumento en la frecuencia mensual y estacional de ciclones tropicales tiene sin duda un efecto significativo en la precipitación mensual de sus zonas de influencia. Además en estas 4 estaciones se encontraron anomalías positivas de hasta 600 mm por mes que no están asociadas a la ocurrencia de CT. Se sugiere que estas anomalías positivas podrían reflejar contribuciones de sistemas tipo ciclónicos (e.g. ondas tropicales) que no alcanzaron velocidades de viento máximo sostenido para ser considerados como CT dentro de la categoría Saffir-Simpson, por ejemplo, el precursor del ciclón tropical Andrea de 2013.

La creación de esta base de datos y su disponibilidad al público, es muy importante para apoyar la investigación de los factores ambientales que determinan la cantidad de precipitación relativa a los CT. Las proyecciones aquí realizadas acerca de los cambios en precipitación pluvial sobre la PY a finales de este siglo muestran que pese a que proyecciones recientes muestran una disminución en el número total de CT que se formarán para el Atlántico (Knutson et al. 2013),- lo cual es posible extrapolar a los CT que tendrán influencia sobre la PY- debido al aumento en su intensidad (categoría en escala SS) y en sus tasas de precipitación, los CT podrían seguir siendo fundamentales para mantener un balance hídrico favorable en la PY. Dichas proyecciones muestran que para el escenario más extremo de sequía podrían contribuir con una cantidad importante (~40%) a la PMA a finales de este siglo. Por último, realizar estas proyecciones permitió demostrar la utilidad de la base de datos generada por este estudio, así mismo, utilizando esta base de datos,

futuras investigaciones pueden hacer comparaciones entre los flujos de precipitación arrojados por CT en la PY interanualmente y la ocurrencia de ENSO, la Niña y la Oscilación Ártica.

4. CAPÍTULO 2. LOS ISOTOPOS ESTABLES DEL AGUA EN EL NORESTE DE QUINTANA ROO

4.1 Introducción

Las masas de agua adquieren firmas isotópicas bien definidas cuando se transportan entre los reservorios del ciclo hidrológico. Esto es debido al fraccionamiento de los isótopos estables del agua que ocurre durante los cambios de fase, principalmente evaporación y condensación. El resultado del fraccionamiento son aguas meteóricas empobrecidas en isótopos pesados con respecto a las aguas subterráneas y superficiales. Los isótopos estables son conservativos en el agua subterránea, ya que a temperatura ambiente su composición no se altera por la interacción agua-roca [107]. Por sus características los isótopos estables del agua son utilizados ampliamente para identificar fuentes de humedad, zonas de mezcla y recarga [108], [109], y calibrar modelos de circulación atmosférica general [110], [111], [112]. Además las razones de los isótopos estables del agua son indicadores (proxies) de condiciones paleoclimáticas en archivos climáticos, tales como núcleos de hielo, sedimentos lacustres y marinos y espeleotemas.

Desde hace varias décadas ha habido interés internacional en la determinación de las variaciones temporales y espaciales de las razones de los isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) en los distintos reservorios del ciclo hidrológico. El principal esfuerzo ha sido por parte de la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA por sus siglas en inglés) en colaboración con la Organización Meteorológica Mundial (WMO por sus siglas en inglés), quienes desde 1961 llevan a cabo un monitoreo mensual del contenido isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en agua de lluvia en más de 900 estaciones meteorológicas de 101 países. Estos programas tienen el objetivo de que cada país participante pueda emplear esta información en la gestión, administración y desarrollo de sus recursos hídricos, validar y mejorar los modelos de circulación atmosférica y ayudar al entendimiento de los cambios climáticos [113].

En la Península de Yucatán no existe una estación de monitoreo de la IAEA. Aunque se han realizado algunos estudios utilizando isótopos estables del agua [114], [115], [116], no se han realizado estudios continuos con datos instrumentales que permitan determinar los factores que controlan la composición isotópica del agua meteórica

estacional e interanualmente, y el determinar líneas meteóricas locales. Este estudio presenta el primer registro temporal continuo de las razones isotópicas en la precipitación pluvial de una localidad dentro de la PY. Dicho registro cuenta con suficientes datos para trazar la línea meteórica local de Cancún y analizar algunos controles sobre la distribución de la composición isotópica a escala estacional (i.e. efecto cantidad y temperatura). Estos datos son necesarios para evaluar modelos climáticos con trazadores isotópicos, los cuales son utilizados para identificar los patrones atmosféricos que controlan la precipitación regional y para la correcta interpretación de variaciones isotópicas observadas en archivos paleoclimáticos.

Este estudio además evalúa la utilidad de las razones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y δD como trazadores ambientales conservativos, con la finalidad de determinar la contribución relativa de agua subterránea (dulce) al volumen de una descarga submarina de agua subterránea (ojo) localizado en la costa noreste de Quintana Roo. Los flujos de los manantiales subterráneos de esta región son salobres, resultado de la mezcla de agua dulce subterránea proveniente del continente y agua marina de recirculación, la cual penetra varios kilómetros como cuña salada. Para cuantificar la contribución relativa de agua dulce subterránea al flujo de estos manantiales utilizando isótopos estables, es necesario caracterizar la composición isotópica de los dos miembros finales, es decir, del agua subterránea dulce y del agua marina. Para distinguir entre las firmas isotópicas del agua subterránea y el agua marina, se realizó una caracterización isotópica de varios cenotes y pozos dentro del área de estudio y en puntos costeros alejados de los manantiales. Las variaciones del porcentaje de agua subterránea fluyendo del ojo a nivel estacional tienen implicaciones en el control que el ciclo estacional de precipitación ejerce sobre la recarga del acuífero kárstico costero y por tanto en la disponibilidad de agua dulce para el soporte de poblaciones humanas en la PY.

4.2 Metodología

4.2.1 Muestreo

4.2.1.1 Precipitación pluvial

Se colectó agua de lluvia mensualmente durante un año en la Ciudad de Cancún mediante un pluviómetro (Figura 3-1) instalado en la Unidad de Ciencias del Agua (21.1°N, -86.8°W) bajo el protocolo establecido por la IAEA. La colecta se realizó en el periodo Julio 2012-Mayo 2013. De cada muestra mensual consistente de la acumulación del agua de lluvia de todos los eventos meteorológicos de cada mes, se obtuvo una alícuota que se almacenó en botellas de Nalgene de 30 ml. De las 11 submuestras se determinaron las razones $\delta^{18}\text{O}$ y δD (ver sección 4.2.2 para más detalles analíticos).



Figura 3-1. Pluviómetro instalado en la UCIA.

4.2.1.2 Agua subterránea

Se tomaron muestras de agua en 3 cenotes en una ocasión en el mes de Julio de 2012 en las afueras de Playa de Carmen, Quintana Roo. También se tomaron muestras de agua en 2 ocasiones en los meses de Julio y Noviembre del año 2012, en 10 cuerpos de agua dulce (i.e. cenotes, pozos) en la región de Puerto Morelos, específicamente en la “Ruta de los

Cenotes” (Figura 3-2). La localización exacta con GPS de los sitios se muestra en la Tabla 2-2. En estos sitios se determinaron los parámetros físico-químicos temperatura, pH y conductividad eléctrica con una sonda multiparamétrica marca CORNING previamente calibrada. Las muestras fueron tomadas entre 0.5 m y 3 m de profundidad en el caso de los cenotes. Todas las muestras fueron contenidas en botellas de Nalgeno, selladas y preservadas en hielo durante su transporte para evitar evaporación. Las muestras fueron llevadas al laboratorio para determinar conductividad eléctrica, sólidos disueltos totales, salinidad, alcalinidad, $\delta^{18}\text{O}$ y δD .

4.2.1.3 Descarga submarina de agua subterránea

Se realizó un muestreo sistemático en el ojo de agua conocido como “Bonita” en los meses de Junio, Septiembre y Noviembre del 2012 y en Abril del 2013. El ojo “Bonita” se encuentra localizado al norte del Parque Nacional Arrecife de Puerto Morelos (20.9 °N, 86.8°W)(Figura 3-2). El muestreo consistió en la colecta de muestras de agua en 12 sitios en y alrededor de la fuente de descarga del ojo (Figura 3-3). La colecta de agua se realizó en forma directa con ayuda de equipo de buceo en botellas de Nalgeno de 30ml (isótopos estables), 60 ml (salinidad), 100ml (alcalinidad). Las muestras se preservaron en hielo durante su transporte para disminuir el riesgo de evaporación. Las muestras fueron llevadas al laboratorio para determinar conductividad eléctrica, sólidos disueltos totales, salinidad, alcalinidad, $\delta^{18}\text{O}$ y δD (Ver sección 4.2.2

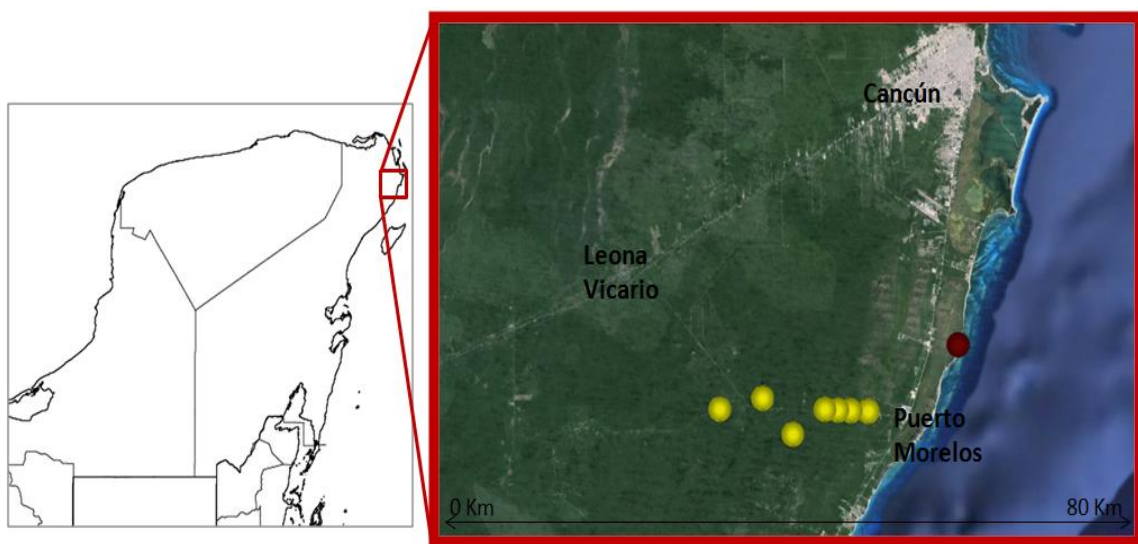


Figura 3-2. Localización de la zona de estudio. Los círculos amarillos representan a los cenotes y pozos de Puerto Morelos, el círculo rojo representa la localización del ojo Bonita.

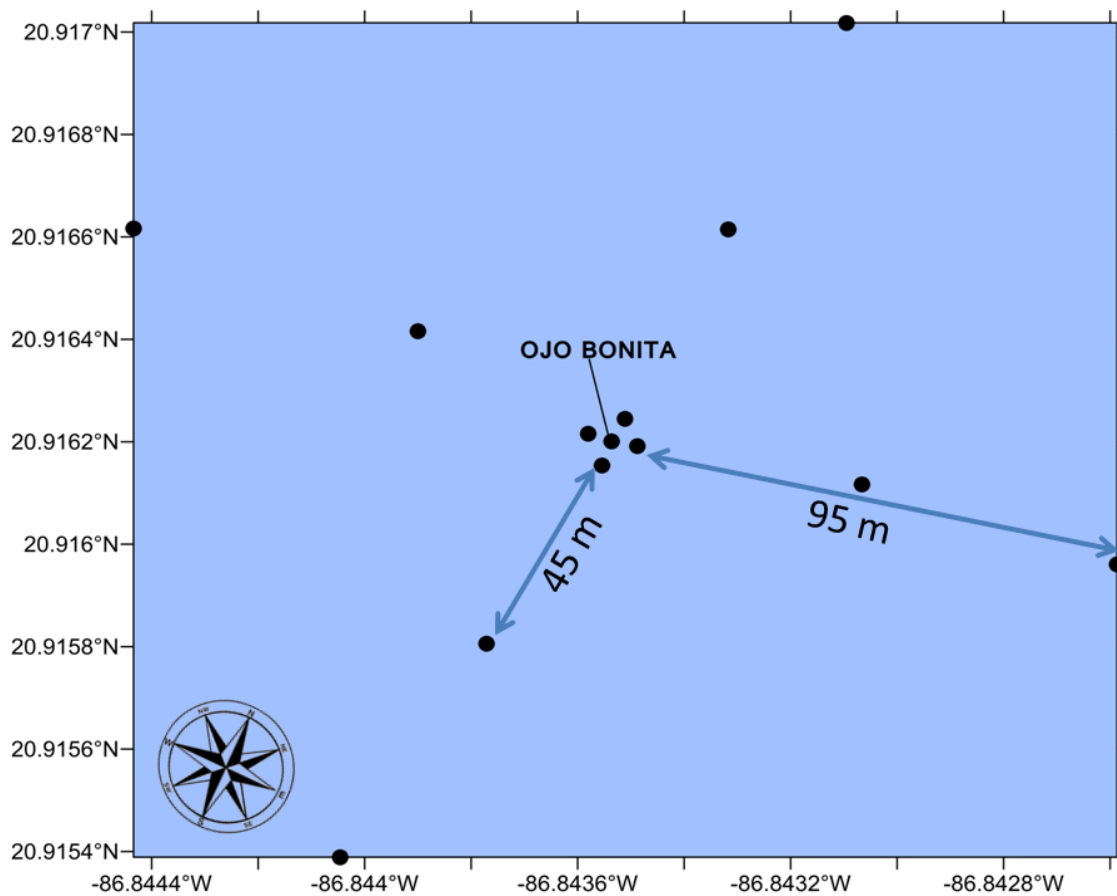


Figura 3-3. Localización de las estaciones del muestreo costero (círculos negros), a 5 m, 50 m y 100 m de distancia del ojo bonita hacia las 4 direcciones cardinales. Las muestras fueron tomadas en superficie y a media profundidad (aproximadamente 3m).

4.2.2 *Análisis fisicoquímicos de muestras de Agua*

Las muestras de agua fueron enviadas al Laboratorio de Isotopos Estables del Departamento de Geociencias de la Universidad de Massachusetts, Amherst (Prof. Stephen Burns) para el análisis de isótopos estables de agua. Las razones $\delta^{18}\text{O}$ y δD fueron

analizadas mediante Espectroscopia de Celda de Absorción (Cavity Ring-Down Spectroscopy o CDRS) con un Analizador de Isótopos marca Picarro, modelo L1102-i, con precisiones mayores a 0.1 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y a 0.5 ‰ para δD .

En la Unidad de Ciencias del Agua del Centro de Investigación Científica de Yucatán se determinó alcalinidad total (AT) mediante titulación con H_2SO_4 (2320-B APHA, 1998).

En el laboratorio de Química Marina (Prof. David Valdés) del Centro de Investigación y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional, Unidad Mérida se determinó conductividad eléctrica, sólidos disueltos totales, y salinidad con una sonda multiparamétrica de la marca YSI 556 MPS previamente calibrada.

4.3 Resultados y discusión

4.3.1 Precipitación

Las composiciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$, δD) de 11 muestras de precipitación pluvial colectadas en el periodo Julio 2012-Mayo 2013 en Cancún se presentan en la Tabla 2-1. El rango de valores fue de -5.65‰ a 0.47‰ para $\delta^{18}\text{O}$, y de -34.07‰ a 17.33‰ para δD .

Tabla 2-1. Valores de las razones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y δD del agua de precipitación pluvial mensual captada en Cancún(sección 4.2.1.1). Todos los valores se reportan en desviaciones per mil con respecto al estándar Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW). Las desviaciones estándar (DE) representan la precisión del análisis de cada muestra.

Año	Muestra	$\delta^{18}\text{O}$	DE $\delta^{18}\text{O}$	δD	DE δD
2012	Julio	-0.19	0.04	5.44	0.11
2012	Agosto	-4.91	0.06	-28.36	0.08
2012	Septiembre	-3.51	0.06	-14.06	0.12
2012	Octubre	-3.47	0.06	-14.52	0.16
2012	Noviembre	-1.39	0.03	7.90	0.19
2012	Diciembre	-1.44	0.02	2.02	0.04
2013	Enero	-2.18	0.02	1.37	0.18
2013	Febrero	-0.23	0.06	14.32	0.15
2013	Marzo	0.47	0.03	17.33	0.09
2013	Mayo	-2.82	0.07	-8.23	0.14
2012	Huracán Ernesto 6,7,8 Agosto	-5.65	0.04	-34.07	0.07

Los valores extremos inferiores – los más empobrecidos en isótopos pesados- corresponden a la muestra de lluvia del huracán Ernesto de categoría uno en escala Saffir Simpson el cual pasó por la PY durante los días 6,7 y 8 Agosto del 2012. Los huracanes y tormentas tropicales tienen niveles distintivamente bajos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD [117], [118]. En la Península de Yucatán las razones de isótopos estables más negativas que se han reportado en agua meteórica son las asociadas al huracán Mitch, con valores de -9.11‰ y -60.5‰ de $\delta^{18}\text{O}$ y δD , respectivamente, las cuales se midieron a partir de una muestra de lluvia colectada en Mérida el 3 de Noviembre de 1998 [115].

Sin tomar en cuenta la muestra del huracán, la media aritmética de las muestras de precipitación es de -1.97 ‰ y la media ponderada con respecto a la precipitación es de -

2.96 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$. Las medias aritmética y ponderada son -1.68‰ y -10.02 ‰ respectivamente para δD . Las medias ponderadas obtenidas son similares a las medias ponderadas encontradas en la estación de la IAEA-GNIP en la Habana, Cuba (código 7837401), cuyos valores son (n=76) -3.00 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -15.41 ‰ para δD . La estación de la Habana, Cuba es la estación IAEA-GNIP más cercana a Cancún situada a aproximadamente 530 km de distancia. En ambas regiones la fuente principal de precipitación es la misma [119] y el ciclo estacional de precipitación y temperatura son muy similares con $r^2=0.75$ y $r^2=0.95$, respectivamente (Figura 3-4). Dadas estas similitudes es interesante analizar y contrastar los efectos cantidad y temperatura entre ambas regiones, así como sus líneas meteóricas locales, para conocer si debido a sus semejanzas los controles sobre la composición isotópica de sus aguas meteóricas son los mismos.

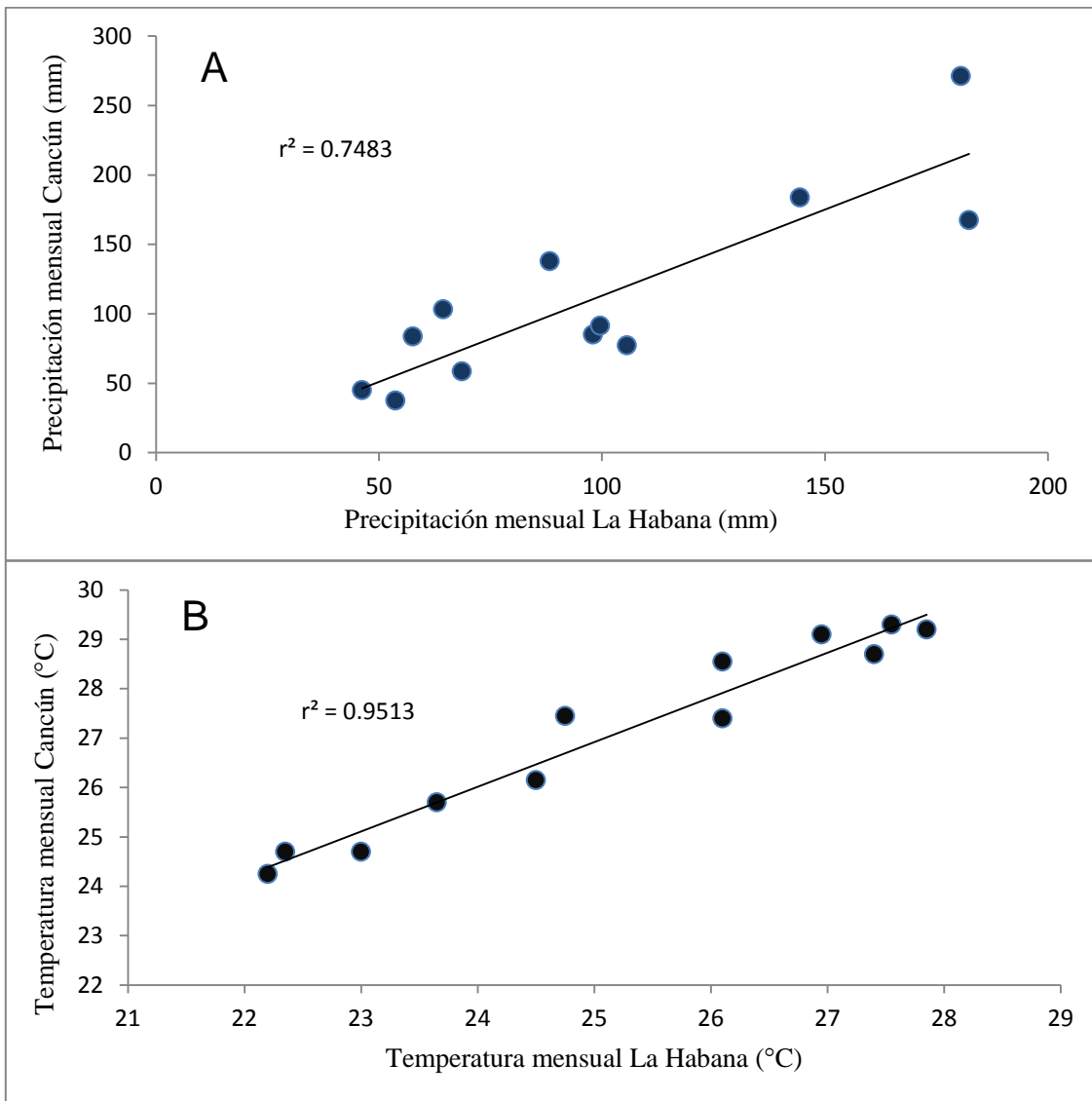


Figura 3-4. (A) Relación lineal entre el ciclo anual de precipitación, es decir, la precipitación mensual histórica de cada uno de los meses del año en Cancún y La Habana. (B) Relación lineal entre el ciclo estacional de temperatura mensual histórica de Cancún y La Habana. Datos obtenidos de WMO (2012)[120] y CONAGUA (2012)[92].

El “efecto cantidad”, el cual es una relación negativa entre la cantidad de precipitación y las razones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y δD [121] es el principal control a escala temporal interanual y estacional de la composición isotópica de la lluvia en las regiones tropicales [122], [123], [124], [125].

Lachniet & Patterson 2009 [126] analizaron el efecto cantidad en la precipitación en dos de las tres estaciones IAEA-GNIP más cercanas a la PY, la de Veracruz, México, y la de San Salvador, el Salvador, situadas a aproximadamente 1000 y 850 km de Cancún, respectivamente. Al graficar todos los valores mensuales encontraron correlaciones débiles (Veracruz $r^2=0.26$, San Salvador $r^2=0.15$), sin embargo al utilizar los promedios mensuales del periodo de cada estación, obtuvieron $r^2=0.81$ para Veracruz y $r^2=0.51$ para San Salvador, con gradientes de -0.0125 y -0.0124% por cada mm de precipitación, respectivamente. Lachniet & Patterson 2009 [126] concluyeron que existe un marcado efecto de cantidad en Veracruz y San Salvador, el cual es sin embargo menor al que se encontró al sur de América Central (i.e. Panamá y Costa Rica). Esta diferencia está relacionada al hecho de que Panamá y Costa Rica se encuentran en la región de influencia de la zona de convergencia tropical y el cinturón de actividad convectiva asociado, siendo de las regiones más lluviosas del continente americano, con registros de hasta 6000mm/año.

Para determinar el efecto cantidad en Cancún se elaboró un diagrama de correlación lineal, relacionando la cantidad de precipitación mensual con la composición mensual de $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia, incluyendo las 11 muestras de precipitación (Fig 27). En el cual se encontró un marcado efecto de cantidad ($r^2=0.61$) con una pendiente de -0.023% de $\delta^{18}\text{O}$ por cada mm de precipitación. El efecto de cantidad en Cancún es similar al determinado por Medina-Elizalde & Rohling 2012 [19] para la región central de la PY basándose en la transferencia del ciclo estacional de $\delta^{18}\text{O}$ en precipitación de Veracruz ajustado al valor anual promedio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$ de precipitación para Yucatán, obtenido a partir de resultados de modelos con trazadores isotópicos [119].

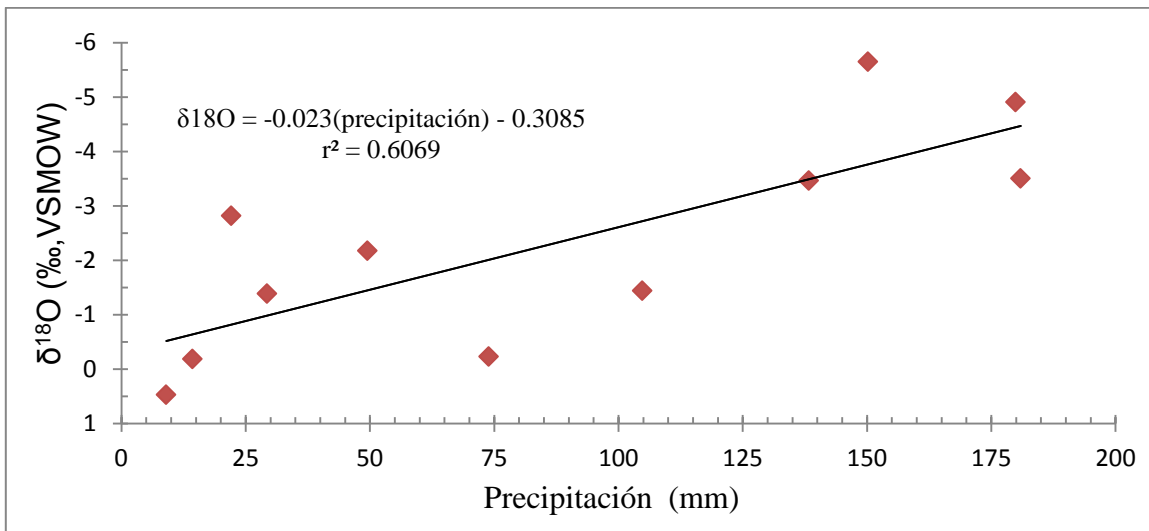


Figura 3-5. El efecto cantidad en la precipitación de Cancún para el periodo Julio 2012-Mayo 2013.

Se determinó el efecto cantidad en la estación IAEA-GNIP de la Habana, Cuba (código 7837401), donde se observa al igual que en las estaciones de Veracruz y San Salvador que al graficar todos los valores disponibles de Precipitación y $\delta^{18}\text{O}$ la correlación es muy débil ($r^2=0.23$). Al utilizar los promedios mensuales la correlación aumenta ($r^2=0.44$), no obstante siendo aún débil (Figura 3-6) con un gradiente entre precipitación mensual y $\delta^{18}\text{O}$ de -0.006 ‰ por cada mm de precipitación. En conjunto con evidencia a partir de modelos con trazadores isotópicos [119], estos nuevos y únicos datos instrumentales del efecto de cantidad disponibles para la Península de Yucatán, brindan apoyo a interpretaciones previas de que la composición de $\delta^{18}\text{O}$ en estalagmitas de la región, refleja principalmente el efecto de cantidad a nivel estacional e interanualmente [18], [19].

Se evaluó el “efecto temperatura” en la composición isotópica del agua meteórica de Cancún y Cuba (Figura 3-7), y se encontró que existe una relación negativa entre la composición de $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación y la temperatura del aire de esas regiones, con gradientes de $-0.38 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$ y $-0.006 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$ para Cancún y Cuba respectivamente. Estos gradientes son menores al encontrado por Lachniet & Patterson 2009 [126] para la estación IAEA-GNIP de Veracruz cuyo valor es de $-0.58 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$. La relación negativa encontrada

contraria a la relación lineal positiva conocida como “efecto temperatura” [121], [127], indica que la temperatura ambiental en Cancún y Cuba no representa un control dominante de la composición isotópica del agua meteórica a nivel estacional.

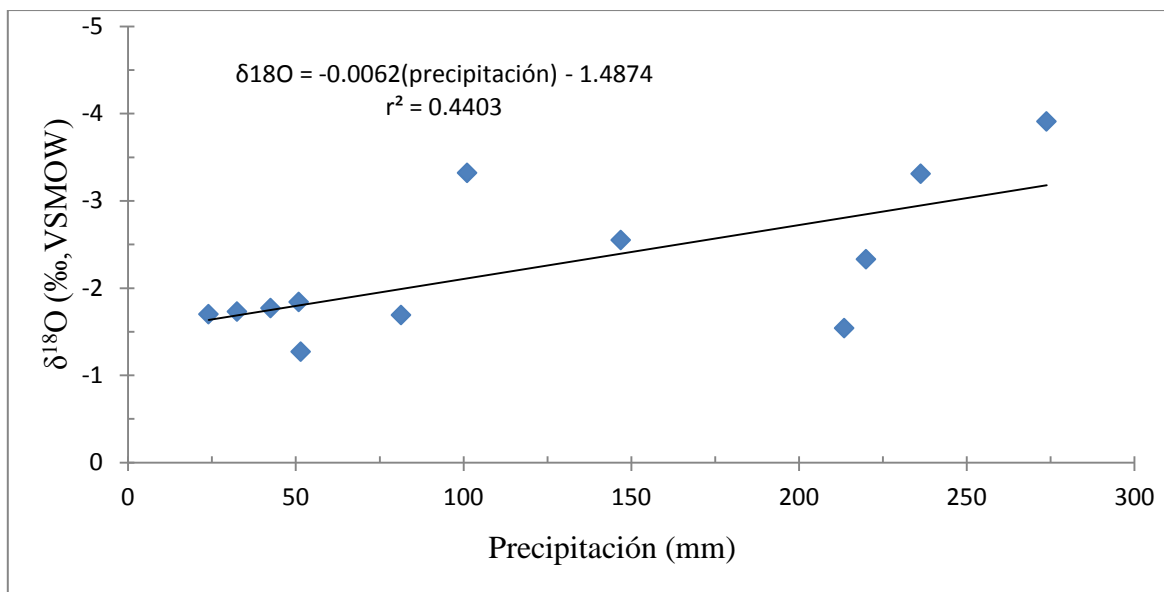


Figura 3-6. El efecto cantidad en la precipitación de la estación GNIP IAEA de la Habana, Cuba, para el periodo Abril 2002- Diciembre 2009 (n=87). Datos obtenidos en IAEA/WMO (2012) [128].

En suma, el efecto cantidad es el dominante en la composición isotópica de las aguas meteóricas de Cancún y Cuba a escala estacional. La temperatura, por otro lado, aunque influye en la composición isotópica de la lluvia, su efecto es modesto y por tanto “enmascarado” por el efecto de cantidad. Debido a que las muestras fueron obtenidas siempre en la misma estación, los efectos continental, latitudinal y longitudinal no fueron evaluados para la PY por lo cual no se descarta que tengan cierta influencia en la composición isotópica de los flujos de precipitación de esta región.

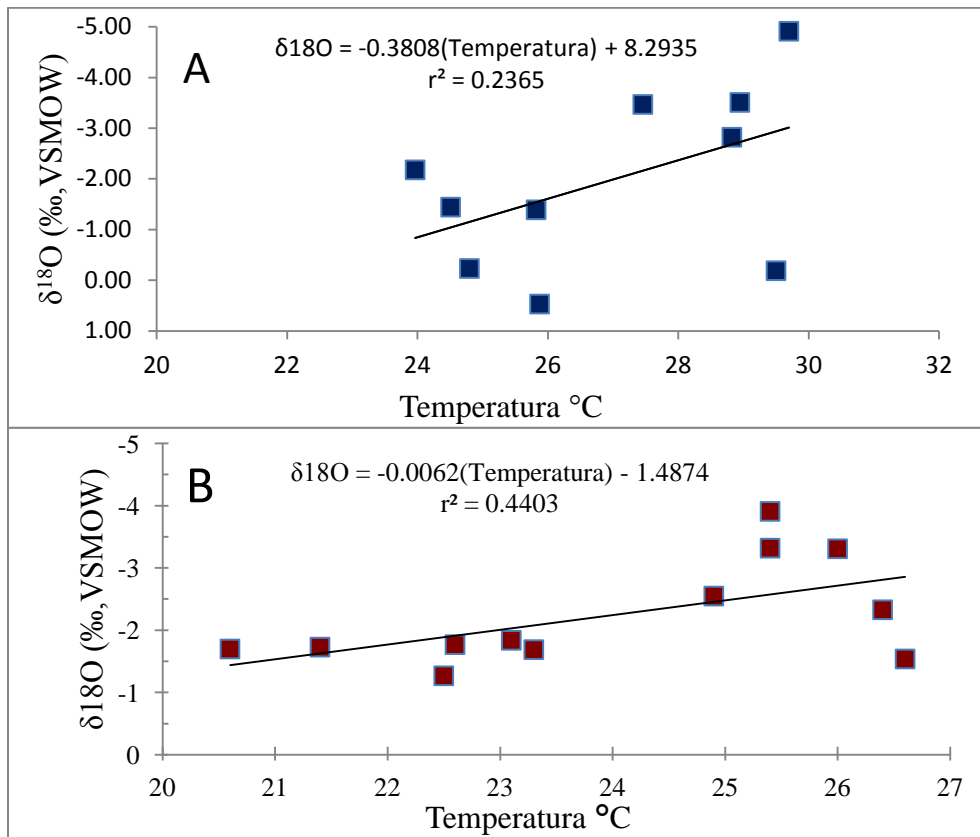


Figura 3-7.(A) Regresión lineal entre los valores $\delta^{18}\text{O}$ mensuales del periodo Julio 2012-Mayo 2013 y la Temperatura promedio mensual histórica 1991-2012 de Cancún [92]. (B) Regresión Lineal entre los valores $\delta^{18}\text{O}$ promedio mensuales y la Temperatura promedio mensual del aire de la estación IAEA-GNIP de la Habana, Cuba. Para el periodo Abril 2002- Diciembre 2009. Datos obtenidos en IAEA/WMO (2012) [128].

4.3.2 Línea Meteorica Mundial y Local

Se ha observado que existe una relación lineal entre las razones de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en aguas meteóricas y en cuerpos de agua superficiales a nivel global [129], [121], [130]. Esta relación es conocida como Línea de Agua Meteorica Mundial (LAMM o WLWM por sus siglas en inglés). La LAMM puede ser representada por la ecuación $\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$ [129] y actualmente se utiliza como referencia para caracterizar aguas de origen meteórico. La pendiente con valor igual a 8.2 denota la razón entre los factores de fraccionamiento de δD y $\delta^{18}\text{O}$ en condiciones de equilibrio y correspondientes a procesos Rayleigh

[127]. El valor de la pendiente decrece con el incremento de la temperatura de condensación debido a una rápida disminución en el valor del factor de fraccionamiento isotópico de los isótopos de hidrógeno en comparación con la que sufre el factor de fraccionamiento isotópico de los isótopos de oxígeno [131]. Por otro lado, la intersección con deuterio definida por Dansgaard 1964 [121] como exceso en deuterio, depende principalmente de las condiciones de humedad relativa del ambiente en el momento de la primera evaporación de las masas de agua [132]. El vapor atmosférico global se forma en condiciones de equilibrio en ambientes con >85% de humedad relativa, lo cual corresponde a un valor en exceso de deuterio de 10‰, conforme el valor de humedad relativa del ambiente disminuya el exceso en deuterio aumentará [127].

Los procesos de evaporación y condensación en muchas regiones del mundo no se llevan a cabo en condiciones de equilibrio debido a la variabilidad geográfica, topográfica y climática. Por lo cual se trazan líneas meteóricas locales (LML) realizando una regresión lineal con muestras de agua meteórica mensual de por lo menos un año [127]. Es con este sentido que se realizó una regresión lineal para obtener las ecuaciones de la línea meteórica local de Cancún para el período Julio 2012-Mayo 2013 y de la línea meteórica de Cuba con los datos de la estación IAEA-GNIP de la Habana para el periodo Abril 2002-Diciembre 2009 (Figura 3-8).

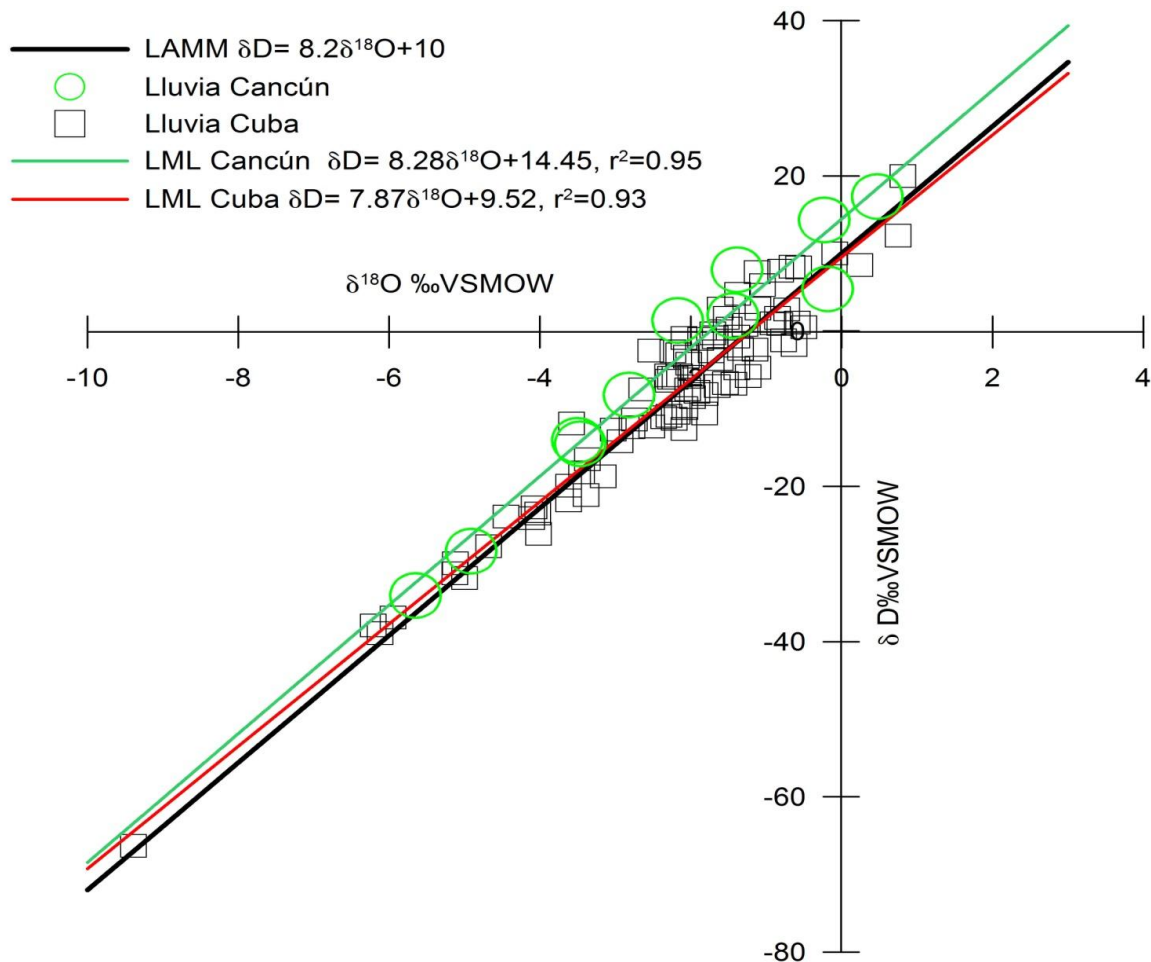
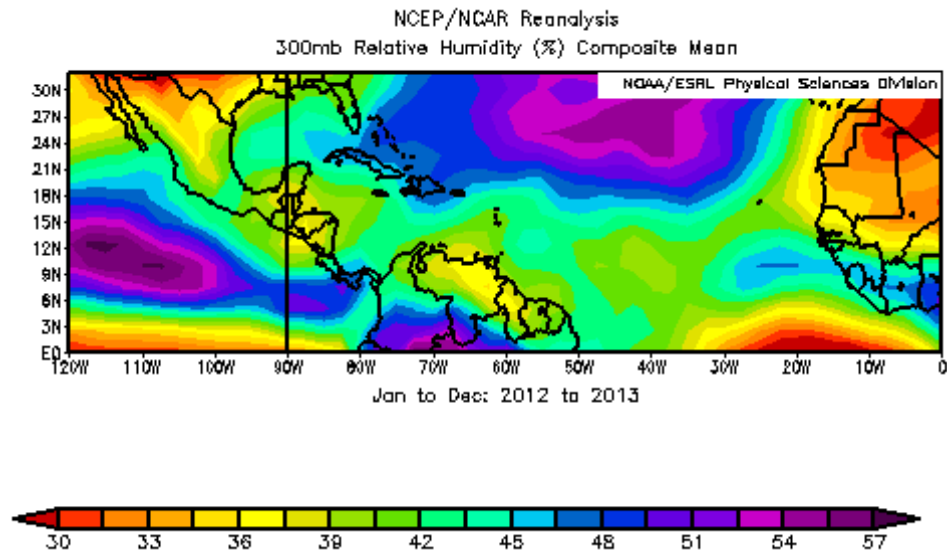


Figura 3-8. $\delta^{18}O$ y δD del agua meteórica de Cancún, México y la Habana, Cuba (círculos y cuadros). Se muestran las Líneas Meteóricas Locales de Cancún (n=11) y Cuba (n=89) en comparación con la Línea de Agua Meteórica Mundial.

La LML de Cancún tiene una pendiente similar a la de la LMM lo cual indica que la condensación del agua precipitada se llevó a cabo en condiciones de equilibrio [131],[127]. Mientras que la pendiente de la LML de Cuba es menor a la de la LMM lo cual sugiere procesos de re-evaporación [127]. Efectos de re-evaporación al menos en ciertos meses durante el periodo de registro instrumental son sugeridos por un valor de pendiente menor al de la LMM encontrados en otra estación GNIP- IAEA cercana a la PY, i.e. la de Veracruz, México [126]. Por otro lado la intersección con deuterio de la LML

de Cancún es mayor a la de la LAMM lo cual indica que la primera evaporación se enriqueció cinéticamente con isótopos pesados en condiciones de humedad relativa menor al 85% [127]. Cabe destacar que la principal fuente de humedad de la PY es el Atlántico/Caribe Tropical [119], donde las condiciones de humedad relativa promedio fueron menores a 60% durante el periodo de muestreo de este trabajo como se muestra en la Figura 3-9. La intersección con deuterio de la LML de Cuba cuyo valor es ligeramente menor al de la LAMM indica que la primera evaporación de las masas de precipitación en esa región se llevo a cabo en condiciones de humedad relativa superiores a las de equilibrio [132], [127]. Tomando en cuenta que la fuente de humedad principal en Cancún y la Habana es la misma [119], las diferencias entre sus líneas meteóricas pueden estar asociadas a que los datos de precipitación a pesar de ser suficientes para trazar las líneas meteóricas locales, no corresponden a los mismos periodos de tiempo. Ambas líneas reflejan la realidad, sin embargo sería más adecuado contrastar líneas de los mismos periodos de muestreo para discutir más profundamente las diferencias entre sus pendientes e intersecciones con Deuterio, o trazar líneas que abarquen periodos de varios años para caracterizar el comportamiento del agua meteórica de determinada región. Desafortunadamente los datos disponibles para Cancún son solamente de un año y los datos disponibles para Cuba abarcan hasta el 2009. Por lo cual continuar caracterizando isotópicamente la lluvia de Cancún y otras regiones de la PY es importante para determinar los factores que controlan y han controlado la composición isotópica de la precipitación espacial e interanualmente en esta región.

A)



B)

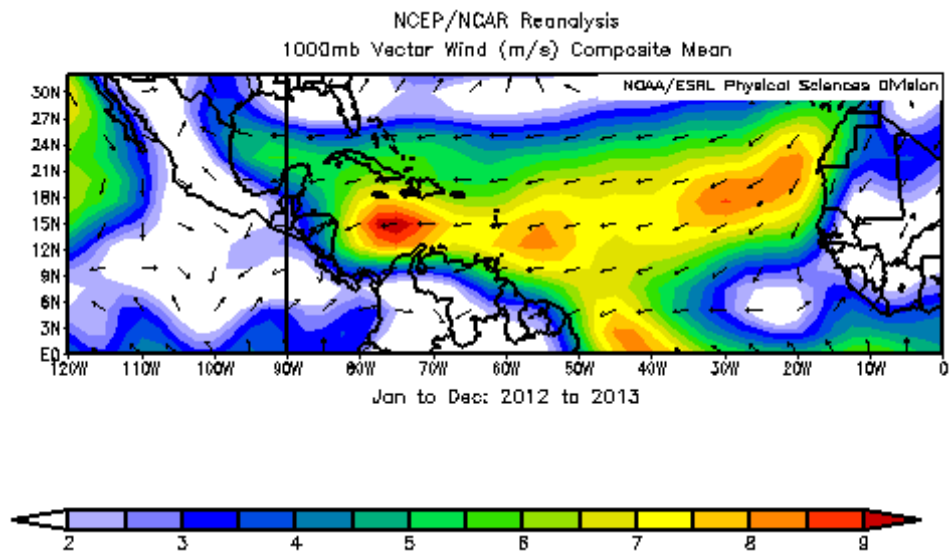


Figura 3-9. A) Valores promedio de humedad relativa y B) vectores de viento para la región tropical y subtropical del Atlántico. Basado en datos del periodo Enero 2012- Mayo 2013, obtenidos en NOAA/ESRL(2012)[133] .

4.3.3 Agua Subterránea

Se determinaron las razones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$, δD) de 18 muestras de Agua proveniente de pozos y cenotes de la región noreste de Quintana Roo cercanos al poblado de Puerto Morelos (Tabla 2-2). El rango de valores de las razones de isótopos estables encontrados fue de -8.82‰ a -1.28‰ para $\delta^{18}\text{O}$, y de -58.52‰ a -15.23‰ para δD . Dentro de este rango de valores se encuentran las razones isotópicas obtenidas para otros cenotes de la PY [115],[116], sin embargo, dentro del rango aquí presentado se encuentran los valores más empobrecidos de isótopos pesados reportados para agua subterránea en la PY (e.g. Cenote Dzonot en Julio, Cenote 3 Playa del Carmen, negritas en Tabla 2-2)

Tabla 2-2. Valores de las razones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y δD de agua de Cenotes y pozos localizados al noroeste de Quintana Roo, todos los valores se reportan en desviaciones per mil con respecto al VSMOW. Las desviaciones estándar (DE) representan la precisión del análisis en cada muestra.

Muestra	Fecha DD/MM/AAAA	Latitud °N	Longitud °O	$\delta^{18}\text{O}$	DE $\delta^{18}\text{O}$	δD	DE δD
Cenote Las Mojarras	08/07/2012	20.838	-87.024	-3.77	0.05	-25.54	0.06
Cenote Chaktunche	08/07/2012	20.858	-86.989	-4.94	0.02	-26.40	0.20
Cenote Verde Lucero	08/07/2012	20.860	-87.102	-5.13	0.03	-29.75	0.00
Cenote Dnozot	08/07/2012	20.857	-86.975	-8.82	0.02	-58.52	0.12
Cenote Boca de Puma	08/07/2012	20.870	-86.055	-5.07	0.06	-28.18	0.10
Pozo 2	08/07/2012	20.857	-86.961	-5.28	0.04	-28.69	0.11
Cenote La Rana	08/07/2012	20.855	-86.943	-1.28	0.09	-15.23	0.13
Cenote Las Mojarras	21/11/2012	20.838	-87.024	-3.37	0.02	-20.36	0.03
Pozo Chaktunche	21/11/2012	20.858	-86.989	-4.85	0.05	-26.60	0.07
Cenote Verde Lucero	21/11/2012	20.860	-87.102	-4.76	0.09	-25.98	0.18
Cenote Dnozot	21/11/2012	20.857	-86.975	-4.50	0.08	-24.91	0.25
Cenote Boca de Puma	21/11/2012	20.870	-86.055	-4.81	0.05	-26.86	0.10
Pozo 2	21/11/2012	20.857	-86.961	-5.34	0.02	-29.66	0.09
Cenote 7 Bocas	21/11/2012	20.877	-87.044	-4.83	0.05	-25.79	0.03
Cenote Dzonot II	21/11/2012	20.857	-86.978	-4.51	0.05	-25.55	0.13
Sinkhole 1 Playa del Carmen	26/06/2012	20.645	-87.113	-6.84	0.08	-43.12	0.13
Sinkhole 2 Playa del Carmen	26/06/2012	20.669	-87.150	-5.01	0.04	-30.45	0.12
Sinkhole3 Playa del Carmen	26/06/2012	20.673	-87.106	-8.59	0.08	-56.19	0.17

De este grupo de aguas subterráneas, 15 muestras fueron colectadas en la “ruta de los cenotes en Puerto Morelos”(aproximadamente 35 km al sur de Cancún) durante dos muestreos en diferentes meses y 3 muestras fueron colectadas en los alrededores de Playa del Carmen (aproximadamente 60 km al sur de Cancún). Se encontró que la relación lineal entre las razones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y δD del agua de los cenotes y pozos de los tres muestreos fue de $\delta\text{D}= 6.2422\delta^{18}\text{O} + 1.3673$ lo cual implica condiciones evaporativas ya sea en estos cuerpos de agua o previas a la recarga de los mismos dada por flujos regionales (Figura 3-10). La evaporación en cuerpos de agua expuestos (e.g. lagos) es reflejada por la relación entre sus razones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y δD en muchas partes alrededor del mundo [134].

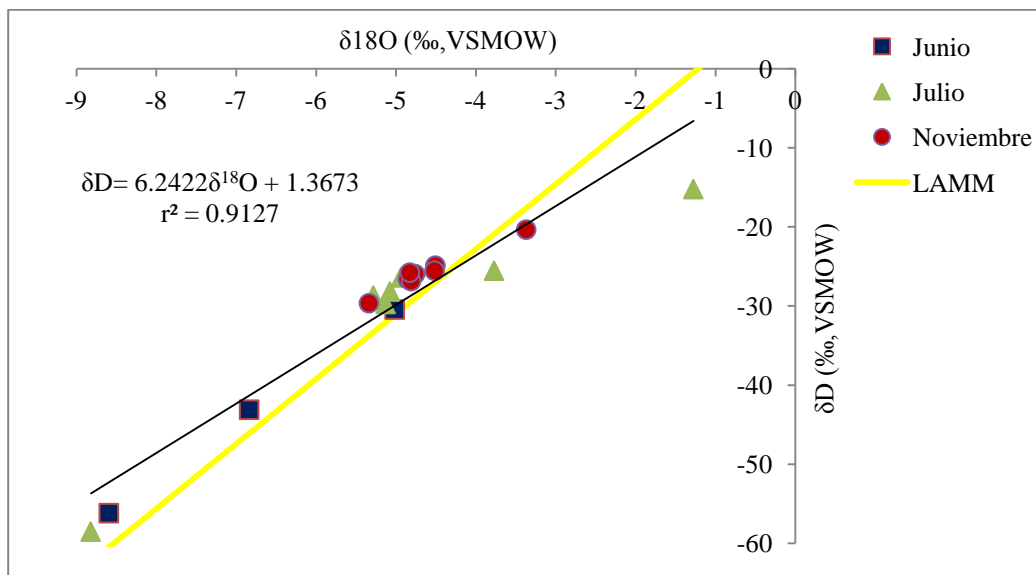


Figura 3-10. Comparación entre la LAMM y las razones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y δD de pozos y cenotes. Las muestras se colectaron durante tres muestreos realizados en Junio de 2012 en Playa del Carmen y en Julio y Noviembre de 2012 en la ruta de los cenotes en Puerto Morelos. Se observa que los cenotes muestreados en Junio son los que mejor se ajustan a la LAMM. Se muestra la ecuación de regresión lineal y el coeficiente de determinación.

En estas muestras además de las razones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y δD , se determinaron los parámetros temperatura, conductividad, sólidos disueltos totales (TDS), salinidad, pH, alcalinidad, distancia a la costa y altitud. Las relaciones más significativas entre estos parámetros son: i) relación lineal positiva entre $\delta^{18}\text{O}$ y δD (Craig, 1960); ii) relación lineal positiva entre alcalinidad y salinidad, iii) relación lineal negativa entre alcalinidad y pH; iv) relaciones lineales positivas entre distancia a la costa y conductividad, TDS y salinidad. Los valores de los coeficientes de correlación se muestran en la Tabla 2-3. La correlación entre las razones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$, δD) y los valores de salinidad en el agua de cenotes es débil, esto es debido a que la salinidad en este sistema está controlada principalmente por la disolución del material geológico y no por procesos de evaporación. Esto no es inusual ya que los cambios conjuntos de la composición de isótopos estables del agua y e la concentración de sales, derivados de procesos de evaporación, solo se han detectado en el

océano el cual es un reservorio de concentraciones isotópicas y químicas constantes a escalas regionales [135], [136].

Tabla 2-3. Matriz de correlación entre las características fisicoquímicas de los Cenotes de Puerto Morelos.

	Temperatura (°C)	Conductividad (mS/cm)	TDS (g/L)	Salinidad (ppt)	pH	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VSMOW	δD ‰ VSMOW	Alcalinidad (ppm)	Distancia a la Costa (m)	Altitud (msnm)
Temperatura (°C)	1									
Conductividad mS/cm	-0.1987	1								
TDS g/L	-0.3814	0.8882	1							
Salinidad (ppt)	-0.2287	0.9991	0.8903	1						
pH	-0.2601	-0.5776	-0.5832	-0.5679	1					
$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VSMOW	0.0763	0.0793	0.1120	0.0782	0.0005	1				
δD ‰ VSMOW	-0.0474	0.2514	0.2172	0.2496	0.0378	0.9341	1			
Alcalinidad (ppm)	0.4405	0.8777	0.7516	0.8652	-0.8207	-0.2779	-0.2004	1		
Distancia a la Costa (m)	-0.3783	0.7561	0.8127	0.7574	-0.5605	-0.0671	0.0523	0.5085	1	
Altitud (msnm)	-0.4427	0.6008	0.6140	0.6011	-0.1658	-0.4411	-0.2448	0.3584	0.8005	1

Los seis sitios muestreados en dos fechas diferentes (i.e. Julio y Noviembre 2012) fueron los cenotes Mojarras, Chaktunche, Verde Lucero, Dzonot, Boca de Puma y Pozo 2. En estos sitios las composiciones isotópicas y la salinidad se mantuvieron constantes durante ambos muestreos (Tabla 2-4), con algunas excepciones e.g. la composición isotópica del Cenote Dzonot cuyo enriquecimiento en isótopos pesados en Noviembre con respecto a Julio fue de 4.32‰ y de 33.6‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y δD respectivamente. En este cenote también se detecta un cambio de pH de 0.54. También se detectó un aumento de salinidad de 0.25 ‰ en el cenote Chactunche, y un aumento en alcalinidad en el cenote Verde Lucero, ambos en Noviembre con respecto a Junio. Es importante mencionar que no se llevaron a cabo determinaciones de alcalinidad en el primer muestreo de Puerto Morelos ni en los cenotes de Playa del Carmen por lo cual se desconoce el comportamiento de la concentración de las especies carbonatadas espacial y temporalmente en estos sitios.

Tabla 2-4. Valores de los parámetros físico-químicos de las muestras de agua subterránea. Alcalinidad total en ppm de $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Muestra	Fecha dd/mm/aaaa	Temperatura °C	Conductividad mS/cm	TDS g/L	Salinidad (‰)	pH	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VSMOW)	δD (‰, VSMOW)	Alcalinidad (ppm)	Distancia a la Costa (m)	Altitud (msnm)
Sinkhole 1 Playa del Carmen	26/06/2012	24.45	1.163	0.744	0.63	7.54	-6.84	-43.12	ND	4800	7
Sinkhole 2 Playa del Carmen	26/06/2012	24.5	1.561	0.999	0.88	7.38	-5.01	-30.45	ND	9430	11
Sinkhole 3 Playa del Carmen	26/06/2012	26.3	4.433	2.8	2.3	7.06	-8.59	-56.19	ND	6190	9
Pozo la Rana	08/07/2012	23.75	0.323	0.215	0.16	7.36			ND	7150	2
Cenote La Rana	08/07/2012	24.17	0.313	0.207	0.15	7.34	-1.28	-15.23	ND	7150	2
Pozo 2	08/07/2012	24	0.69	0.044	0.35	7.45	-5.28	-28.69	ND	9135	8
Cenote Las Mojarras	08/07/2012	23.63	1.024	0.684	0.52	7.21	-3.77	-25.54	ND	15630	9
Pozo Chaktunche	08/07/2012	23.47	0.693	0.46	0.34	7.29	-4.94	-26.40	ND	12030	9
Cenote Verde Lucero	08/07/2012	23.01	0.953	0.644	0.49	7.13	-5.13	-29.75	340	23786	14
Cenote Dnozot	08/07/2012	23.5	0.341	0.229	0.17	7.36	-8.82	-58.52	ND	10580	11
Cenote Boca de Puma	08/07/2012	24.12	1.063	0.702	0.53	7.16	-5.07	-28.18	ND	19000	16
Pozo 2	21/11/2012	23.01	0.72	0.487	0.37	7.49	-5.34	-29.66	298	9135	8
Cenote Las Mojarras	21/11/2012	22.58	1.105	0.753	0.58	7.32	-3.37	-20.36	290	15630	9
Pozo Chaktunche	21/11/2012	24	1.16	0.578	0.59	7.33	-4.85	-26.60	427	12030	9
Cenote Verde Lucero	21/11/2012	22.97	1.108	0.75	0.57	7.14	-4.76	-25.98	428	23786	14
Cenote Dnozot	21/11/2012	22.67	0.379	0.258	0.19	7.9	-4.50	-24.91	165	10580	11
Cenote Dzonot II	21/11/2012	23	0.44	0.221	0.22	7.75	-4.51	-25.55	ND	10830	11
Cenote Boca de Puma	21/11/2012	23.03	1.045	0.706	0.54	7.44	-4.81	-26.86	359	19000	16
Cenote 7 Bocas	21/11/2012	22.51	1.11	0.757	0.58	7.24	-4.83	-25.79	411	17950	15

La composición isotópica media del agua de los cenotes de cada muestreo y del promedio de todos los muestreos está empobrecida en isótopos pesados (Tabla 2-5) con respecto a la composición isotópica media del agua de lluvia de Cancún (Tabla 2-1). Lo cual implica que es muy probable que el agua almacenada en ese acuífero provenga de un flujo regional donde el agua meteórica de recarga estaba más empobrecida en isótopos estables que el agua meteórica de Cancún para el periodo Julio 2012-Mayo 2013. Por ejemplo, Beddows 2004 [32] sugirió áreas de recarga de entre 1160 km² a 117 km² correspondientes a recargas del 15% y 60% de la PMA respectivamente, para la zona costera cercana a Tulum, Quintana Roo. Agua meteórica con valores tan negativos como los de los Cenotes de Playa del Carmen y el cenote Dzonot en el muestreo de Junio con valores extremos inferiores de -8.82‰ y -58.52‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y δD respectivamente, podría

estar asociado con eventos ciclónicos o reflejar agua freática proveniente de las regiones más lluviosas al sur de la PY (Figura 2-5).

Tabla 2-5. Valores promedio y desviaciones estándar de $\delta^{18}\text{O}$ y δD de agua de cenotes correspondientes a cada muestreo.

		Promedio \pm DE	
Muestreo	n	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VSMOW)	δD (‰, VSMOW)
Junio 2012	3	-6.81 ± 1.79	-43.25 ± 12.87
Julio 2012	7	-4.90 ± 2.24	-30.33 ± 13.35
Noviembre 2012	8	-4.62 ± 0.57	-25.71 ± 2.59
Todos	18	-5.09 ± 1.71	-30.4 ± 11.16

4.3.4 Descarga Submarina de Agua Subterránea

Se determinó la salinidad en una descarga submarina de agua subterránea (Ojo Bonita) en 4 muestreos en diferentes meses en el Parque Nacional Arrecife de Puerto Morelos (ver sección 4.2.1.3). En la Figura B-Anexo2 podemos observar que la mayor diferencia de salinidad entre muestras colectadas en la fuente del manantial (baja salinidad) y los puntos de muestreo alrededor de la fuente (con salinidad cercana a la marina), se detectó en el mes de Junio, mientras que el menor rango de salinidad fue observado en Abril. Los rangos de salinidad fueron de 12.21‰ y 4.43‰ en los meses de Junio y Abril, respectivamente, con salinidades mínimas encontradas directamente en el ojo de 23.97‰ y 31.66‰, respectivamente. Los mapas de distribución de salinidad (Figura B-Anexo 2) muestran, además que el agua descargada a través de la fuente del manantial se mueve en dirección vertical directamente sobre el ojo, debido a su baja densidad y reflejando la escasa corriente durante los muestreos. En todos los casos la influencia horizontal del agua subterránea no se detecta a media superficie más allá de un par de metros. En superficie la influencia horizontal es mayor. Este comportamiento sugiere que el desplazamiento del agua durante estos cuatro muestreos fue en general uniforme hacia todas direcciones, como se muestra en los mapas de media profundidad y superficie de Junio (Figura B-Anexo 2). En los meses de Septiembre, Noviembre y Abril se observan patrones de dirección del

flujo diferentes a los de Junio probablemente por la manera en la que fueron tomadas las muestras.

Para determinar la contribución relativa de agua subterránea dulce y agua marina en los flujos del ojo Bonita, se utilizó la Ecuación 1, la cual representa la mezcla de aguas provenientes de dos reservorios distintos [127], [137] Se realizaron los cálculos utilizando tres trazadores ambientales conservativos, i.e. salinidad, $\delta^{18}\text{O}$ y δD (Tabla 2-6)

$$\delta_{OBS} = \delta_{MAR}(1 - x) + \delta_{SUBTERRÁNEA}(x) \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde :

δ_{OBS} = los valores de salinidad, $\delta^{18}\text{O}$ y δD determinados en muestras de agua directas del ojo.

δ_{MAR} = Los valores de salinidad, $\delta^{18}\text{O}$ y δD más altos encontrados, 36.19‰, 1.07‰ y 9.77‰, respectivamente, representativos del agua marina.

$\delta_{SUBTERRÁNEA}$ = Los valores promedio de salinidad, $\delta^{18}\text{O}$ y δD de los cenotes de Puerto Morelos representativos del agua subterránea, i.e. 0.48 ± 0.1 ‰ para salinidad, -5 ± 0.21 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -27.55 ± 1.55 ‰ para δD .

x = Porcentaje de contribución del agua subterránea al agua fluyendo del ojo

$1-x$ = Porcentaje de contribución del agua marina de recirculación al agua fluyendo del ojo.

Los valores de salinidad, $\delta^{18}\text{O}$ y δD de los cenotes de Puerto Morelos que presentaron condiciones altamente evaporativas (i.e. Pozo 2, Pozo Chaktunche, Verde Lucero, Boca de Puma, 7 Bocas) no fueron considerados como representativos del extremo dulciacuícola del agua subterránea para realizar los cálculos de la Tabla 2-6.

Las contribuciones relativas de agua subterránea y agua marina de recirculación a los flujos del ojo, muestran una tendencia estacional caracterizada por una mayor contribución de agua dulce subterránea durante la temporada de lluvias (Junio-Noviembre) en comparación con la temporada de secas (Abril). A pesar de que el flujo de descarga de

agua subterránea en las regiones costeras puede estar asociado a las mareas [32]; considerando que las mareas fueron de similar magnitud en los muestreos de Junio y Abril- siendo aun ligeramente menores en Abril que es cuando se observan las menores contribuciones de agua subterránea en el ojo- es improbable que las diferencias encontradas aquí reflejen cambios en la presión hidrostática por mareas. Estos resultados sugieren que la recarga es el control principal en la descarga de agua subterránea hacia la costa a nivel estacional. Aun cuando cálculos de recarga (Capítulo 1) sugieren que la evaporación excede la precipitación y por tanto la recarga es negativa en la PY, la presencia de agua subterránea y su expresión en las descargas hacia el mar, confirma que la alta permeabilidad del material geológico es un factor determinante en la verdadera magnitud del volumen de agua dulce subterránea almacenado en el subsuelo (Figura 3-11). El comportamiento estacional de estos flujos implica un tiempo de residencia muy corto del agua subterránea en el/los acuíferos kársticos costeros de esta zona de estudio

Tabla 2-6. Porcentajes de agua subterránea descargada del ojo en diferentes muestreos, calculada utilizando diferentes trazadores conservativos (i.e. salinidad, $\delta^{18}\text{O}$ y δD). Se consideraron los valores medios más menos las desviaciones estándar de los valores representativos del agua subterránea para realizar los cálculos (Ecuación 1).

Muestreo	Junio			Septiembre			Noviembre			Abril		
	Salinidad	$\delta^{18}\text{O}$	δD	Salinidad	$\delta^{18}\text{O}$	δD	Salinidad	$\delta^{18}\text{O}$	δD	Salinidad	$\delta^{18}\text{O}$	δD
$-\sigma$	34.13	ND	ND	28.57	27.97	25.82	28.37	22.05	24.27	12.65	8.83	10.29
Media	34.22	ND	ND	28.65	28.95	26.89	28.45	22.82	25.28	12.69	9.14	10.72
$+\sigma$	34.32	ND	ND	28.73	30.01	28.06	28.54	23.66	26.38	12.72	9.48	11.18

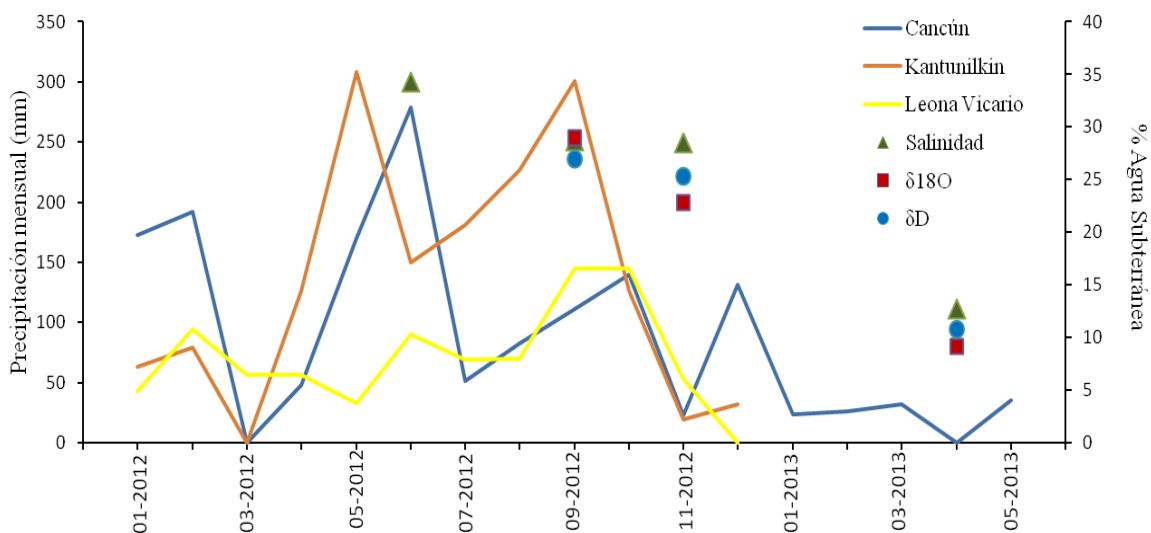


Figura 3-11. Relación entre la precipitación mensual de Cancún, Kantunilkin y Leona Vicario y los porcentajes de agua subterránea calculados en la descarga del ojo Bonita en 4 ocasiones en el periodo Enero 2012- Mayo 2013. Se muestran los porcentajes obtenidos utilizando tres diferentes trazadores ambientales: salinidad, $\delta^{18}\text{O}$ y δD . Los datos de Precipitación de Leona Vicario y Kantunilkin fueron obtenidos de CONAGUA (2012)[92] y los de Cancún de CONAGUA (2013) [138].

4.4 Conclusiones

La determinación de las composiciones de isótopos estables en muestras mensuales de precipitación pluvial de Cancún tuvo como resultado medias ponderadas de -2.96‰ y -10.02‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y δD , respectivamente, las cuales son muy similares a las de la estación IAEA-GNIP de la Habana, Cuba (-3.00‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -15.41‰ para δD). Existe una alta correlación entre los ciclos de temperatura y precipitación de esas dos regiones a nivel estacional (i.e. $r^2=0.75$, $r^2=0.95$). En Cancún y Cuba el “efecto temperatura” es insignificante y el “efecto cantidad” es el principal control de la composición de isótopos estables a escala estacional en ambas regiones. El efecto cantidad es mayor en Cancún que en Cuba, probablemente siendo reflejo de la mayor precipitación pluvial en Cancún y menores procesos re-evaporativos. Los datos presentados en este estudio son los únicos datos instrumentales del efecto de cantidad disponibles para la PY hasta el momento, y

ofrecen evidencia empírica que apoya previas interpretaciones de que la composición de $\delta^{18}\text{O}$ en estalagmitas de la región, refleja principalmente el efecto de cantidad a nivel estacional e interanualmente (Medina-Elizalde et al., 2010, Medina-Elizalde & Rohling, 2012).

Se trazaron las líneas meteóricas locales de Cancún y Cuba encontrándose que la LML de Cancún tiene un pendiente similar a la de la LAMM, lo cual indica que la condensación del agua precipitada se llevó a cabo en condiciones de equilibrio. La intersección con deuterio de la LML de Cancún es mayor a la de la LAMM lo cual indica que la primera evaporación se enriqueció cinéticamente con isótopos pesados en condiciones de humedad relativa menor al 85%. La LML de Cuba es menor a la de la LAMM lo cual sugiere procesos de re-evaporación, mientras que su intersección con deuterio está ligeramente por debajo de la de la LAMM lo cual indica que la primera evaporación de las masas de precipitación en esa región se llevo a cabo en condiciones de humedad relativa ligeramente superiores a las de equilibrio.

La composición media de $\delta^{18}\text{O}$ y δD fue de -5.09 y -30.4, respectivamente, para muestras de agua subterránea colectadas en Puerto Morelos y Playa del Carmen. La composición isotópica media del agua de los cenotes empobrecida en isótopos pesados con respecto a la composición isotópica media del agua de lluvia de Cancún sugiere que el agua almacenada en ese acuífero provenga de un flujo regional donde el agua meteórica de recarga estaba más empobrecida en isótopos estables que el agua meteórica de Cancún durante el periodo de este estudio.

Dentro de las razones $\delta^{18}\text{O}$ y δD encontradas se encuentran las más negativas reportadas hasta el momento para la PY para cenotes de hasta -8.82‰ y -58.52‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y δD respectivamente. La relación lineal entre las razones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y δD del agua de los cenotes y pozos de los tres muestreos sugiere condiciones altamente evaporativas ya sea en estos cuerpos de agua o previas a la recarga de los mismos dada por flujos regionales.

Se realizaron 4 muestreos en diferentes meses en torno a una descarga submarina de agua subterránea (i.e. ojo Bonita) en el Parque Nacional Arrecife de Puerto Morelos, en los cuales se colectaron muestras para determinar salinidad e isótopos estables. La salinidad y $\delta^{18}\text{O}$ y δD mostraron ser trazadores ambientales conservativos útiles para distinguir entre la mezcla de agua subterránea y agua marina de recirculación descargada del ojo. La variación en el volumen relativo de agua dulce descargado del ojo Bonita a nivel estacional sugiere que el control dominante son las variaciones estacionales en los flujos de precipitación y su influencia en la recarga. La recarga en su definición tradicional es negativa en toda la PY pero la alta permeabilidad resulta en una recarga efectiva positiva, como demuestra la presencia de agua subterránea dulce y su descarga hacia las costas. La respuesta del ojo Bonita a la precipitación estacional sugiere que el tiempo de residencia del agua dulce en las costas de la PY es muy corto.

Futuras investigaciones que expandan las caracterizaciones isotópicas e hidrogeoquímicas de los diferentes componentes del ciclo hidrológico realizadas en este trabajo, son importantes para evaluar la extensión espacial y temporal de las relaciones reportadas aquí entre el ciclo hidrológico, la recarga, y los flujos de agua dulce hacia las costas de la PY. Más aun, estos datos permitirían evaluar los efectos longitudinal, latitudinal y continental en la composición isotópica de la lluvia y los acuíferos, y finalmente, ayudar a comprender los controles atmosféricos y oceánicos del ciclo hidrológico de la región y como sus cambios futuros afectarían la disponibilidad de agua dulce en la región.

5. Bibliografía

- [1] . CONAGUA. Situación de los recursos hídricos, En Estadísticas del Agua en México, Ed., Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales, 2011; 33.
- [2] . DOF, Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea y modificación, para su mejor precisión, la descripción geográfica del acuífero. Acuífero (3105) península de Yucatán. , Diario Oficial de la Federación, 2009.
- [3] . J. Alcocer and E. Escobar, Limnological regionalization of Mexico, *Lakes and Reservoirs: Research and Management*. 2, 1-2, 55-69, 1996.
- [4] . R. Gonzalez-Herrera, I. nchez-y-Pinto and J. Gamboa-Vargas, Groundwater-flow modeling in the Yucatan karstic aquifer, Mexico, *Hydrogeology Journal*. 10, 5, 539-552, 2002.
- [5] . E. Perry, G. Velazquez-Oliman and L. Marin, The Hydrogeochemistry of the Karst Aquifer System of the Northern Yucatan Peninsula, Mexico, *International Geology Review*. 44, 3, 191-221, 2002.
- [6] . P. A. Beddows, P. L. Smart, F. F. Whitaker and S. L. Smith, Decoupled fresh-saline groundwater circulation of a coastal carbonate aquifer: Spatial patterns of temperature and specific electrical conductivity, *Journal of Hydrology*. 346, 1-2, 18-32, 2007.
- [7] . E. Perry, J. Swift, J. Gamboa, A. Reeve, R. Sanborn, L. Marin and M. Villasuso, Geologic and environmental aspects of surface cementation, north coast, Yucatan, Mexico, *Geology*. 17, 9, 818, 1989.
- [8] . B. Steinich and L. E. Marin, Hydrogeological Investigations in Northwestern Yucatan, Mexico, Using Resistivity Surveys, *Ground Water*. 34, 4, 640-646, 1996.
- [9] . M. Villasuso and R. Mendez. A conceptual model of the aquifer of the Yucatán Peninsula, En Population, development, and environment on the Yucatan Peninsula: from ancient Maya to 2030, W. Lutz, L. Prieto and W. Sanderson Ed., International Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria, 2000; 120-139.
- [10] . J. H. Christensen, B. B. Hewitson, A. A. Busuioc, A. A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W. T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C. G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and W. P. Regional Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis, En Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller Ed., Cambridge University Press, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007;
- [11] . A. V. Karmalkar, R. S. Bradley and H. F. Diaz, Climate change in Central America and Mexico: regional climate model validation and climate change projections, *Climate Dynamics*. 37, 3-4, 605-629, 2011.
- [12] . S. Susan. *Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*, Ed; Cambridge University Press, 2007; Vol.4,
- [13] . S. Rahmstorf, A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea-Level Rise, *Science*. 315, 5810, 368-370, 2007.
- [14] . M. Vermeer and S. Rahmstorf, Global sea level linked to global temperature., 106, 21527-21532. 2009.

- [15] . R. B. Gill. *The great Maya droughts : water, life, and death*, Ed; University of New Mexico Press, Albuquerque, 2000;
- [16] . D. A. Hodell, Solar Forcing of Drought Frequency in the Maya Lowlands, *Science*. 292, 5520, 1367-1370, 2001.
- [17] . B. Mendoza, E. Jáuregui, R. Diaz-Sandoval, V. García-Acosta, V. Velasco and G. Cordero, Historical Droughts in Central Mexico and Their Relation with El Niño, *Journal of Applied Meteorology*. 44, 5, 709-716, 2005.
- [18] . M. Medina-Elizalde, S. J. Burns, D. W. Lea, Y. Asmerom, L. von Gunten, V. Polyak, M. Vuille and A. Karmalkar, High resolution stalagmite climate record from the Yucatan Peninsula spanning the Maya terminal classic period, *Earth and Planetary Science Letters*. 298, 1-2, 255-262, 2010.
- [19] . M. Medina-Elizalde and E. J. Rohling, Collapse of Classic Maya Civilization Related to Modest Reduction in Precipitation, *Science*. 335, 6071, 956-959, 2012.
- [20] . G. A. Vecchi and B. J. Soden, Increased tropical Atlantic wind shear in model projections of global warming, *Geophysical Research Letters*. 34, 8, 2007.
- [21] . T. R. Knutson, J. J. Sirutis, S. T. Garner, G. A. Vecchi and I. M. Held, Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions, *Nature Geoscience*. 1, 6, 359-364, 2008.
- [22] . M. Sugi, H. Murakami and J. Yoshimura, A Reduction in Global Tropical Cyclone Frequency due to Global Warming, *Sola*. 5, 164-167, 2009.
- [23] . M. Zhao, I. M. Held, S.-J. Lin and G. A. Vecchi, Simulations of Global Hurricane Climatology, Interannual Variability, and Response to Global Warming Using a 50-km Resolution GCM, *Journal of Climate*. 22, 24, 6653-6678, 2009.
- [24] . T. R. Knutson, J. J. Sirutis, G. A. Vecchi, S. Garner, M. Zhao, H.-S. Kim, M. Bender, R. E. Tuleya, I. M. Held and G. Villarini, Dynamical Downscaling Projections of Twenty-First-Century Atlantic Hurricane Activity: CMIP3 and CMIP5 Model-Based Scenarios, *Journal of Climate*. 26, 17, 6591-6617, 2013.
- [25] . M. Sugi, A. Noda and N. Sato, Influence of the Global Warming on Tropical Cyclone Climatology: An Experiment with the JMA Global Model, *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 80, 2, 249-272, 2002.
- [26] . K. A. Emanuel, Downscaling CMIP5 climate models shows increased tropical cyclone activity over the 21st century, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 110, 30, 12219-12224, 2013.
- [27] . M. A. Bender, T. R. Knutson, R. E. Tuleya, J. J. Sirutis, G. A. Vecchi, S. T. Garner and I. M. Held, Modeled Impact of Anthropogenic Warming on the Frequency of Intense Atlantic Hurricanes, *Science*. 327, 5964, 454-458, 2010.
- [28] . J. M. Lesser, Estudio hidrogeológico e hidrogeoquímico de la Península de Yucatán. Proyecto Conacyt-NSF 704, Secretaria de Recursos Hidráulicos, Dirección de Geohidrología y Zonas Áridas. México, 1976.
- [29] . B. B. Hanshaw and W. Back, Chemical mass-wasting of the northern Yucatan Peninsula by groundwater dissolution, *Geology*. 8, 5, 222, 1980.
- [30] . C., Thomas. Aspects hidrogeologiques du Yucatan (Mexique), *Karstologia*. 2, 34, 9-22, 1999.
- [31] . B. R. N. Gondwe, S. Lerer, S. Stisen, L. Marin, M. Rebolledo-Vieyra, G. Merediz-Alonso and P. Bauer-Gottwein, Hydrogeology of the south-eastern Yucatan Peninsula:

- New insights from water level measurements, geochemistry, geophysics and remote sensing, *Journal of Hydrology*. 389, 1-2, 1-17, 2010.
- [32] . P. A. Beddows, Groundwater hydrology of a coastal conduit carbonate aquifer: Caribbean coast of the Yucatán Peninsula, Mexico, Univ. of Bristol, UK., 2004.
- [33] . CONAGUA, Informe Final del Programa Hídrico por Organismo de Cuenca, Visión 2030, Región Hidrológico-Administrativa XII, Península de Yucatán, 2009.
- [34] . R. A. Gonzalez-Herrera, Groundwater-flow modeling in the Yucatan karstic aquifer, Universidad de Mérida, 1984.
- [35] . L. A. Andrade-Briceño, Análisis de fluctuaciones y balance hídrico del acuífero de la zona de pozos de la JAPAY, Universidad Autónoma de Yucatán, México, 1984.
- [36] . A. Reeve. and E. C. Perry, Aspects and tidal analysis along the western north coast of the Yucatan Peninsula, Mexico, en AWRA International Symposium on Tropical Hydrogeology, San Juan, Puerto Rico, 1990,
- [37] . L. E. Marín, Field Investigations and numerical simulation of groundwater flow in the karstic aquifer of northwestern Yucatan, Mexico, Northern Illinois University, Dekalb, IL, 1990.
- [38] . R. Mendez-Ramos, 1991, Modelo de Comportamiento del Acuífero de la ciudad de Mérida, Yucatán, Comisión Nacional del Agua, Mérida, Yucatán, México, 1991.
- [39] . Y. H. Moore, R. K. Stoessell and D. H. Easley, Fresh-Water/Sea-Water Relationship Within a Ground-Water Flow System, Northeastern Coast of the Yucatan Peninsula, *Ground Water*. 30, 3, 343-350, 1992.
- [40] . G. Charvet, Exploration, modeling and management of groundwater resources in northern Quintana Roo, Mexico, Master, Technical University of Denmark, Denmark, 2009.
- [41] . Aguakan S. A. d. C.V., Evaluación geohidrológica en campo de pozos La Antigua (Captación 1) del Sistema de abastecimiento de Cancún, Q. Roo, Aguakan SA de CV. Cancún, México, 2009.
- [42] . W. Back and J. M. Lesser, Chemical constraints of groundwater management in the Yucatan Peninsula, Mexico, *Journal of Hydrology*. 51, 1, 119-130, 1981.
- [43] . E. C. Perry, R. Socki and I. Sanchez, Hurricane precipitation as a groundwater tracer en Geological Society of America Abstracts with Programs, 1999, A300.
- [44] . E. C. Perry, G. Velazquez-Oliman and R. Socki, The hydrogeology of the Yucatan Peninsula, en The hydrogeology of the Yucatan: 21st Symposium on Plant Biology: Binghamton, NY, 2001,
- [45] . INEGI, Censo de población y vivienda., 2010.
- [46] . J. Lugo-Hubp, J. F. Aceves-Qusado and R. Espinosa-Pereño, Rasgos geomorfológicos mayores de la península de Yucatán., *Revista mexicana de ciencias geológicas*. 2, 10, 143-150, 1992.
- [47] . L. E. Marín, J. G. Pacheco and R. Méndez. Hidrogeología de la Península de Yucatán En El agua en México vista desde la Academia, B. Jimenez and L. E. Marín Ed., Academia Mexicana de Ciencias, México, D.F., 2004; 381.
- [48] . ISI:A1993BX94A00019. S. M. Tulaczyk, E. C. Perry, C. E. Duller and M. Villasuso, Influence of the Holbox Fracture-Zone on the Karst Geomorphology and Hydrogeology of Northern Quintana-Roo, Yucatan Peninsula, Mexico, *Applied Karst Geology*. 181-188, 1993.

- [49] . E. Rosencrantz, Structure and tectonics of the Yucatan Basin, caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies, *Tectonics*. 9, 5, 1037-1059, 1990.
- [50] . W. C. Ward, A. E. Weidie and W. Back, Geology and hydrogeology of the Yucatan, and Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula, en New Orleans, 1985,
- [51] . L. W. Alvarez, W. Alvarez, F. Asaro and H. V. Michel, Extraterrestrial cause for the cretaceous-tertiary extinction, *Science*. 208, 4448, 1095-108, 1980.
- [52] . J. Smit and J. Hertogen, An extraterrestrial event at the Cretaceous–Tertiary boundary, *Nature*. 285, 5762, 198-200, 1980.
- [53] . P. Schulte, L. Alegret, I. Arenillas, J. A. Arz, P. J. Barton, P. R. Bown, T. J. Bralower, G. L. Christeson, P. Claeys and C. S. Cockell, The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary, *Science*. 327, 5970, 1214-1218, 2010.
- [54] . P. R. Renne, A. L. Deino, F. J. Hilgen, K. F. Kuiper, D. F. Mark, W. S. Mitchell, L. E. Morgan, R. Mundil and J. Smit, Time Scales of Critical Events Around the Cretaceous-Paleogene Boundary, *Science*. 339, 6120, 684-687, 2013.
- [55] . B. W. Fouke, A. L. Zerkle, W. Alvarez, K. O. Pope, A. C. Ocampo, R. J. Wachtman, J. M. G. Nishimura, P. Claeys and A. G. Fischer, Cathodoluminescence petrography and isotope geochemistry of KT impact ejecta deposited 360 km from the Chicxulub crater, at Albion Island, Belize, *Sedimentology*. 49, 1, 117-138, 2002.
- [56] . T. Kenkmann and F. Schönian, Ries and Chicxulub: Impact craters on Earth provide insights for Martian ejecta blankets, *Meteoritics & Planetary Science*. 41, 10, 1587-1603, 2006.
- [57] . E. Perry, A. Paytan, B. Pedersen and G. Velazquez-Oliman, Groundwater geochemistry of the Yucatan Peninsula, Mexico: Constraints on stratigraphy and hydrogeology, *Journal of Hydrology*. 367, 1-2, 27-40, 2009.
- [58] . V. L. Sharpton, Burke K., A. Camargo, S. A. Hall, L. E. Marín, G. Suárez, J. M. Quezada, Spudis P.D. and U. J., The gravity expression of the Chicxulub multiring impact basin: size, morphology, and basement characteristics, *Science*. 261, 1564-1567, 1993.
- [59] . K. O. Pope, A. C. Ocampo, G. L. Kinsland and R. Smith, Surface expression of the Chicxulub crater, *Geology*. 24, 6, 527, 1996.
- [60] . A. E. Weidie. Geology of Yucatan Platform, En Geology and Hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula. , W. C. Ward, A. E. Weidie and W. Back Ed., Geol. Soc. Publ., New Orleans 1985; 1-12.
- [61] . M. Lefticariu, E. C. Perry, W. C. Ward and L. Lefticariu, Post-Chicxulub depositional and diagenetic history of the northwestern Yucatan Peninsula, Mexico, *Sedimentary Geology*. 183, 1-2, 51-69, 2006.
- [62] . F. Schönian, R. Tagle, D. Stöffler and T. Kenkmann, Geology of southern Quintana Roo (Mexico) and the Chicxulub ejecta blanket, en 36th Annu. Lunar and Planet. Sci. Conf., League City, TX, USA 2005,
- [63] . SGM, Carta geológica de México. Escala 1:2,000,000, Servicio Geológico Mexicano 2007.
- [64] . J. Butterlin, F. Bonet, Mapas geológicos de la Península de Yucatán: las formaciones Cenozoicas de la parte mexicana de la Península de Yucatán, Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, México, Distrito Federal., 1963.

- [65] . R. Orellana, C. Espadas, C. Conde and C. Gay. *Atlas Escenarios de Cambio Climático en la Península de Yucatán*, Ed; Centro de Investigación Científica de Yucatán y Centro de Ciencias de la Atmósfera-UNAM, Mérida, Yucatán, México., 2009;
- [66] . SMN, Sistema Meteorológico Nacional. Comisión Nacional del Agua. , 2012.
- [67] . J. J. Schmitter-Soto, F. A. Comín, E. Escobar-Briones, J. Herrera-Silveira, J. Alcocer, E. Suárez-Morales, M. Elías-Gutiérrez, V. Díaz-Arce, L. E. Marín and B. Steinich, Hydrogeochemical and biological characteristics of cenotes in the Yucatan Peninsula *Hydrobiologia*. 467, 1/3, 215-228, 2002.
- [68] . J. F. Quinlan, P. L. Smart, G. M. Schindel, E. C. Alexander, A. J. Edwards and A. R. Smith, J. F. Quinlan, Recommended administrative/ regulatory definition of karstic aquifer, principles for classification of carbonate aquifers, practical evaluation of vulnerability of karst aquifers, and determination of optimum sampling frequency at springs, National Ground Water Association, Dublin, Ohio, 573-635. 1992.
- [69] . P. W. Huntoon, A. I. El-Kadi, Is it appropriate to apply porous media groundwater circulation models to karstic aquifers?, Lewis Publishers, Boca Raton, Florida, 339-358. 1995.
- [70] . D. C. Ford and P. W. Williams. *Karst geomorphology and hydrology*, Ed; Unwin Hyman London, 1989; Vol.601,
- [71] . W. B. White, Karst hydrology: recent developments and open questions, *Engineering Geology*. 65, 2-3, 85-105, 2002.
- [72] . D. Ek, Hydrologic and Geochemical Cycling within Karst Versus Non-Karst Basins within the Interior Low Plateau Province of South-Central Kentucky, Master, Western Kentucky University, Kentucky (United States), 2004.
- [73] . J. F. Quinlan, G. J. Davies, S. W. Jones and P. W. Huntoon. The applicability of numerical models to adequately characterize ground-water flow in karstic and other triple-porosity aquifers, En *Subsurface Fluid-Flow (Groundwater and Vadose Zone) Modeling*. Special Technical Publication of the American Society for Testing and Materials, J. D. Ritchey and J. O. Rumbaugh Ed., 1996; Vol.1288, 114-133.
- [74] . S. R. H. Worthington, 1999. A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers, En *Karst Modeling*, A. N. Palmer, M. V. Palmer and I. D. Sasowsky Ed., Karst Waters Institute, Charles Town, West Virginia:, 1999; 30-37.
- [75] . D. C. Ford and P. W. Williams. *Karst hydrogeology and geomorphology*, J. Wiley and S. Ltd. Ed; Chapman & Hall, New York, 2007; 601.
- [76] . F. Gabrovšek and U. Stepišnik, On the formation of collapse dolines: A modelling perspective, *Geomorphology*. 134, 1-2, 23-31, 2011.
- [77] . P. A. Beddows, Los cenotes de la península de Yucatán., *Arqueología Mexicana*. 16, 83, 32-35, 2007.
- [78] . J. M. Lesser and A. E. Weidie. Yucatan peninsula, En *Hydrogeology*, W. Back, Rosenshein J. S. and S. P. R. Ed., The Geological Society of America, 1988; Vol.O-2, 334.
- [79] . N. J. Harris, Diagenesis of upper pleistocene strandplain limestones, northeastern Yucatan Peninsula, University of New Orleans, 1984.
- [80] . P. A. Beddows, P. L. Smart, F. F. Whitaker and S. L. Smith. Density stratified groundwater circulation on the Caribbean Coast of Yucatan peninsula, Mexico, En

- Karst Waters Institute Special Publication 7: Hydrogeology and Biology of Post Paleozoic Carbonate Aquifers, J. B. Martin, C. M. Wicks and S. I.D. Ed., 2002; 79-83.
- [81] . W. Back and B. B. Hanshaw, Comparison of chemical hydrogeology of the carbonate peninsulas of Florida and Yucatan, *Journal of Hydrology*. 10, 4, 330-368, 1970.
- [82] . NHC, 2013. Tropical Cyclone Climatology. Climatological Areas of Origin and Typical Hurricane Tracks by Month. , National Hurricane Center. Disponible en <<http://www.nhc.noaa.gov/climo/#uss>>.
- [83] . M. Rosengaus Moshinsky, M. Jiménez-Espinosa and M. T. Vázquez-Conde. *Atlas climatológico de ciclones tropicales en México*, D. G. D. Vázquez-Sánchez and S. González Martínez Ed; CENAPRED, Mexico, 2002;
- [84] . D. W. Stahle, D. J. Burnette, J. Villanueva Diaz, R. R. Heim Jr., F. K. Fye, J. Cerano Paredes, R. Acuna Soto and M. K. Cleaveland, Pacific and Atlantic influences on Mesoamerican climate over the past millennium, *Climate Dynamics*. 39, 6, 1431-1446, 2012.
- [85] . D. J. Kennett, S. F. M. Breitenbach, V. V. Aquino, Y. Asmerom, J. Awe, J. U. L. Baldini, P. Bartlein, B. J. Culleton, C. Ebert, C. Jazwa, M. J. Macri, N. Marwan, V. Polyak, K. M. Prufer, H. E. Ridley, H. Sodemann, B. Winterhalder and G. H. Haug, Development and Disintegration of Maya Political Systems in Response to Climate Change, *Science*. 338, 6108, 788-791, 2012.
- [86] . E. B. Rodgers, R. F. Adler and H. F. Pierce, Contribution of Tropical Cyclones to the North Pacific Climatological Rainfall as Observed from Satellites, *Journal of Applied Meteorology*. 39, 10, 1658-1678, 2000.
- [87] . E. B. Rodgers, R. F. Adler and H. F. Pierce, Contribution of Tropical Cyclones to the North Atlantic Climatological Rainfall as Observed from Satellites, *Journal of Applied Meteorology*. 40, 11, 1785-1800, 2001.
- [88] . J. Larson, Y. Zhou and R. W. Higgins, Characteristics of Landfalling Tropical Cyclones in the United States and Mexico: Climatology and Interannual Variability, *Journal of Climate*. 18, 8, 1247-1262, 2005.
- [89] . F. Ren, G. Wu, W. Dong, X. Wang, Y. Wang, W. Ai and W. Li, Changes in tropical cyclone precipitation over China, *Geophysical Research Letters*. 33, 20, L20702, 2006.
- [90] . J. M. Shepherd, A. Grundstein and T. L. Mote, Quantifying the contribution of tropical cyclones to extreme rainfall along the coastal southeastern United States, *Geophysical Research Letters*. 34, 23, n/a-n/a, 2007.
- [91] . H. Jiang and E. J. Zipser, Contribution of Tropical Cyclones to the Global Precipitation from Eight Seasons of TRMM Data: Regional, Seasonal, and Interannual Variations, *Journal of Climate*. 23, 6, 1526-1543, 2010.
- [92] . CONAGUA, 2012. Normales Climatológicas, Servicio Meteorológico Nacional. Comisión Nacional del Agua. Disponible en <<http://smn.cna.gob.mx/>>.
- [93] . J. L. Monteith, Evaporation and environment, en Proc. 19th Symp. of the Society of Experimental Biol., 1965,
- [94] . S. Lerer, Estimation of actual evapotranspiration using remote sensing data for the Yucatan, Master, Technical University of Denmark, Denmark, 2008.
- [95] . S. B. Goldenberg, The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implications, *Science*. 293, 5529, 474-479, 2001.

- [96] . P. J. Klotzbach, Trends in global tropical cyclone activity over the past twenty years (1986-2005), *Geophysical Research Letters*. 33, 10, n/a-n/a, 2006.
- [97] . M. E. Mann and K. A. Emanuel, Atlantic hurricane trends linked to climate change, *Eos, Transactions American Geophysical Union*. 87, 24, 233, 2006.
- [98] . K. E. Trenberth and J. Fasullo, Energy budgets of Atlantic hurricanes and changes from 1970, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 9, 9, n/a-n/a, 2008.
- [99] . NHC/NOOA, 2013. Tropical Cyclone Climatology. Named Cyclones by Year, National Hurricane Center/ National Oceanic and Atmospheric Administration. Disponible en <http://www.nhc.noaa.gov/climo/images/atlhist_lowres.gif>.
- [100] . P. D., L. Labeyrie, P. Yiou, Macintosh program performs time series analysis. *Transactions of the American Geophysical Union*, 77, 379. 1996.
- [101] . C. W. Landsea, A Climatology of Intense (or Major) Atlantic Hurricanes, *Monthly Weather Review*. 121, 6, 1703-1713, 1993.
- [102] . C.-C. Wu and Y.-H. Kuo, Typhoons Affecting Taiwan: Current Understanding and Future Challenges, *Bulletin of the American Meteorological Society*. 80, 1, 67-80, 1999.
- [103] . C.-C. Wu, S.-G. Chen, S.-C. Lin, T.-H. Yen and T.-C. Chen, Uncertainty and Predictability of Tropical Cyclone Rainfall Based on Ensemble Simulations of Typhoon Sinlaku (2008), *Monthly Weather Review*. 130523141914002, 2013.
- [104] . S. Gedzelman, J. Lawrence, J. Gamache, M. Black, E. Hindman, R. Black, J. Dunion, H. Willoughby and X. Zhang, Probing Hurricanes with Stable Isotopes of Rain and Water Vapor, *Monthly Weather Review*. 131, 6, 1112-1127, 2003.
- [105] . L. K. Shay, G. J. Goni and P. G. Black, Effects of a Warm Oceanic Feature on Hurricane Opal, *Monthly Weather Review*. 128, 5, 1366-1383, 2000.
- [106] . NOAA/CSC, 2013. Historical Hurricane Tracks, National Hurricane Center/ National Oceanic and Atmospheric Administration. Coastal Services Center. Disponible en <<http://www.csc.noaa.gov/hurricanes/#app=7490&3722-selectedIndex=1>>.
- [107] . J. R. Gat, Oxygen and Hydrogen Isotopes in the Hydrologic Cycle, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 24, 1, 225-262, 1996.
- [108] . D. Adomako, P. Maloszewski, C. Stumpp, S. Osae and T. T. Akiti, Estimating groundwater recharge from water isotope ($\delta H-2$, $\delta O-18$) depth profiles in the Densu River basin, Ghana, *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*. 55, 8, 1405-1416, 2010.
- [109] . R. Yuan, X. Song, Y. Zhang, D. Han, S. Wang and C. Tang, Using major ions and stable isotopes to characterize recharge regime of a fault-influenced aquifer in Beiyishui River Watershed, North China Plain, *Journal of Hydrology*. 405, 3-4, 512-521, 2011.
- [110] . J. Jouzel, G. L. Russell, R. J. Suozzo, R. D. Koster, J. W. C. White and W. S. Broecker, Simulations of the HDO and H₂18O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model: The seasonal cycle for present-day conditions, *Journal of Geophysical Research*. 92, D12, 14739, 1987.
- [111] . G. A. Schmidt, A. N. LeGrande and G. Hoffmann, Water isotope expressions of intrinsic and forced variability in a coupled ocean-atmosphere model, *Journal of Geophysical Research*. 112, D10, 2007.

- [112] . J. Tindall, R. Flecker, P. Valdes, D. N. Schmidt, P. Markwick and J. Harris, Modelling the oxygen isotope distribution of ancient seawater using a coupled ocean-atmosphere GCM: Implications for reconstructing early Eocene climate, *Earth and Planetary Science Letters*. 292, 3-4, 265-273, 2010.
- [113] . P. K. Aggarwal, K. Froehlich and R. Gonfiantini, Contributions of the International Atomic Energy Agency to the development and practice of isotope hydrology, *Hydrogeology Journal*. 19, 1, 5-8, 2011.
- [114] . R. A. Socki, E. C. Perry and C. S. Romanek, Stable isotope systematics of two cenotes from the northern Yucatan Peninsula, Mexico, *Limnology and oceanography*. 47, 6, 1808-1818, 2002.
- [115] . E. Perry, G. Velazquez-Oliman and R. A. Socki. 7 Hydrogeology of the Yucatán Peninsula, En *The Lowland Maya Area: Three Millennia at the Human-Wildland Interface*, S. L. Fedick, M. F. Allen, J. Jimenez-Osornio and A. Gomez-Pompa Ed., 2003; 133.
- [116] . L. Wassenaar, S. Van Wilgenburg, K. Larson and K. Hobson, A groundwater isoscape (δD , $\delta^{18}O$) for Mexico, *Journal of Geochemical Exploration*. 102, 3, 123-136, 2009.
- [117] . E. Nicolini, C. Jusserand, B. Blavoux, J. Coudray, C. Eberschweiler and P. Mairine, Appauvrissement en isotopes lourds des précipitations liées aux cyclones, *C. Roy. Acad. Sci. Paris, Ser. II*, 309, 1255-1260, 1989.
- [118] . R. J. Lawrence and D. S. Gedzelman, Low stable isotope ratios of tropical cyclone rains, *Geophysical Research Letters*. 23, 5, 527-530, 1996.
- [119] . M. Vuille, R. Bradley, M. Werner, R. Healy and F. Keimig, Modeling $\delta^{18}O$ in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls, *Journal of Geophysical Research*. 108, D6, 4174, 2003.
- [120] . WMO, 2012. Información Climática. , World Weather Information Service. Instituto de Meteorología de la República de Cuba. . Disponible en <http://worldweather.wmo.int/>.
- [121] . W. Dansgaard, Stable isotopes in precipitation, *Tellus*. 16, 4, 436-468, 1964.
- [122] . K. Rozanski, L. Araguás-Araguás and R. Gonfiantini. Isotopic patterns in modern global precipitation, En Swart, P.K., Lohmann, K.L., McKenzie, J., Savin, S, P. K. Swart, K. L. Lohmann, J. McKenzie and S. Savin Ed., American Geophysical Union, Washington, DC, 1993; 1-37.
- [123] . L. Araguás-Araguás, K. Rozanski, R. Gonfiantini and D. Louvat, Isotope effects accompanying vacuum extraction of soil water for stable isotope analyses, *Journal of Hydrology*. 168, 1, 159-171, 1995.
- [124] . M. S. Lachniet, W. P. Patterson, S. Burns, Y. Asmerom and V. Polyak, Caribbean and Pacific moisture sources on the Isthmus of Panama revealed from stalagmite and surface water $\delta^{18}O$ gradients, *Geophysical Research Letters*. 34, 1, 2007.
- [125] . M. Scholl, W. Eugster and R. Burkard, Understanding the role of fog in forest hydrology: stable isotopes as tools for determining input and partitioning of cloud water in montane forests, *Hydrological Processes*. 25, 3, 353-366, 2011.
- [126] . M. S. Lachniet and W. P. Patterson, Oxygen isotope values of precipitation and surface waters in northern Central America (Belize and Guatemala) are dominated by

- temperature and amount effects., *Earth and Planetary Science Letters*. 284, 435-446, 2009.
- [127] . P. Fritz. *Environmental isotopes in hydrogeology*, Ed; CRC press, 1997;
- [128] . IAEA/WMO, 2012. Global Network of Isotopes in Precipitation, Disponible en <<http://www.univie.ac.at/cartography/project/wiser/>>.
- [129] . H. Craig, Isotopic variations in meteoric waters, *Science*. 133, 3465, 1702-1703, 1961.
- [130] . J. R. Gat. The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation, En Handbook of environmental isotope geochemistry, P. Fritz and J. Fontes Ed., 1980; 21-47.
- [131] . J. Horita and D. J. Wesolowski, Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature, *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 58, 16, 3425-3437, 1994.
- [132] . L. Merlivat and J. Jouzel, Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation, *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*. 84, C8, 5029-5033, 1979.
- [133] . NOAA/ESRL, 2012. Physical Sciences Division. Disponible en <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>>.
- [134] . S. Jasechko, Z. D. Sharp, J. J. Gibson, S. J. Birks, Y. Yi and P. J. Fawcett, Terrestrial water fluxes dominated by transpiration, *Nature*. 496, 7445, 347-350, 2013.
- [135] . H. Craig and L. I. Gordon. *Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere*, Ed; Consiglio nazionale delle ricerche, Laboratorio de geologia nucleare, 1965;
- [136] . X. Xu, M. Werner, M. Butzin and G. Lohmann, Water isotope variations in the global ocean model MPI-OM, *Geoscientific Model Development*. 5, 3, 809-818, 2012.
- [137] . H.-F. Yeh, C.-H. Lee and K.-C. Hsu, Oxygen and hydrogen isotopes for the characteristics of groundwater recharge: a case study from the Chih-Pen Creek basin, Taiwan, *Environmental Earth Sciences*. 62, 2, 393-402, 2011.
- [138] . CONAGUA, 2013. Red Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAs), Comisión Nacional del Agua. Disponible en <<http://smn.cna.gob.mx/emas/>>.
- [139] . NOAA/NWS, 2013. National Oceanic and Atmospheric Administration. National Weather Service. Climate Prediction Center. Disponible en <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/Global_Monsoons/American_Monsoons/NA_MS_precip_monitoring.shtml>.

Anexo 1

Año	No.	Nombre	Categoría SS	Días	P Media	P Máxima	No. Estaciones	Toco Tierra	P Verano	P Anual	% Contribución P Verano	% Contribución P Anual
1942	10	Sin nombre	H 2	6	227	227	1	S	1128.2	1658	20.1	13.7
1944	4	Sin nombre	H 2	4	113	113	1	S	804.3	1090	14	10.4
1944	8	Sin nombre	H 1	5	101	128	3	S	1016.7	1418.7	9.9	7.1
1945	6	Sin nombre	TT	3	110.3	128	2	N	1190.3	1768	9.3	6.2
1947	2	Sin nombre	TT	4	48	48	1	S	804.3	1090	6	4.4
1947	1	Sin nombre	TT	3	136.8	156	2	N	1122.9	1693	12.2	8.1
1949	10	Sin nombre	TT	4	132.9	188	2	S	961	1299	13.8	10.2
1950	9	Item	TT	3	39	39	1	N	804.3	1090	4.8	3.6
1951	4	Charlie	H 3	4	94	94	1	S	804.3	1090	11.7	8.6
1953	7	Sin nombre	TT	5	63.9	105.3	4	N	736.1	1050.3	8.7	6.1
1953	12	Hazel	TT	4	123	140	11	N	839.5	1229.5	14.7	10
1953	8	Florence	H 1	5	122.2	131.5	2	N	904.2	1343.5	13.5	9.1
1954	7	Gilda	TT	3	68.5	73.5	2	N	848.1	1300	8.1	5.3
1955	8	Hilda	H 2	4	152.4	200	4	S	787.1	1142.8	19.4	13.3
1955	10	Janet	H 5	5	165	186.1	4	S	822.5	1135	20.1	14.5
1956	7	Flossy	DT	4	85.1	147.5	6	S	739	1071.3	11.5	7.9
1956	5	Dora	TT	3	62.2	96.2	3	N	907	1220.5	6.9	5.1
1960	2	Abby	TT	4	142.8	177.5	2	N	848.1	1300	16.8	11
1961	3	Carla	H 2	5	146.1	179	7	N	710	1016.9	20.6	14.4
1961	1	Anna	H 1	3	71.7	110.8	2	N	1056.2	1590.5	6.8	4.5
1961	9	Hattie	H 4	3	49.8	60	3	N	831.3	1270	6	3.9
1964	1	Sin nombre	DT	6	63.7	95.4	5	N	826.3	1231	7.7	5.2
1964	12	Sin nombre	DT	3	113.7	169	4	S	852.5	1293.5	13.3	8.8
1965	5	Debbie	DT	4	71.3	106	11	S	786.7	1150.2	9.1	6.2
1965	1	Sin nombre	TT	4	91.5	232.5	14	S	717.1	1017.9	12.8	9
1966	9	Inez	H 2	5	128.4	243	12	N	626.5	918.8	20.5	14
1967	2	Beulah	H 2	5	143.9	334.5	15	S	669.9	964.5	21.5	14.9
1969	15	Laurie	DT	4	76	158.3	9	S	817.7	1168.2	9.3	6.5

1969	6	Franceli a	H 2	5	57.9	115.5	4	N	956.5	1438.8	6.1	4
1970	6	Ella	DT	4	27.7	84.8	4	S	646.9	979	4.3	2.8
1971	4	Chloe	DT	4	17.1	26.7	5	S	829	1254.4	2.1	1.4
1971	6	Edith	TT	4	32.2	69.8	9	S	857	1081.2	3.8	3
1971	13	Laura	TT	6	170.7	181.5	2	N	888.1	1333.5	19.2	12.8
1972	2	Agnes	DT	6	136.8	260.2	7	S	776	1174.6	17.6	11.6
1973	5	Delia	DT	8	121.5	220.8	23	N	808.2	1120.5	15	10.8
1973	3	Brenda	H 1	6	155.8	462.8	28	S	782.2	1097.1	19.9	14.2
1974	9	Fifi	H 2	4	99.3	170	5	N	951.1	1428.6	10.4	6.9
1974	6	Carmen	H 4	7	192.2	335	33	S	801.3	1116.5	24	17.2
1975	5	Eloise	TT	4	112.3	323.5	16	N	721.4	1027.3	15.6	10.9
1978	8	Greta	H 1	4	96.8	147.7	9	N	971.5	1384.2	10	7
1979	8	Henri	DT	4	100.5	288.5	18	S	723.6	1022.7	13.9	9.8
1980	1	Allen	H 5	4	87.9	118.6	8	N	600.7	898	14.6	9.8
1982	1	Alberto	DT	3	18.1	42.9	4	S	533.2	842.5	3.4	2.1
1986	6	Six	DT	4	61.2	122	14	S	905.4	1295.9	6.8	4.7
1988	8	Debby	DT	7	109.6	247	28	N	909	1274	12.1	8.6
1988		Floren ce	TT	4	109	160.9	3	N	412.4	598.3	26.4	18.2
1988	19	Keith	TT	3	143.6	195	4	S	666.3	1045.3	21.5	13.7
1988	12	Gilbert	H 5	5	187.9	350	21	S	802.2	1136	23.4	16.5
1989		Chantal	DT	3	113.8	268	13	N	779.1	1167.8	14.6	9.7
1989		Jerry	DT	3	114.7	319.6	14	N	885.7	1193.2	12.9	9.6
1990	5	Diana	TT	4	83.2	150	11	S	769.6	1097.5	10.8	7.6
1993	1	Arlene	DT	3	112.3	274.4	27	N	865.3	1200.6	13	9.4
1993	7	Gert	TT	4	117.2	223.3	18	S	890.6	1274.4	13.2	9.2
1994	10	Sin nombre	DT	7	106.2	176.5	13	N	774.1	1121.3	13.7	9.5
1995	17	Roxann e	H 3	7	194.1	629	32	S	832.4	1174.2	23.3	16.5
1995	1	Allison	TT	4	40.3	75.5	6	N	791.1	1194.5	5.1	3.4
1995	15	Opal	TT	4	254	859	38	S	834	1177.2	30.5	21.6
1996	4	Dolly	H 1	5	97.2	224.7	20	S	913.2	1283.5	10.6	7.6
1998	13	Mitch	TT	5	93.4	353.6	14	S	828.8	1139.9	11.3	8.2
1999	11	Katrina	TT	4	66.6	139.1	11	S	812.8	1190.8	8.2	5.6
2000	7	Gordon	DT	5	126.6	274.5	10	S	789.9	1152.8	16	11
2000	11	Keith	H 4	6	202.2	366	14	S	976.9	1386	20.7	14.6
2001	9	Iris	H 3	3	34.3	68	5	N	1054.9	1542.2	3.3	2.2
2001	3	Chantal	TT	4	165.3	484.1	11	S	852.4	1087.7	19.4	15.2
2002	9	Isidore	H 3	6	303.2	612	33	S	832.8	1160.9	36.4	26.1

2003	12	Larry	DT	5	94.2	102.1	9	S	908.7	1293.7	10.4	7.3
2003	2	Bill	DT	3	142.7	286.8	8	S	786.3	1202.1	18.1	11.9
2003	3	Claudette	TT	3	22.5	72.4	4	S	743.4	1154.3	3	1.9
2005	3	Cindy	DT	4	65.3	108	4	S	743.4	1154.3	8.8	5.7
2005		Gert	DT	3	79.2	107	6	N	922.8	1407.5	8.6	5.6
2005	20	Stan	TT	4	139.4	361.5	24	S	875.8	1214	15.9	11.5
2005	5	Emily	H 4	4	112.3	299.8	5	S	735.5	1131.2	15.3	9.9
2005	25	Wilma	H 4	4	350.6	770	5	S	809.1	1224.6	43.3	28.6
2007	2	Barry	DT	3	103.2	224.4	10	N	792.2	1188.2	13	8.7
2007	4	Dean	H 5	5	135.5	315	21	S	886.9	1250.1	15.3	10.8
2008	13	Marco	DT	5	62.8	126.3	8	N	1033.1	1414.8	6.1	4.4
2008	4	Dolly	TT	3	73.2	137.3	4	S	820.2	1228.8	8.9	6
2008	1	Arthur	TT	5	156.8	439.5	20	S	914.9	1297.5	17.1	12.1
2009	11	Ida	H 2	4	121.2	228.7	8	N	825.1	1221.6	14.7	9.9
2010	15	Matthew	DT	3	41.5	77.9	7	N	1000.2	1472.7	4.1	2.8
2010	2	Sin nombre	DT	3	95.1	221.3	17	N	853.1	1210.4	11.1	7.9
2010	19	Richard	H 2	4	41.6	59.7	8	S	974.5	1434.9	4.3	2.9
2010	13	Karl	TT	4	101.6	190.5	12	S	874.9	1225.6	11.6	8.3
2010	1	Alex	TT	4	131.3	216.5	20	S	908.5	1283.1	14.5	10.2
2011	1	Arlene	DT	5	137.6	276	13	N	943.1	1271.2	14.6	10.8
2011	8	Harvey	TT	3	127.5	260	4	N	1079.4	1521.3	11.8	8.4

Tabla A. Precipitación Pluvial sobre la PY asociada a CT en el periodo 1942-2011. Se muestra el año, número, nombre y categoría en escala Saffir Simpson (SS) de cada ciclón, DT= Depresión Tropical, TT Tormenta Tropical, H= Huracán seguido del número de categoría. Días representa el número de días que se considero que el ciclón tuvo influencia sobre la PY de acuerdo a la localización de su trayectoria. P media representa el promedio de los valores de precipitación registrado en las estaciones del área de influencia de cada ciclón. P Máxima representa el valor máximo de precipitación registrado en el área de influencia de cada ciclón. No. Estaciones representa el número de estaciones con datos disponibles (de las 46 consideradas) en las cuales se detectó la influencia del ciclón (i.e. 100 km de radio de su trayectoria), se menciona si el ciclón tocó tierra, S=tocó tierra, N=pasó a aproximadamente 100 km de distancia. P Verano representa el promedio histórico de la precipitación de los meses Junio, Julio, Agosto, Septiembre y Octubre de las estaciones del área de influencia para cada ciclón, nótese que cada estación meteorológica cubre diferentes intervalos de registro de precipitación dentro del periodo 1921-2011. P Anual representa el promedio histórico de la precipitación anual de las estaciones del área de influencia para cada ciclón, fueron

promediados solamente los años completos (12 meses). Todos los datos de precipitación fueron obtenidos de CONAGUA (2012). La posición de las trayectorias de los ciclones fue obtenida de la mejor base de datos de ciclones del Atlántico (HURDAT 2). Para información más detallada consultar Tabla X.

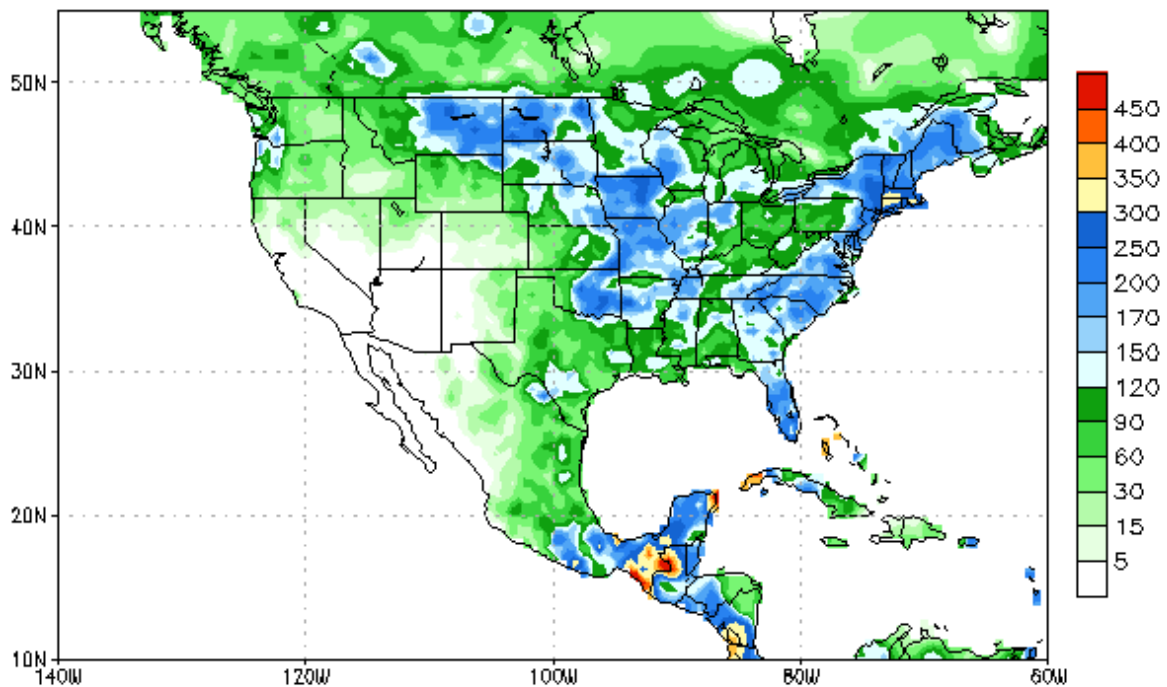
Tabla B. Precipitación relativa al Ciclón Tropical Andrea de 2013 y a su precursor registrada entre el 23 de Mayo y el 10 de Junio de 2013 en 15 estaciones meteorológicas automáticas localizadas en la PY pertenecientes a la red del Sistema Meteorológico Nacional [138]. Se muestra el nombre, latitud y longitud (grados, minutos, segundos) y altitud (msnm) de cada estación.

Estación Automática	Lluvia Total (mm)	Latitud	Longitud	Altitud
Arrecifes Xcalak	211.8	18°16'48"	87°50'07"	2
Banco Chinchorro	228.4	87°18'02"	18°45'20"	1
Calakmul	183	18°21'54"	89°53'33"	28
Calakmul II	186.6	18°05'38"	89°27'43"	256
Campeche	96.6	19°50'10"	90°30'26"	11
Cancún	500.3	21°01'46"	86°51'08"	1
Chetumal	163	18°30'02"	88°19'40"	14
Ciudad del Carmen	119.4	18°38'53"	91°49'21"	8
Felipe Carrillo Puerto	146.1	88°03'00"	19°35'00"	20
Isla Aguada	628.1	91°26'06"	18°50'46"	1
Los Petenes	188.2	19°56'36"	90°22'26"	2
Progreso	40.4	89°39'00"	21°18'00"	2
Sian Kaan	334.3	20°07'40"	87°27'56"	8
Tantaquin	109	20°01'49"	89°02'50"	30
Tizimin	132.3	21°09'41"	87°59'20"	19
Promedio	217.83			

Tabla C. Precipitación relativa al Ciclón Tropical Andrea de 2013 y a su precursor registrada entre el 1 y el 10 de Junio de 2013 en 38 estaciones meteorológicas automáticas localizadas en Florida, E:U. pertenecientes a la Florida Automated Weather Network (FAWN) de la Universidad de Florida (UF). Datos disponibles en <http://fawn.ifas.ufl.edu/>.

Estación FAWN	Lluvia Total (mm)
Alachua	146.812
Apopka	103.886
Arcadia	270.002
Avalon	124.714
Balm	311.15
Belle Glade	153.162
Bronson	99.314
Carrabelle	118.364
Citra	131.826
Clewiston	97.282
Dade City	199.136
DeFuniak Springs	99.314
Dover	372.872
Fort Lauderdale	105.156
Frostproof	129.286
Fort Pierce	73.152
Hastings	85.598
Homestead	102.108
Immokalee	172.72
Indian River	107.442
Jay	94.996
Joshua	184.404
Kenansville	110.49
Lake Alfred	181.864
Live Oak	135.382
Macclenny	71.374
Marianna	51.054
Mayo	81.026
Monticello	107.442
North Port	160.528
Ocklawaha	86.106
Okahumpka	149.606

Ona	149.098
Estación FAWN	Lluvia Total (mm)
Palmdale	181.864
Pierson	78.232
Putnam Hall	132.334
Quincy	67.818
Sebring	81.534
Umatilla	124.206
Promedio	134.17



Data Source: CPC Unified (gauge-based & 0.5x0.5 deg resolution) Precipitation Analysis

Figura A. Precipitación acumulada (mm) sobre América del Norte y el Caribe durante el periodo 17 de Mayo a 15 de Junio de 2013, durante el cual ocurrió la formación y disipación del CT Andrea y su precursor. Mapa obtenido de NOAA/NWS (2013)[139] .

Anexo 2

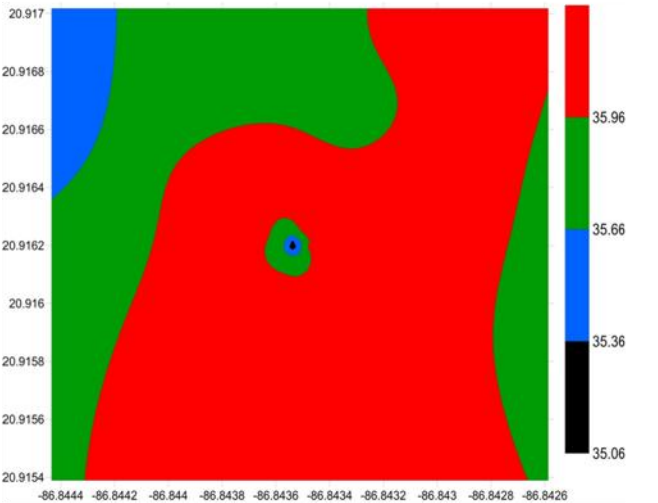
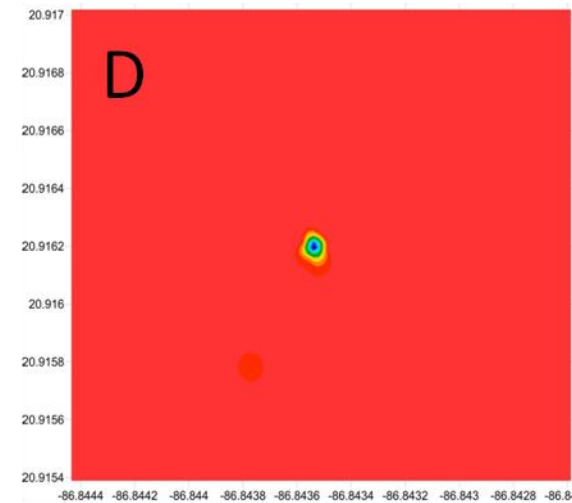
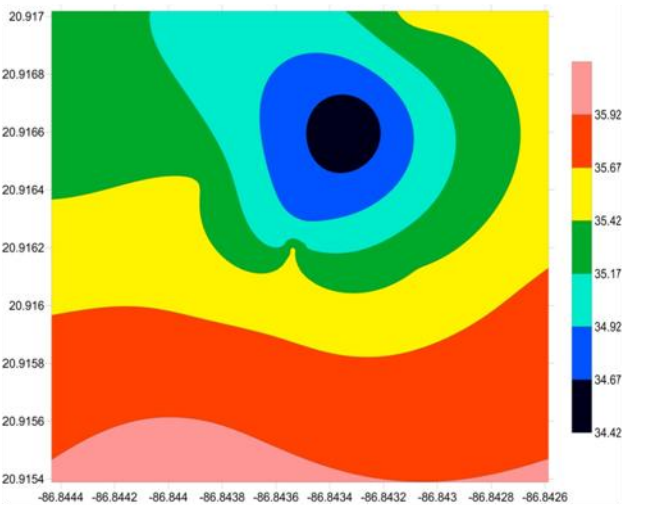
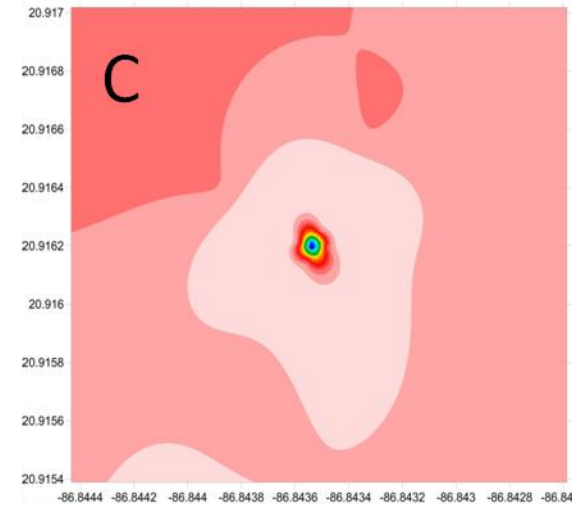
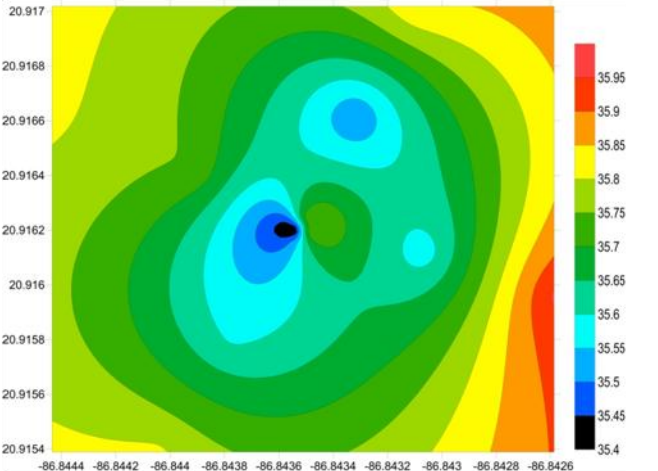
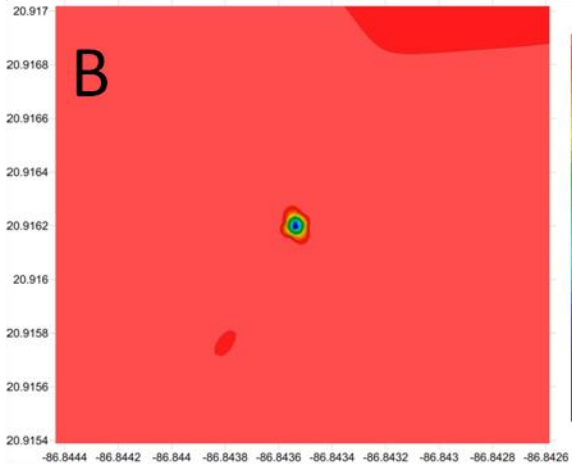
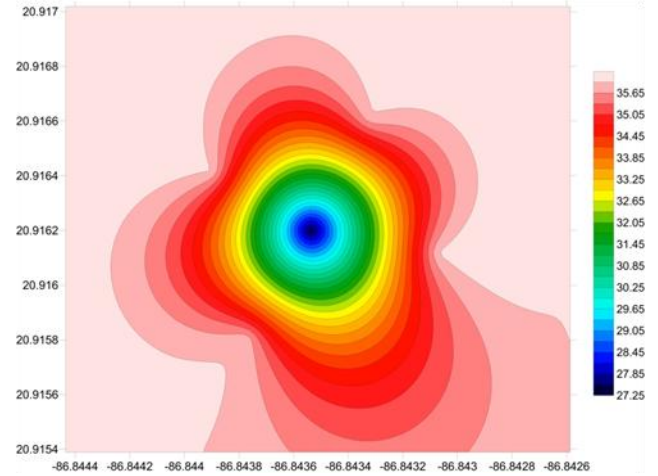
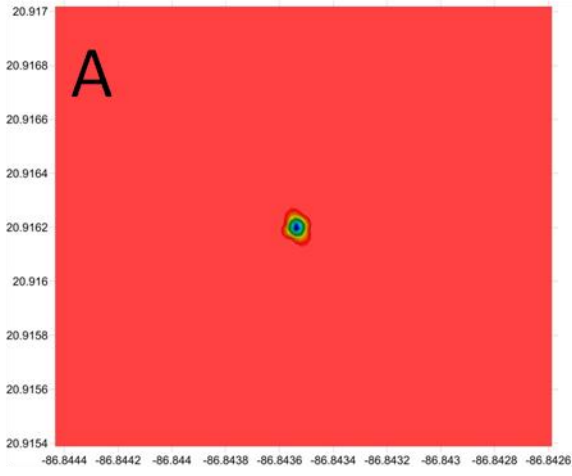


Figura B. Distribución de la salinidad en el área circundante al ojo de agua Bonita situado en el Parque Nacional Arrecife de Puerto Morelos, Quintana Roo (eje vertical latitud °N, eje horizontal longitud °O) en cuatro muestreos correspondientes a los meses de Junio (A), Septiembre (B), Noviembre (C) del 2012 y Abril (D) de 2013. Los mapas del lado izquierdo muestran las mediciones de salinidad de muestras colectadas directamente en el ojo y a media superficie (3 m aproximadamente), los mapas del lado derecho muestran las mediciones de salinidad de muestras colectadas en superficie. Las estaciones de muestreo se describen en la Fig. 25.