



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

**EVALUACIÓN DEL RIESGO DE INUNDACIÓN POR AGUAS
SUBTERRÁNEAS EN ZONAS COSTERAS DEL CARIBE
MEXICANO POR EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO**

TESIS DE MAESTRÍA QUE PRESENTA

JOSÉ ARMANDO RENDÓN JUAREZ

En opción al título de
MAESTRO EN CIENCIAS DEL AGUA

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA DE YUCATÁN, A.C. Calle 43 No. 130 x
32 y 34, Col. Chuburná de Hidalgo, C.P. 97205, Mérida, Yuc. Tel. (999) 942-8330 •

www.cicy.mx

DECLARACIÓN DE PROPIEDAD INTELECTUAL

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

Firma : _____



José Armando Rendón Juárez

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



RECONOCIMIENTO

Por medio de la presente, hago constar que el trabajo de tesis de **José Armando Rendón Juárez** titulado “**Evaluación del Riesgo de Inundación por Aguas Subterráneas en Zonas Costeras del Caribe Mexicano por Efectos del Cambio Climático**”, fue realizado en la Unidad de Ciencias del Agua, en la línea de Hidrología, en el laboratorio de Geomática del Centro de Investigación Científica de Yucatán, A.C. bajo la dirección del Dr. Gilberto Acosta González, perteneciente al Programa de Posgrado en Ciencias del Agua de este Centro y la co-dirección del Dr. Jorge Adrián Perera Burgos perteneciente al Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia y Geología de la Universidad de Guanajuato.

Atentamente



Dra. Cecilia Hernández Zepeda
Directora de Docencia

Mérida, Yucatán, México, a 25 de Mayo de 2023.

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la valiosa beca otorgada, con número CVU: 1092649, para la realización de mis estudios de la maestría.

Al Posgrado en Ciencias del Agua del Centro de Investigación Científica de Yucatán (CICY) por admitirme en su programa de maestría en la Unidad de Ciencias del Agua.

A mis directores de tesis, los Dres. Jorge Adrián Perera Burgos y Gilberto Acosta González, por su valioso apoyo y supervisión durante mi formación académica en el área de hidrogeología, así como su consejería y amistad.

A mis sinodales la Dra. Rosa Ma. Leal Bautista, Dr. Roger Benito Pacheco Castro y Dr. Eduardo Cejudo Espinosa, por sus correcciones y sugerencias a la tesis y por ayudarme a ampliar mi perspectiva en búsqueda de la formación de nuevos conocimientos científicos.

A cada uno de los profesores que me impartieron cursos en el programa de maestría, a mis compañeros por su apoyo durante clases.

A mi madre Rosa María Juárez Mendoza, por siempre creer y confiar en mí.

DEDICATORIA

Gracias Dafne por apoyarme incansablemente desde que tomé la decisión de continuar mis estudios, por darme tantos consejos para lograr abordar de mejor manera mis estudios, por ayudarme a encontrar soluciones a los problemas que enfrente durante mi proyecto, por tu cariño y presencia.

A mi madre Rosa María por estar siempre al pendiente de mi a pesar de las distancias. A mis hermanos Iván y Yuri que me ha apoyado con sus consejos.

LISTADO DE TABLAS

Tabla 1. Impacto económico en las zonas inundadas de la ciudad de Semarang debido al SLR. La estimación es en millones de euros (Marfai & King, 2008).	6
Tabla 2. Impacto en área y económico en dólares, a causa de las inundaciones por aumento del nivel del mar debido al cambio climático (Ruiz-Ramírez et al., 2019).....	10
Tabla 3. Efectos del cambio climático sobre la recarga de agua subterránea en la península de Yucatán. Proyecciones de los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 (Rodríguez-Huerta et al., 2020).	11
Tabla 4. Síntesis de confianza de los cambios causados por los CID en cada región de referencia del AR6 WGI a través de líneas múltiples de evidencias observadas, atribuidas y proyectadas, así como la dirección de los cambios (Arias et al., 2021).....	34
Tabla 5. Datos de aumento del nivel del mar en la zona SCA de la base de datos CMIP6 provenientes del Interactive Atlas WGI IPCC.	79
Tabla 6. Calibración de nivel de fondo de fracturas en los modelos.	92
Tabla 7. Área inundada por aguas subterráneas debido únicamente al efecto del aumento del nivel del mar SLR como consecuencia del cambio climático.....	98
Tabla 8. Área inundada por aguas subterráneas debido al efecto del aumento del nivel del mar SLR, cambio de precipitación total anual y evapotranspiración, como consecuencia del cambio climático.	98
Tabla 9. Variación climática de los datos extraídos del Interactive Atlas WGI IPCC 2021, base de datos CORDEX Central America.....	106
Tabla 10. Balance hídrico de los modelos de cambio climático.	113
Tabla A 1. Valores de conductividad hidráulica empleados para la calibración manual de la zona Pleistoceno en el modelo “b”.....	126
Tabla A 2. Valores de conductividad hidráulica empleados para la calibración manual de la zona Pleistoceno en el modelo “c”.....	127

LISTADO DE FIGURAS

<p>Figura 1. Modelo conceptual de los sistemas de aguas subterráneas costeras para (a) sistemas limitados por recarga y (b) limitados por topografía. (izquierda) Distribuciones representativas de salinidad inicial, patrones de flujo de agua subterránea y descarga de agua subterránea submarina (SGD). (derecha) Cambios en el nivel del mar, elevación del nivel freático y magnitud resultante de la salinización (rojo) debido al movimiento de la interfaz agua dulce-agua salada en respuesta al aumento del nivel del mar (Michael et al., 2013).</p> <p>Figura 2. Mapas de inundación en la ciudad de Semarang, Indonesia (Marfai & King, 2008).</p> <p>Figura 3. Inundación por el nivel medio de marea más alta (MHHW) por efecto del SLR, en el acuífero costero de Honolulu, Oahu, Hawái. a) inundación marina, y b) área total inundada incluyendo la inundación por aguas subterráneas (Rotzoll & Fletcher, 2013).</p> <p>Figura 4. Simulación del nivel freático en: a) estado estacionario, b) 1 m de aumento medio del nivel del mar (Yang et al., 2015).</p> <p>Figura 5. Comportamiento del nivel freático en respuesta al aumento del nivel del mar (Befus et al., 2020).</p> <p>Figura 12. Variación en la línea de costa de Puerto Morelos y Playa del Carmen, Q. Roo. Los triángulos representan los puntos de muestreo de las estaciones antiguas, y los círculos los puntos recientes de muestreo de las estaciones (Carranza Edwards et al., 2015)</p> <p>Figura 13. a) GDP per cápita de países alrededor del mundo (medido en DLLS). b) Crecimiento anual poblacional a través de las regiones del mundo.</p> <p>Figura 15. Emisiones antropogénicas claves del cambio climático y contribuyentes del calentamiento global, ilustrados con base en los escenarios de emisión (Arias et al., 2021).</p> <p>Figura 16. Progreso de los efectos del calentamiento global sobre distintos sistemas con base en el aumento de temperatura (Stern, 2007).</p> <p>Figura 17. Aumento de la temperatura causado por la influencia humana a una tasa sin precedentes en los últimos 2000 años. Panel a) reconstrucción de la temperatura global de superficie con archivos paleo climáticos (línea sólida gris) y de observaciones directas (línea negra sólida). Panel b) Cambios en la temperatura global de superficie en los últimos 170 años. La línea negra representa la media anual, en comparación con las simulaciones del modelo CMIP6 de temperatura como respuesta al impulso natural y antropogénico, y la línea</p>	<p>3</p> <p>5</p> <p>7</p> <p>8</p> <p>9</p> <p>21</p> <p>22</p> <p>24</p> <p>26</p>
--	--

verde representa únicamente los impulsores naturales. Las muestras de estos modelos representan el rango de variación de respuesta de estos modelos (Arias et al., 2021).....	27
Figura 37. Evapotranspiración anual por el método de Thornthwaite mm/año.	63
Figura 38. Evapotranspiración de referencia mensual en mm/día por el método FAO Penman-Monteith. a) enero; b) febrero; c) marzo; d) abril; e) mayo; f) junio.	66
Figura 39. Evapotranspiración de referencia en mm/día, por el método FAO Penman-Monteith. g) julio; h) agosto; i) septiembre; j) octubre; k) noviembre; l) diciembre.	67
Figura 41. Mapa de uso de suelos (INEGI, 2013).....	69
Figura 42. Mapa de cobertura vegetal.	69
Figura 43. Mapa de profundidad máxima de raíces.	70
Figura 44. Carta geológica minera de Cozumel F16-11, modificada.	71
Figura 45. Carta geológica minera de Cozumel F16-11, modificada de (Zamora-Luria et al., 2020).....	72
Figura 46. Modelo conceptual geológico y esquema del desarrollo de cuevas en el municipio de Tulum, Quintana Roo (Kambesis & Coke, 2013).	73
Figura 47. Ejemplo de implementación en MODFLOW del modelo con dos conductividades hidráulicas de acuerdo con el modelo geológico propuesto para la zona de estudio.	73
Figura 48. Esquemmatización de la selección de líneas de cambio climático para escenarios de variación de la precipitación total anual y de temperatura.	74
Figura 49. Escenarios de precipitación debido al cambio climático en mm/año. PR indica la precipitación total, y las abreviaturas MT y LT indican a mediano y largo plazo.	76
Figura 52. Esquemmatización del método de cálculo de inundaciones por aguas subterráneas.	79
Figura 53. Esquemmatización de los métodos de comprobación de inundaciones por aguas subterráneas debido al SLR.....	80
Figura 54. Redefinición de la frontera marina mediante el método de superficie empírica de elevación del nivel freático y enfoque de elevación hidrostática.	81
Figura 55. Proceso de evaluación de las simulaciones mediante gráficos de coeficiente de determinación, error de balance de masa, y NRMSE.	82
Figura 56. Gráfico de dispersión de cargas hidráulicas vs observadas.	82
Figura 57. Gráfico de cargas hidráulicas residuales.....	83

Figura 58. Resultados del modelo de simulación “a” con 0.004 m/s de conductividad hidráulica.	83
Figura 59. Evaluación de las simulaciones mediante gráficos de coeficiente de determinación, error de balance de masa, y NRMSE.	84
Figura 61. Gráfico de cargas hidráulicas residuales.	86
Figura 62. Resultados del modelo de simulación “b” con 0.0045 m/s de conductividad hidráulica para la zona geológica del Mioceno-Plioceno y de 0.0008 m/s para el Pleistoceno.	86
Figura 63. Evaluación de las simulaciones mediante gráficos de coeficiente de determinación, error de balance de masa, y NRMSE.	87
Figura 64. Gráfico de dispersión de cargas hidráulicas vs observadas.	88
Figura 65. Gráfico de cargas hidráulicas residuales.	88
Figura 66. Resultados del modelo de simulación “c” con 0.0045 m/s de conductividad hidráulica para el Mioceno-Plioceno y de 0.0005 m/s para el Pleistoceno.	89
Figura 67. Gráfico de dispersión de cargas hidráulicas vs observadas.	90
Figura 68. Gráfico de cargas hidráulicas residuales.	90
Figura 69. Resultados de la simulación “b-1” después de la segunda calibración, con 0.0045 m/s de conductividad hidráulica para el Mioceno-Plioceno, y de 0.0008 m/s para el Pleistoceno.	91
Figura 71. Gráfico de cargas hidráulicas residuales.	94
Figura 72. Resultados de la simulación del modelo final con valores de conductividad hidráulica de 0.005 m/s para la zona del Mioceno-Plioceno, y de 0.008 m/s para el Pleistoceno, las cuales se distribuyen en la vertical de acuerdo con el modelo de Kambesis & Coke (2013).	95
Figura 73. Escenarios de inundación por aguas subterráneas debido al aumento del nivel del mar como efecto del cambio climático. CMIP6 corresponde a la base de datos de la proyección de cambio climático empleada, SLR a aumento del nivel del mar, MT a mediano plazo y LT para largo plazo. Cada escenario consta del aumento en cm del nivel del mar para la zona de estudio.	96
Figura 74. Escenarios de inundación por aguas subterráneas para los modelos acoplados. CMIP6 y CORDEX corresponden a la base de datos de la proyección de cambio climático	

empleada, SLR a aumento del nivel del mar, MT a mediano plazo y LT para largo plazo. Los escenarios de cambio climático se muestran como SSP y RCP. Cada escenario consta del aumento en cm del nivel del mar para la zona de estudio..... 97

Figura 75. Zonas inundadas por aguas subterráneas debido al directo aumento del nivel del mar sobre la superficie freática a una distancia de 10 km a la costa..... 99

Figura 76. Modelo de inundación por aguas subterráneas asumiendo como condición inicial el recorrimiento de la frontera marina, con carga hidráulica 0. 101

Figura 77. Cálculo de la posición de la tabla de agua e interfaz salina, para lentes de agua dulce. K1 y K2 son unidades dispuestas una después de la otra con distintas conductividades hidráulicas, y en contacto vertical con la franja costera (Vacher, 1988). 104

Figura 78. Esquema para la evaluación de líneas de tendencia de modelos climáticos (Canada et al., 2021)..... 107

Figura 79, Matriz de rastreo para determinar la concordancia de los efectos de los modelos climáticos, con respecto las tendencias reportadas en el AR6 2021(Arias et al., 2021). 108

Figura A 1. Diferencia de cargas hidráulicas del escenarios de inundación acoplados menos las simuladas en estado estacionario (cm)..... 128

RESUMEN

Las evaluaciones de riesgo de Climate Change reportadas por el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC) en su sexto informe AR6, proyectadas bajo diferentes escenarios de calentamiento global a corto (2021-2040), mediano (2041-2060) y largo plazo (2081-2100), han arrojado como resultado una mayor recurrencia de amenazas climáticas como las inundaciones causadas por el aumento del nivel del mar (SLR), con múltiples riesgos asociados a la pérdida de infraestructura costera, migración forzada y daños a los servicios ecosistémicos a través de las distintas regiones del mundo.

El estado de Quintana Roo, México, uno de los destinos con mayor demanda turística del país, y que presenta una alta densidad poblacional con tasas de crecimiento exponencial en algunas ciudades, forma parte de las comunidades costeras vulnerables al SLR debido a su ubicación geográfica, infraestructura comercial de alto valor en zonas de baja altitud (entre 1-2 msnm), y la presencia de un acuífero kárstico no confinado. Bajo estas vulnerabilidades proyectadas por la amenaza de inundaciones costeras, se realizó una evaluación del riesgo de inundaciones por aguas subterráneas a lo largo de la franja costera de los municipios Tulum, Solidaridad, y Puerto Morelos, mediante el empleo de simulaciones numéricas del acuífero noreste de Quintana Roo. A partir del modelo de flujo en estado estacionario se realizaron simulaciones de escenarios de inundación considerando el aumento del nivel del mar, y escenarios acoplados con condiciones de variación en la precipitación y la evapotranspiración causados por el aumento de temperatura debido al cambio climático. Las simulaciones se llevaron a cabo utilizando el software de modelación de acuíferos MODFLOW 6 v5.0 y la interfaz gráfica ModelMuse.

Los resultados obtenidos representan un primer esfuerzo hacia el estudio de vulnerabilidades de ciudades costeras mexicanas y demostraron que evaluar el riesgo de inundaciones por aguas subterráneas causadas por el SLR requiere considerar las variaciones climáticas en las variables que integran el balance hídrico del acuífero, puesto que estas pueden modificar la respuesta hidráulica al cambio de altura del nivel freático en acuíferos no confinados, y con ello la severidad de la extensión de zonas potencialmente inundables.

ABSTRACT

The Climate change risk assessments reported by the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) in its sixth AR6 report, projected in short (2021-2040), medium (2041-2060) and long-term (2081-2100) global warming scenarios, have resulted in a greater recurrence of climate threats such as floods caused by sea level rise (SLR), with multiple risks associated with the loss of coastal infrastructure, forced migration and damage to ecosystem services through worldwide regions.

Quintana Roo, Mexico, one of the tourist destinations with the highest demand in the country, high, and exponential growth population rates in some of its cities, is part of the coastal communities vulnerable to SLR due to its geographical location, high-value commercial infrastructure in low altitude areas (between 1-2 masl), and the presence of an unconfined karstic aquifer. Under these vulnerabilities due to the threat of coastal flooding, a groundwater risk assessment was carried out along the coast of the municipalities of Tulum, Solidaridad, and Puerto Morelos, through the use of steady state numerical simulations of the northeast aquifer of Quintana Roo. Simulations of flood scenarios were performed considering sea level rise, and a second set of coupled scenarios with variations of precipitation and evapotranspiration conditions caused by the temperature increase due to climate change. Simulations were executed in MODFLOW 6 v5.0 aquifer modeling software and ModelMuse graphical interface.

The results obtained represent a first effort towards the study of vulnerabilities of Mexican coastal cities and, demonstrating that evaluating the risk of flooding due to groundwater caused by the SLR requires taking in account the climatic variations that conform the water balance of the aquifer, such as precipitation and evapotranspiration, since these can modify the hydraulic response to the change of the water table in unconfined aquifers, besides the severity of the extension of flooded zones hazard.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO 1 ANTECEDENTES.....	4
HIPÓTESIS.....	13
OBJETIVO GENERAL.....	13
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	13
CAPÍTULO 2 MARCO TEÓRICO.....	14
2.1 ACUÍFERO DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN.....	14
2.1.1 NIVEL FREÁTICO.....	15
2.1.2 FLUJOS PREFERENCIALES	16
2.1.3 HIDROLOGÍA	17
2.1.4 TOPOGRAFÍA DE QUINTANA ROO	19
2.1.5 COSTA DEL CARIBE MEXICANO	20
2.2 CONCEPTOS DE CAMBIO CLIMÁTICO	21
2.2.1 PRODUCCIÓN DE GASES DE EFECTO INVERNADERO POR ACTIVIDADES ANTROPOGÉNICAS.....	23
2.2.2 EVIDENCIAS DEL EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO	24
2.2.3 EVENTOS EXTREMOS	28
2.2.4 RIESGOS E IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO.....	30
2.2.5 EVALUACIÓN DE RIESGOS CLIMÁTICOS	32
2.2.6 EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LOS RECURSOS HÍDRICOS.....	35
2.2.7 CAMBIOS EN EL NIVEL DEL MAR.....	40

2.3	CONCEPTOS BÁSICOS DE LA MODELACIÓN DE ACUÍFEROS	42
2.3.1	FRONTERAS	45
2.3.2	LIMITACIONES DE LOS MODELOS	46
2.3.3	ECUACIONES QUE RIGEN LOS MODELOS	47
2.3.4	MÉTODOS NUMÉRICOS	48
CAPÍTULO 3 METODOLOGÍA		51
3.1	ÁREA DE ESTUDIO.....	51
3.2	MODELO CONCEPTUAL	53
3.3	CÓDIGO DE SIMULACIÓN	54
3.4	CONDICIONES INICIALES	55
3.5	BOMBEOS.....	55
3.6	CONDICIONES DE CONTORNO	55
3.7	SELECCIÓN DE DATOS DE POZOS	56
3.8	MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN	56
3.9	PRECIPITACIÓN COMO CONDICIÓN DE RECARGA.....	56
3.10	EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	60
3.11	MÉTODO DE THORNTHWAITE	60
3.12	MÉTODO FAO PENMAN - MONTEITH.....	63
3.13	DETERMINACIÓN DE LA PROFUNDIDAD MÁXIMA DE RAÍCES ...	68
3.14	PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS.....	70
3.15	MODIFICACIONES A LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA.....	71
3.16	COLUMNA ESTRATIGRÁFICA.....	72
3.17	CAMBIOS EN LA PRECIPITACIÓN Y EVAPOTRANSPIRACIÓN POR EL CAMBIO CLIMÁTICO	74

3.18	CALCULO DE INUNDACIONES POR SLR	78
CAPÍTULO 4 RESULTADOS Y DISCUSIONES.....		82
4.1	MODELO CON DOS CONDUCTIVIDADES HIDRÁULICAS.....	84
4.2	VARIACIÓN EN LA DISTRIBUCIÓN DE LA GEOLOGÍA DEL MODELO 87	
4.3	SEGUNDA CALIBRACIÓN DEL MODELO CON DOS CONDUCTIVIDADES	89
4.4	MODELO FINAL CON DOS CONDUCTIVIDADES HIDRÁULICAS ...	93
4.5	ESCENARIOS DE INUNDACIÓN DEBIDO A EFECTOS DE CAMBIO CLIMÁTICO	96
4.6	PARÁMETRIZACIÓN DEL MODELO NUMÉRICO	102
4.7	CONDUCTIVIDADES HIDRÁULICAS	103
4.8	DIRECCIONES DE FLUJOS SUBTERRÁNEOS	104
4.9	MODELOS DE CAMBIO CLIMÁTICO.....	105
4.10	AUMENTO DEL NIVEL DEL MAR	109
CONCLUSIONES		112
BIBLIOGRAFÍA		115
ANEXO.....		125

INTRODUCCIÓN

En el marco de la Convención de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (UNFCCC) al inicio de la década de los noventa, la Alianza de los Estados Insulares Pequeños (AOSIS) realizó la peculiar propuesta de compensación y seguro por pérdidas debidas al incremento del nivel del mar. Sin embargo, se tardó más de veinte años, para que los Paneles Intergubernamentales sobre el Cambio Climático (IPCC) tomaran en cuenta la evidencia del peligro que corren las poblaciones debido al impacto del cambio climático (CC), hechos que denotan la incertidumbre de sus alcances en las siguientes décadas (Calliari et al., 2019). No obstante, desde la creación del Mecanismo Internacional de Varsovia (WIM) en 2013, la creciente investigación científica se ha vuelto indispensable en las deliberaciones de su comité ejecutivo, que cada año realiza una amplia revisión del CC.

El cambio climático tiene como uno de sus principales efectos el aumento de la temperatura y el aumento del nivel del mar (SLR) debido a los deshielos, que han captado la atención de todo el mundo y particularmente de los países e islas ubicados en zonas de baja altitud preocupados por la disminución de sus tierras debido a las inundaciones y erosión costera, cuyas consecuencias promoverán que grandes porciones de sus poblaciones sean forzadas a migrar a otros países (Mimura, 2013). Debido a estas razones, se deben plantear estrategias adaptativas para hacer frente a los cambios ambientales y climáticos, puesto que las decisiones individuales dependen de la alteración de las oportunidades de vivienda, activos en el hogar, conexiones sociales y el riesgo percibido (Davis et al., 2018).

En México las zonas costeras comprenden configuraciones geomorfológicas a lo largo de sus 11,600 km de litoral, donde la información con respecto a patrones de hidrología e hidrodinámica es limitada (Ruiz-Ramírez et al., 2019). En particular, en el Estado de Quintana Roo se presenta uno de los mayores beneficios económicos de la industria turística del país, pero también se presenta un impacto negativo severo que ha desencadenado la degradación ambiental de la zona desde finales de 1970. Debido a la alta densidad poblacional y estacional, la demanda de bienes y servicios ha crecido proporcionalmente, por lo que la alta demanda de recursos de agua y territoriales han convertido playas naturales, humedales, y otras áreas naturales costeras en infraestructura (estacionamientos, centros comerciales, hoteles). Dado que uno de los objetivos de estas infraestructuras es dar un valor escénico y acceso a las playas a los turistas, la mayor parte de éstas se encuentra dentro de 1 km de la línea de costa y a elevaciones menores a 2 msnm.

Por lo tanto, debido a esta gran extensión de litorales costeros y su importancia turística, existe un riesgo potencial a daños no solo por eventos climatológicos extremos (tormentas, huracanes, ciclones), sino también por el aumento del nivel del mar o SLR (Ruiz-Ramírez et al., 2019b). Se estima que el nivel global medio del mar (GMSL, por sus siglas en inglés) puede crecer entre 0.18-0.48 m para mediados del siglo XXI y 0.5-1.4 m para finales del siglo (Rignot et al., 2011).

El aumento del nivel del mar puede causar la escorrentía superficial de las áreas costeras al acrecentar el nivel freático y, por lo tanto, aumentar la incidencia de condiciones de suelo saturado en zonas de baja altitud y riesgos de inundaciones tierra adentro a través de conexiones subterráneas al mar. Los sistemas de agua subterránea podrían entonces responder hidráulicamente al aumento del nivel del mar por medio del modo controlado por flujo o con recarga limitada (Befus et al., 2020). En este modo, los niveles freáticos aumentan en la misma cantidad que el nivel del mar, donde las zonas insaturadas superpuestas y gruesas pueden acomodar un almacenamiento adicional de agua subterránea. Sin embargo, también puede ocurrir que los sistemas de agua subterránea respondan hidráulicamente al aumento del nivel del mar por medio del Modo de topografía limitada, véase Figura 1 . En este escenario los niveles freáticos se elevarán menos que el nivel del mar y, en cambio, descargarán parte del almacenamiento original a redes de drenaje nuevas o existentes a medida que la intrusión salina desplace el agua subterránea dulce.

En los acuíferos no confinados el nivel del mar se elevará simultáneamente con el nivel freático, y eventualmente saldrá a la superficie creando nuevos humedales y expandiendo los ya existentes, cambiará el drenaje superficial e inundará la tierra en función de la topografía local. Al principio estas inundaciones comenzarán esporádicamente, pero serán especialmente intensas estacionalmente cuando la marea alta coincida con eventos de lluvia (Rotzoll & Fletcher, 2013). Siendo la topografía costera un factor de control, el aumento a largo plazo de los niveles freáticos interceptará el drenaje de baja elevación, y la descarga de agua subterránea permitirá el amortiguamiento de la extensión de los hundimientos. Sin embargo, en todos los escenarios se ha estimado que las áreas con niveles freáticos emergentes quedarán sumergidas por las inundaciones terrestres o serán limitadas topográficamente por el aumento tierra adentro.

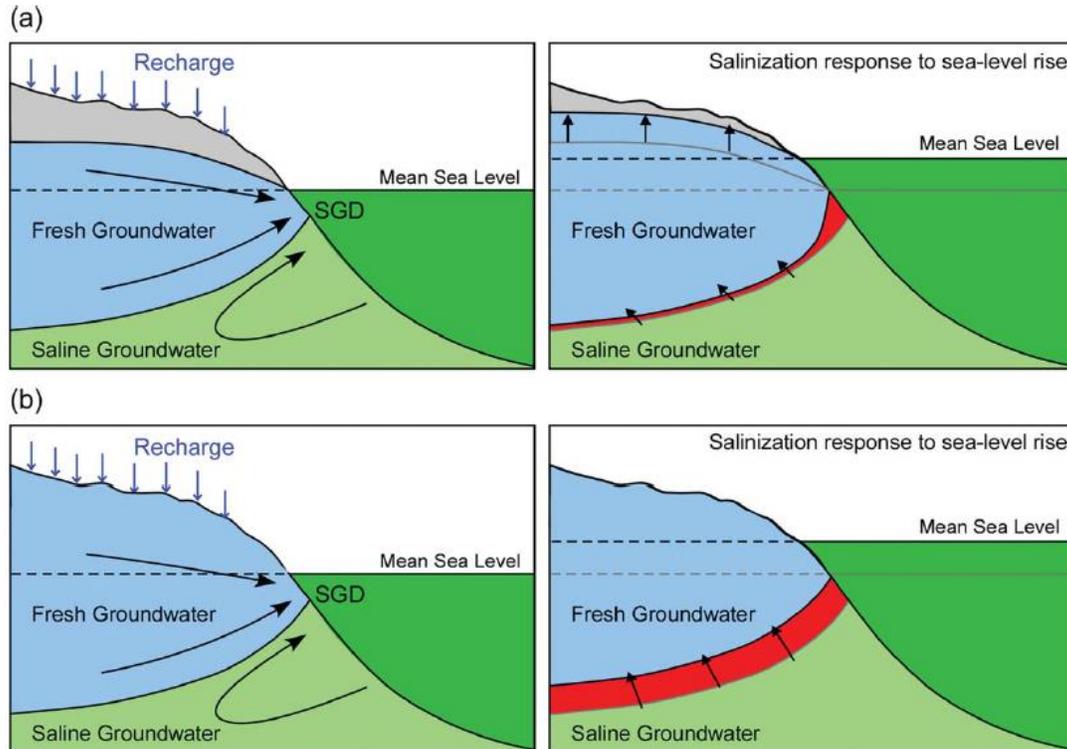


Figura 1. Modelo conceptual de los sistemas de aguas subterráneas costeras para (a) sistemas limitados por recarga y (b) limitados por topografía. (izquierda) Distribuciones representativas de salinidad inicial, patrones de flujo de agua subterránea y descarga de agua subterránea submarina (SGD). (derecha) Cambios en el nivel del mar, elevación del nivel freático y magnitud resultante de la salinización (rojo) debido al movimiento de la interfaz agua dulce-agua salada en respuesta al aumento del nivel del mar (Michael et al., 2013).

El Caribe Mexicano es una región vulnerable por las condiciones climáticas existentes, las cuales tienden a acrecentarse por los efectos del cambio climático. Dentro de las condiciones preexistentes debe prestarse atención a la ubicación geográfica, al área espacial, a la estructura económica, a patrones de inserción internacional, entre otras. También deben examinarse vulnerabilidades como resultado de la combinación de la exposición y capacidades de respuesta a determinadas situaciones de riesgo, puesto que determinan el diseño e implementación de las políticas públicas (Martínez & Palacios, 2021).

CAPÍTULO 1

ANTECEDENTES

El nivel freático de los acuíferos costeros influye de manera importante en la población e infraestructura costera, por ello la descripción del comportamiento de los acuíferos mediante la modelación numérica permite vislumbrar su compleja naturaleza, tanto en la determinación de zonas de recarga y descarga, al igual que su uso como recurso de suministro de agua para las poblaciones costeras, entre muchas otras aplicaciones (Ansarifar et al., 2020). La alta demanda de los recursos hídricos genera un gran impacto sobre los acuíferos, ya que estos interactúan hidráulicamente con el mar causando potencialmente la intrusión de agua salina sobre el lente de agua dulce, deteriorando la calidad del agua. Otros factores como la variación del clima, y el aumento del nivel del mar por efectos del cambio climático, pueden generar el desplazamiento del lente de agua dulce; en otros casos, el volumen de recarga puede reducirse dramáticamente, advirtiendo como una posibilidad el abatimiento de los acuíferos.

Dentro de los primeros intentos de abordar el efecto de las inundaciones debido al aumento del nivel del mar a nivel mundial, se encuentra la evaluación económica y espacial de inundaciones costeras en la ciudad de Semarang, en la Isla de Java, Indonesia (Marfai & King, 2008). Cabe mencionar que esta es una de las provincias donde las inundaciones por mareas y subsidencia del suelo son un problema frecuente. En esta investigación se identificó mediante un modelo de inundación costera, las áreas inundadas por aguas salobres o salinas en zonas de baja altitud a causa de mareas altas. Haciendo uso de modelos digitales de elevación, fueron identificadas las zonas de subsidencia del suelo, así como aquellas cuya inundación aconteciera con mayor frecuencia. Una vez identificadas estas zonas, así como la magnitud de estas inundaciones, se sumó el aumento del nivel del mar, estimado de 120 y 180 cm por el IPCC en su Reporte de Impactos Regionales debido al Cambio Climático del año 1998. Se actualizaron constantemente los modelos digitales de elevación (MDE) que se tenían de esta zona de estudio, mejoraron su resolución espacial y se detectaron nuevas zonas de subsidencia. Para estimar las zonas de inundación potencial, se realizó una operación de vecinos más cercanos en el software GIS-ILWIS, sobre la extensión de la inundación costera. La capa resultante de esta operación fue superpuesta sobre el MDE actualizado, obteniéndose así los mapas de inundación que se muestran en la Figura 2.

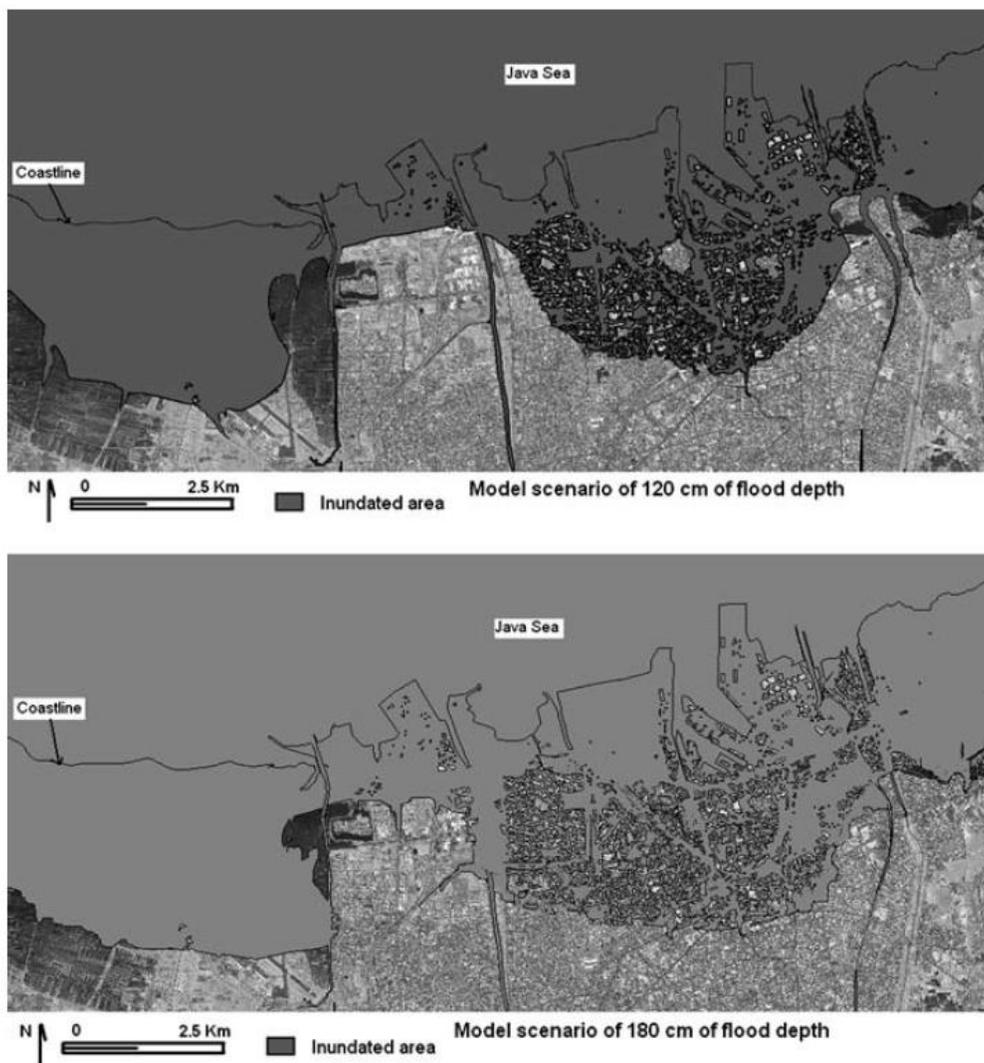


Figura 2. Mapas de inundación en la ciudad de Semarang, Indonesia (Marfai & King, 2008).

Estimadas las inundaciones por SLR, los autores generaron un gráfico que permitió visualizar el valor económico de las zonas afectadas bajo estos escenarios, ya que al igual que en la mayoría de las ciudades en zonas costeras, una gran cantidad de habitantes de Semarang viven en el centro de la ciudad, que está situada a una elevación de 5–10 msnm. No obstante, sus actividades económicas se encuentran en la franja costera, ya sea por turismo, pesca o en algunos casos agricultura, véase Tabla 1. Este estudio reveló que las inundaciones por SLR tenían una pérdida económica potencial entre los 1,800- 2,330 millones de euros en sus sectores económicos más importantes.

Tabla 1. Impacto económico en las zonas inundadas de la ciudad de Semarang debido al SLR. La estimación es en millones de euros (Marfai & King, 2008).

Uso de suelo	Área afectada (ha)		Valor en (1,000 EUR/ha)	Valor total (millones de EUR)	
	120 cm de inundación	180 cm de inundación		120 cm de inundación	180 cm de inundación
Agricultura y plantación	527.8	712.5	80	42.2	57.0
Terreno desnudo, playa y jardín	775.7	930.8	1.7	1.3	1.6
Área de construcción	1320.5	1716.6	1200.0	1584.6	2059.9
Área de estanque de peces	1943.5	2335.0	95.0	184.6	212.3
Total	4567.5	5594.9		1812.8	2330.8

Aunado al peligro de las inundaciones marinas, las zonas costeras de baja altitud son vulnerables a las inundaciones por aguas subterráneas, véase la Figura 3. Ya que el nivel freático en los acuíferos no confinados se encuentra generalmente por encima del nivel del mar, al aumentar el nivel del mar, el nivel freático aumentará simultáneamente, pudiendo rebasar la superficie del suelo, creando así nuevos humedales y expandiendo los ya existentes. Esto modificará las superficies de drenaje, saturando el suelo e inundando zonas de baja altitud tierra adentro, así como fracciones de franjas costeras. Este fenómeno se valoró como un riesgo potencial para las poblaciones costeras en la zona urbana de Honolulu, Hawái, por Rotzoll & Fletcher (2013a), quienes evaluaron la vulnerabilidad que tiene esta ciudad costera de inundarse por el SLR debido al cambio climático, por medio de la implementación de modelos numéricos del acuífero utilizando el software MODFLOW. En la simulación en estado estacionario del acuífero, los parámetros de recarga y descarga del modelo del acuífero se asumieron de igual magnitud, y la altura del nivel freático se determinó mediante la interpolación de cargas hidráulicas.

Estos eventos de inundación se han previsto que ocurran inicialmente cuando la marea alta coincida con eventos de cuantiosa precipitación, sin embargo, a largo plazo, estas zonas estarán permanentemente inundadas. Tierra a dentro se dificultará la infiltración y descarga del acuífero hacia el mar, y eventualmente la escorrentía encontrará una menor cantidad de rutas de descarga. Asimismo, el efecto de la intrusión salina promoverá potencialmente la corrosión de estructuras debajo de la superficie del suelo, ya sean cimientos de construcciones, como también tuberías de agua y drenaje.

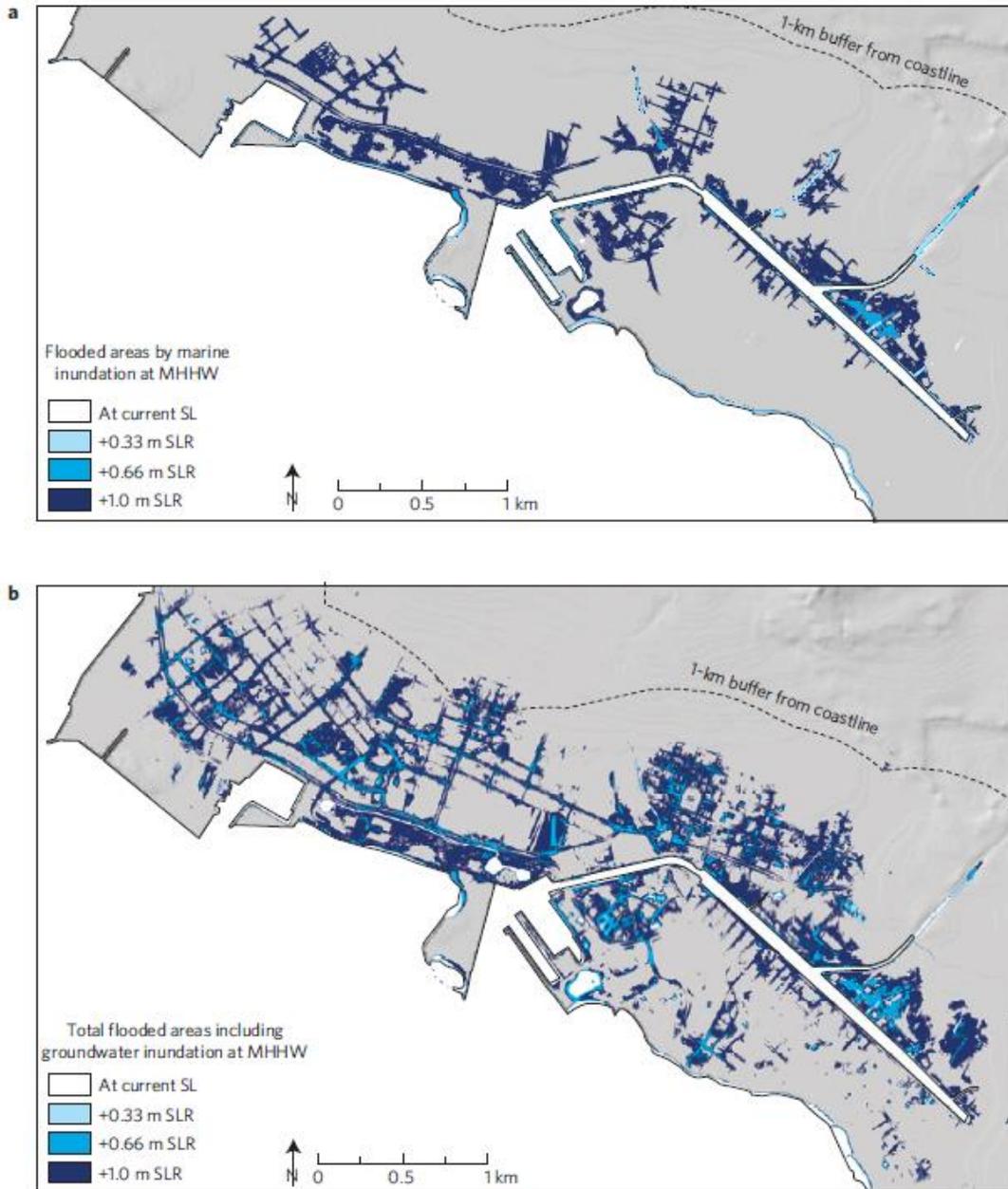


Figura 3. Inundación por el nivel medio de marea más alta (MHHW) por efecto del SLR, en el acuífero costero de Honolulu, Oahu, Hawái. a) inundación marina, y b) área total inundada incluyendo la inundación por aguas subterráneas (Rotzoll & Fletcher, 2013).

Siendo el aumento del nivel del mar un efecto global, no se puede asegurar que exista población alguna que esté libre de sus efectos. Por ejemplo, en la Bahía Alemana, ubicada al sureste del mar del Norte, infraestructuras como diques o cimientos, son usados en las zonas de baja altitud para proteger las construcciones de las inundaciones tierra adentro debido a los aumentos extremos del

nivel del mar, además de usarse canales para drenar la lluvia hacia el mar. No obstante, es altamente cuestionable la eficiencia de estas estructuras frente a los efectos del SLR, Aumento Medio del Nivel del Mar (MSLR), aumento o disminución de descarga hacia a estuarios, o la marea de tormenta. Por ello, Yang et al. (2015), realizaron estimaciones del desplazamiento tierra adentro de la interfaz salina del acuífero debido al efecto del cambio de salinidad, aumento medio del nivel del mar, y marea de tormenta, haciendo uso un modelo numérico en 3D con el software HydroGeoSphere. Estos autores concluyeron que en los escenarios donde se evaluó únicamente la variación de la presión de la interfaz salina, el acuífero puede disminuir en una fracción no significativa, mientras que el aumento de 1 m del MSLR puede causar un aumento de 80 cm del nivel freático del acuífero, como puede observarse en la Figura 4. Esto puede crear estanques de agua superficial, imposibilitando el uso de zonas industriales, de agricultura o residenciales. Se estimó que la marea de tormenta puede sobrepasar el flujo de agua marina hasta 1.7 km tierra adentro, alcanzando potencialmente los canales de descarga, actuando como flujos preferenciales.

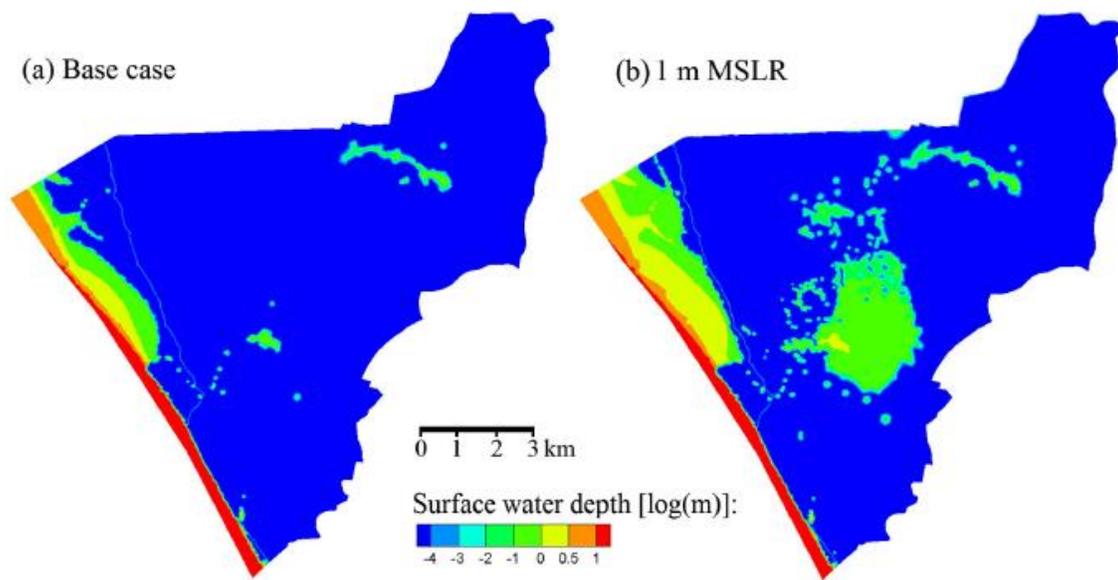


Figura 4. Simulación del nivel freático en: a) estado estacionario, b) 1 m de aumento medio del nivel del mar (Yang et al., 2015).

De igual forma, Plane et al. (2019) realizaron un estudio en la ciudad de San Francisco, California, donde interpolaron los datos piezométricos de los pozos de la zona costera con los registros de los años donde se presentó la mayor elevación del nivel freático, esto con el fin de identificar de manera rápida las inundaciones potenciales por efectos de aguas subterráneas debido al SLR. A partir de

esta altura de referencia sumaron la altura causada por el aumento del nivel del mar, y determinaron las zonas susceptibles a inundaciones por aguas subterráneas a nivel costero. A su vez, Befus et al. (2020), evaluaron el peligro potencial de las inundaciones por aguas subterráneas en las costas de California, mediante la construcción de un modelo en estado estacionario utilizando el software MODFLOW. Este estudio permitió establecer la altura del nivel freático, y a partir de esta evaluación generar escenarios de inundaciones por aguas subterráneas considerando únicamente la influencia del aumento del nivel del mar, véase Figura 5. A largo plazo, a medida que el nivel freático emerge a la superficie con el nivel del mar, las inundaciones por suelo saturado en zonas de baja altitud reducen en general, la extensión del nivel freático emergente y poco profundo, por lo tanto, las inundaciones por agua subterránea emergente precederán otros tipos de inundación.

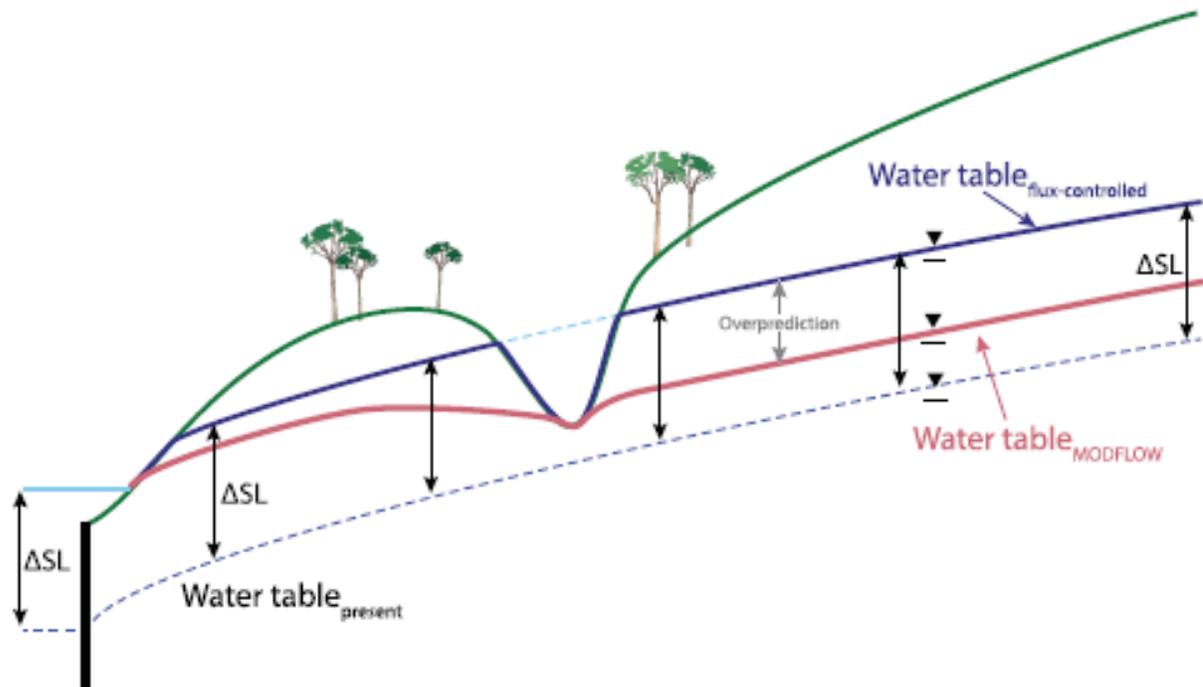


Figura 5. Comportamiento del nivel freático en respuesta al aumento del nivel del mar (Befus et al., 2020).

Pese a que se ha estimado mediante distintos enfoques los efectos del SLR sobre las zonas costeras en distintas partes del mundo, estas evaluaciones consideran de manera aislada el movimiento vertical del nivel freático.

Con respecto a estudios en zonas costeras de México, Ruiz-Ramírez et al. (2019) realizaron una evaluación del impacto económico debido a inundaciones por SLR causadas por el CC, en las ciudades turísticas más importantes del estado de Quintana Roo, entre ellas Cancún, Playa del Carmen y Puerto Morelos. Mediante el uso de modelos digitales de elevación de alta resolución, se asumió que las zonas costeras cuya altura fuera menor a este nuevo nivel del mar, serían consideradas como zonas inundadas. Posterior a ello evaluaron el costo de la infraestructura turística y residencial presente en las zonas que se asumen se inundarán, las cuales se consideraron como pérdidas económicas debido a que se verán afectadas por las inundaciones. El impacto estimado en dólares para la ciudad de Playa del Carmen fue de \$77,124,000.00 estimando un área afectada de 19,281 m², mientras que para Puerto Morelos fue de \$14,507,430.00 estimando un área afectada de 6,811 m², para el escenario de 1 m de aumento del nivel del mar, como puede observarse en la Tabla 2. No obstante, en el análisis realizado se aclara que estos montos en dólares pueden estar subestimados, ya que Playa del Carmen, por ejemplo, tiene la tasa de crecimiento poblacional más alta de todas las ciudades latinoamericanas costeras, por lo que se prevé que se duplique para el año 2030. Ello implica la modificación a futuro de los presupuestos municipales, en al menos el triple de lo actual, con el fin de proteger la infraestructura residencial, ductos de agua para uso y consumo humano, así como en la diversificación del empleo.

Tabla 2. Impacto en área y económico en dólares, a causa de las inundaciones por aumento del nivel del mar debido al cambio climático (Ruiz-Ramírez et al., 2019).

Ciudad costera	coordenadas límite	Longitud de la línea de costa (km)	Costo de construcción (US)/ m ²	Elevación					
				1 m		2 m		3 m	
				Área total (m ²)	Valor (USD)	Área total (m ²)	Valor (USD)	Área total (m ²)	Valor (USD)
Cancún	Oeste:-86,83495 Este:-86,77616 Norte:21,18867 Sur:21,12328	7.2	3,250	57,347	186,377,750	256,430	833,397,500	381,902	1,241,181,500
Playa del Carmen	Oeste:-87,11268 Este:-87,05401 Norte:20,68874 Sur:20,62325	5.7	4,000	19,281	77,124,000	64,649	258,596,000	90,895	363,580,000
Isla Mujeres	Oeste:-86,77939 Este:-86,7206 Norte:21,25116 Sur:21,18583	5.2	2,450	17,596	43,110,200	68,885	168,768,250	109,635	268,605,750
Puerto Morelos	Oeste:-86,8905 Este:-86,8333 Norte:20,87616 Sur:20,81088	5.3	2,130	6,811	14,507,430	81,962	174,579,060	126,906	270,309,780
Cozumel	Oeste:-87,00144 Este:-86,94287 Norte:20,56368 Sur:20,49827	3.4	1,700	5,676	9,649,200	25,794	43,849,800	86,853	147,650,100
Media=2,706					Total=33 0,768,580		1,479,190 ,610		2,291,327 ,130

Desde otro panorama Rodríguez-Huerta et al., (2020), abordaron por medio de un balance hidrológico el impacto del cambio climático en la recarga del acuífero de la península de Yucatán (PY). Este modelo mensual del balance hidrológico consideró la superficie completa de la PY como zona de recarga, sin distinguir entre recarga de acuíferos y no acuíferos, descartando efectos de escorrentía debido a la baja altitud y características geológicas de la Península, las descargas por aguas subterráneas, así como los cambios a futuro de uso de suelo causados por intervención humana, efectos en cobertura de suelo y patrones de vegetación. Una vez estimada la recarga actual, se replicó el método sustituyendo los valores de precipitación y evapotranspiración actual, con los pertenecientes a los escenarios de los modelos globales climáticos del Atlas Climático Digital de México, los cuales fueron desarrollados con base en la Fase 5 del Proyecto de Inter comparación de Modelos Acoplados (por sus siglas en inglés “CMIP5”), del Reporte R5 de Cambio Climático del año 2014 publicado por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático IPCC, como puede observarse en la Tabla 3.

Tabla 3. Efectos del cambio climático sobre la recarga de agua subterránea en la península de Yucatán. Proyecciones de los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 (Rodríguez-Huerta et al., 2020).

Cálculos de ET _a	Método	Recarga (mm* año ⁻¹)					Cambio en porcentaje (%)	
		Actual	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5		
Convencional	HAM	143.4	101.8	± 39.4	103.5	± 35.7	-29%	-28%
	HAR	102.4	87.8	± 34.7	90.3	± 30.4	-14%	-12%
	BLA	68.2	53.3	± 24.2	53.7	± 21.0	-22%	-21%
	AVG	104.7	77.5	± 32.6	79.0	± 28.9	-26%	-25%
A2	HAM	176.1	130.4	± 42.8	134.7	± 40.6	-26%	-24%
	HAR	130.0	111.5	± 40.3	116.6	± 37.1	-14%	-10%
	BLA	91.3	70.1	± 30.3	72.6	± 27.9	-23%	-20%
	AVG	132.5	100.9	± 38.3	104.6	± 35.5	-24%	-21%
Media Global		118.6	91.7	± 39.4	94.4	± 37.9	-23%	-20%

La media anual resultante de la variación en la recarga debido al cambio climático para el horizonte 2015-2035, para el escenario RCP4.5 fue de 91 ± 39 mm/año y 94 ± 38 mm/año para el escenario RCP8.5, lo cual implica una disminución del 23% y 20% en la recarga de agua subterránea; véase Figura 6. Este impacto en el ciclo hidrológico puede variar en la PY, en regiones donde la precipitación sea menor a 800 mm/año, como se estima para la región norte, se dependerá más de los flujos proveniente de la región central, aunque esta también se espera que disminuya en el futuro.

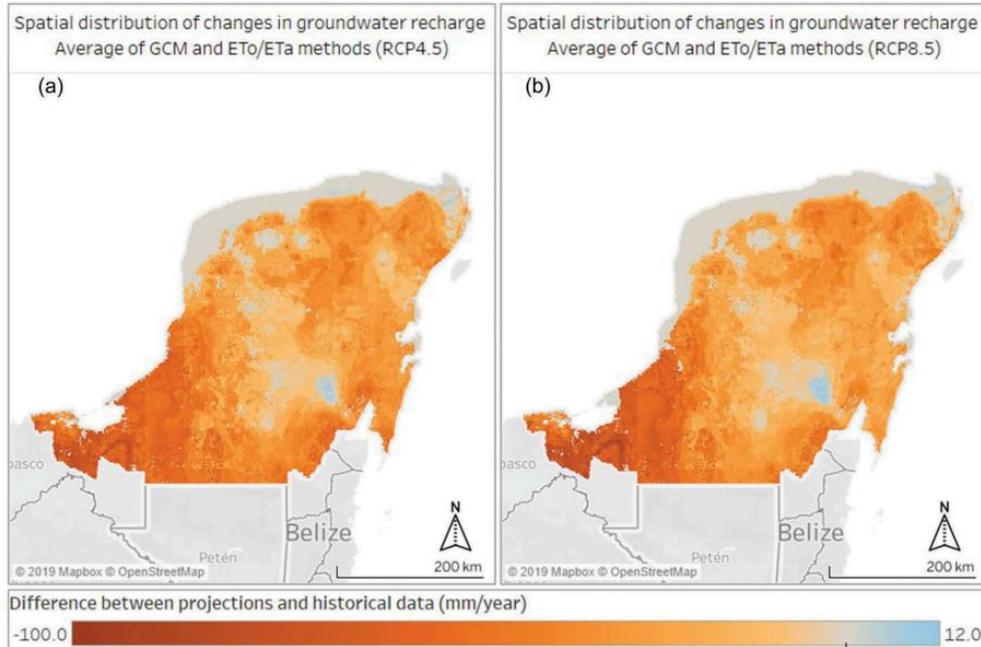


Figura 6. Distribución espacial de la recarga para los escenarios a) RCP4.5 y b) RCP8.5 (Rodríguez-Huerta et al., 2020).

Estacionalmente la marea y otras variaciones de alta frecuencia del nivel freático afectan anualmente y de forma subanual los patrones costeros de elevación del nivel freático, sin embargo, a largo plazo la respuesta hidráulica del acuífero está dominada por el aumento del nivel del mar, efectos de cambio climático sobre la recarga de los acuíferos, y la extracción de agua para las necesidades humanas. Dado que la industria turística representa 8 billones de dólares anuales para la economía mexicana, además de ser la mayor fuente de empleo en el estado de Quintana Roo, la evaluación de daños considerando el SLR en zonas costeras debe ser considerado una prioridad por las autoridades respectivas, por lo que los estudios en esta dirección son cada día más importantes.

HIPÓTESIS

El aumento del nivel del mar hará que los niveles de agua subterránea (niveles freáticos) del acuífero no confinado en la costa del Caribe Mexicano se eleven, lo que provocará riesgos de inundaciones tierra adentro a través de conexiones subterráneas al mar. Estos aumentos responderán hidráulicamente al aumento del nivel del mar por medio del Modo de topografía limitada, es decir, los niveles freáticos se elevarán menos que el nivel del mar y, en cambio, descargarán parte del almacenamiento original a redes de drenaje nuevas o existentes a medida que la intrusión salina desplace el agua subterránea dulce.

OBJETIVO GENERAL

Realizar una simulación del efecto de las inundaciones por aguas subterráneas tierra adentro en zonas de baja altitud en la región costera del Caribe mexicano, debido a los efectos del cambio climático de elevación del nivel freático con relación al aumento del nivel del mar (SLR), variaciones de precipitación y temperatura.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar un modelo numérico de los flujos subterráneos en la zona costera del Caribe, tomando en cuenta parámetros afectados por el cambio climático (precipitación, evapotranspiración, temperatura y aumento del nivel del mar).
- Representar espacialmente las inundaciones tierra adentro por aguas subterráneas emergentes.
- Evaluar la variación en altura del nivel freático, como respuesta a los cambios de precipitación, evapotranspiración y aumento del nivel del mar debido al cambio climático.

CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO

2.1 ACUÍFERO DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN

La península de Yucatán es una plataforma de roca caliza de 165,000 km², que abarca los estados de Campeche, Yucatán, Quintana Roo, y algunas partes de Tabasco, Guatemala y Belice, con un paisaje constituido por una morfología y relieves kársticos distintivos que surgen de la combinación de rocas especialmente solubles al agua como son las evaporitas (halita [NaCl], anhidrita [CaSO₄], yeso [CaSO₄·2H₂O]) y las calizas (Estrada Medina et al., 2019). Debido a las características kársticas se presentan hundimientos, cuevas, depresiones encerradas, afloramientos de rocas estriadas y largas cuencas. En lo particular, comprende un revestimiento mayormente de sedimentos marinos calcáreos del Terciario que durante el Cenozoico dieron a lugar plegamientos y fallas que influenciaron su morfología actual. La roca más antigua es caliza y evaporita del Paleoceno, localizadas en la zona sur. La PY está clasificada como una región kárstica húmeda y subtropical, y se divide en 4 provincias geomorfológicas: I costera; II planicie interior; III colinas y valles, y IV cuencas escalonadas (Aguirre, 1986).

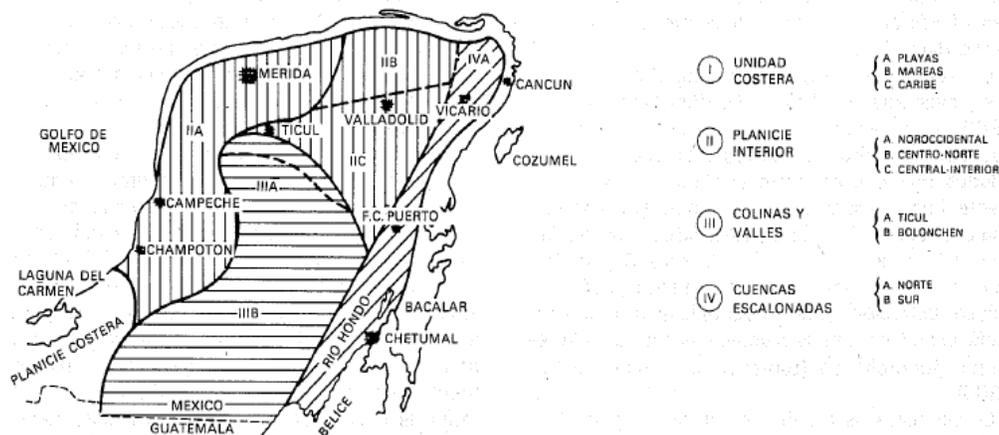


Figura 7. Plano geomorfológico y ubicación de las provincias de la Península de Yucatán (Aguirre, 1986).

El estado de Quintana Roo se ubica en la unidad geomórfica costera (I), a lo largo de las costas norte con playas de barreras largas y angostas, lagunas de inundación precediendo a las playas, formadas por depósitos recientes asociados a la erosión marina, véase Figura . Carece de drenajes superficiales, y su drenaje desaparece en resumideros o en cuerpos de agua superficial. La mayor

parte de la precipitación pluvial se evapotranspira y el resto se infiltra a través de fracturas, oquedades y conductos kársticos.

Este acuífero kárstico cuenta con una variedad de características distintivas que logran un alto contraste contra otro tipo de acuíferos, como la presencia de flujo turbulento en los conductos de disolución, cuyo diámetro mínimo es de aproximadamente 1 cm bajo gradientes hidráulicos comunes, cuevas extensas con corrientes subterráneas formadas por disolución en acuíferos bien desarrollados, y una apertura mínima de canal de aproximadamente 0.5 m (Worthington et al., 2017). En la zona sur del estado de Quintana Roo dominan las cuencas alargadas sin desagüe superficial, el espesor saturado de agua dulce decrece desde el interior hacia la costa y la recarga del acuífero ocurre principalmente en los meses de mayo-octubre. En el subsuelo, el agua sigue diferentes trayectorias de flujo controladas por el desarrollo o evolución del karst profundo, se despliega en matrices rocosas a diferentes profundidades. Las direcciones de las formas subterráneas se presentan de SO-NE en las zonas de mayor altitud y de O-E hacia la costa (Sánchez-Sánchez et al., 2015).

Dado que cada división geomorfológica tiene un grado de karsticidad distinto, difieren en sus características hidráulicas como, su alta permeabilidad y transmisividad, poca carga hidráulica, una tabla de agua estable y un flujo radial de las zonas de recarga, hacia la costa. Al noreste se presenta el máximo de precipitación, por lo que Cobá y Leona Vicario se consideran las zonas de recarga. Este acuífero no confinado contiene un lente de agua dulce que flota sobre agua salada con un gradiente hidráulico de 7-10 mm por kilómetro en zonas de alta conductividad hidráulica (González-Herrera et al., 2002).

2.1.1 NIVEL FREÁTICO

En los acuíferos no confinados el agua desciende de forma libre por efecto de la gravedad hasta que encuentra su propio nivel conocido como nivel freático. Este define el límite superior de la zona saturada (o freática). Este nivel también puede definirse como aquel en el que la presión del fluido en los poros es igual a la presión atmosférica (Bottrell et al., 1991). Los carbonatos costeros cercanos al agua marina bajo pequeños cambios globales el nivel del mar, resultan en grandes cambios en las zonas subáreas expuestas. La incursión de agua salina dentro de las rocas de carbonato y recarga meteórica costera, forman la estratificación del acuífero en un lente de agua dulce sobrepuesto a uno de agua salina. Ambas igualmente saturados, no obstante, difieren

químicamente en términos de presión parcial de CO₂, salinidad u otras propiedades químicas. Dependiendo de las condiciones hidrogeológicas de frontera, la zona de mezcla (o haloclina) puede producir los ya mencionados sistemas extensos de disolución.

2.1.2 FLUJOS PREFERENCIALES

Los patrones o vías de flujo preferenciales se clasifican con base en su extensión, de 10-100 de km (fracturas regionales), 1-10 km (conductos de disolución), 10 m (fracturas menores y cavidades de disolución). Las zonas de fracturas regionales comprenden el Anillo de Cenotes, la falla de la Sierrita de Ticul, la zona de Holbox, el bloque de Río Hondo y la zona de La Libertad, véase Figura 8. La zona de fracturas de Holbox fue descrita por primera vez en 1982, como una zona de lineamientos de origen desconocido, su expresión superficial es de bajíos elongados de fondo plano, impulsando el desarrollo de características regionales de disolución, lo que resulta en una alta permeabilidad y drenaje de aguas subterráneas (Bauer-Gottwein et al., 2011).

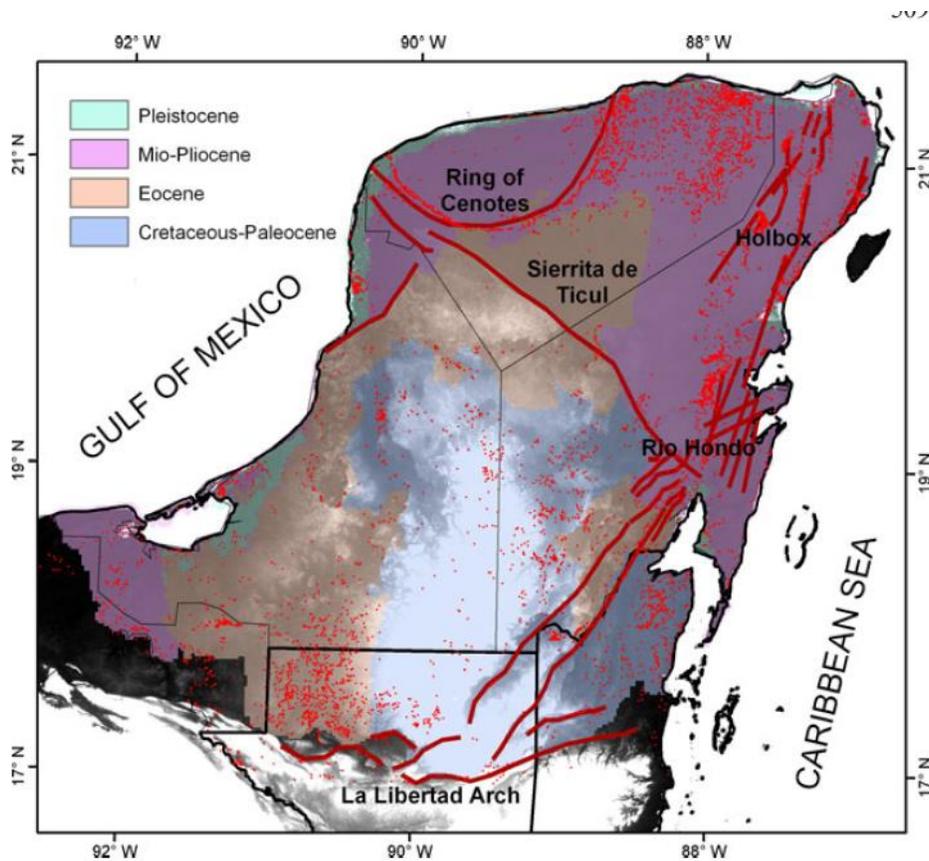


Figura 8. Mapa de patrones de flujo a escala regional (Bauer-Gottwein et al., 2011).

2.1.3 HIDROLOGÍA

De acuerdo con la clasificación Köppen-Geiger, la península de Yucatán cuenta con un clima tropical de estaciones secas y húmedas bastante claras. La temperatura media anual es de 26 °C. La precipitación anual varía espacialmente en un rango de 550 – 1500 mm/año, 600 mm hacia el noreste, y 1400 mm hacia el sureste, mientras que la zona más lluviosa se presenta en el norte de Playa del Carmen con 1400-1500 mm de precipitación media (Orellana et al., 2009), véase Figura . Las precipitaciones son convectivas, es decir, se producen por una disminución de la presión atmosférica a nivel local, la subida de aire cálido y como aire húmedo. Tiene dos periodos de sequía, una pre-estival, que abarca un periodo de 4 meses, y la intra-estival o canícula durante julio y agosto, debido a la perturbación en los vientos alisios.

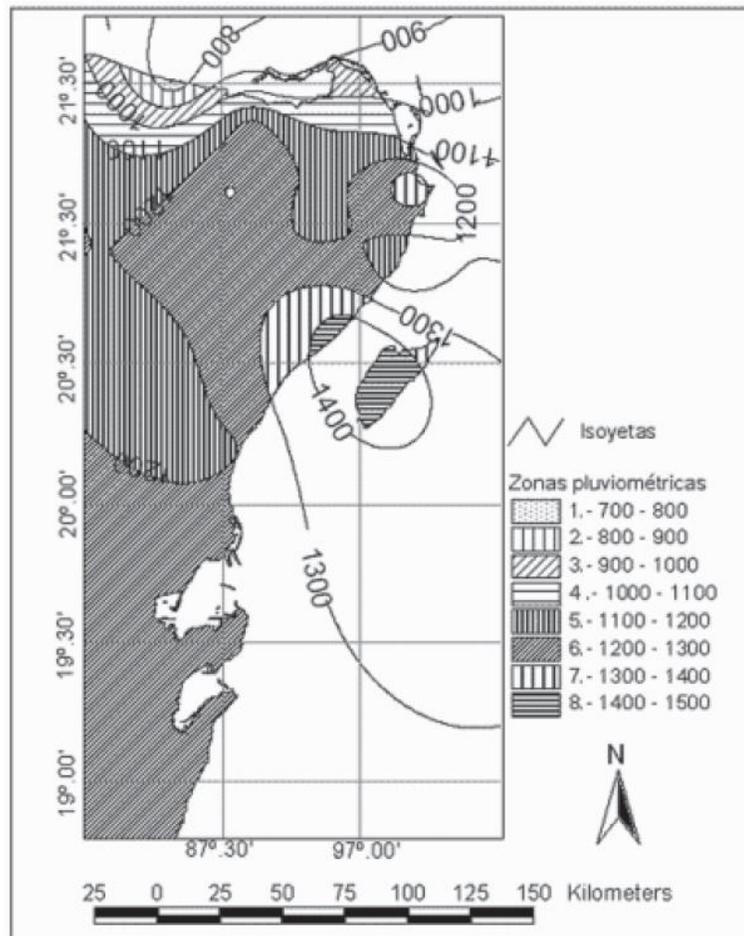


Figura 9. Distribución de la precipitación en el noreste de la península de Yucatán (Orellana et al., 2007).

La evapotranspiración potencial anual se encuentra entre 850-1600 mm/año, y muestra un gradiente a la baja de noroeste a sureste, disminuyendo mayormente en la costa este y sur. A nivel regional se estima una recarga de 14% de la precipitación anual. La recarga fluye hacia 3 tipos de sumideros: el flujo de salida costero, bombeos de extracción de agua, y la evapotranspiración freática. La extracción de agua subterránea en la PY es de aproximadamente 1.4 % de la precipitación total anual, y de acuerdo con la CONAGUA, el 61% de esta agua es usada para agricultura, 20% para uso doméstico, y 19% para uso industrial. El nivel freático en la planicie costera es poco profundo, de 10-20 m debajo de la superficie y, dado que se ha mostrado que la flora de la región cuenta con sistemas extensos de raíces verticales que pueden alcanzar el nivel freático, la evapotranspiración freática es un parámetro importante en términos del balance hídrico del acuífero (Gondwe et al., 2010). La descarga costera proveniente de los sistemas de conductos en conjunto con la zona salobre de disolución y los procesos del litoral, dan forma a la morfología de la franja costera formando caletas y playas.

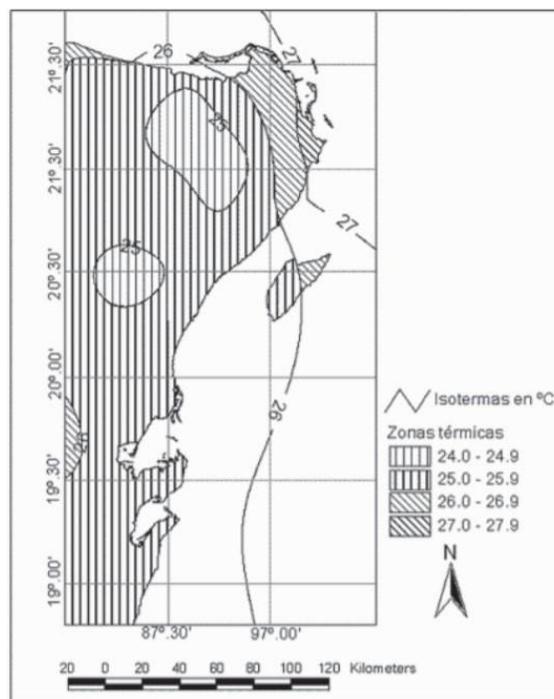


Figura 10. Distribución de la temperatura en el noreste de la península de Yucatán (Orellana et al., 2007).

2.1.4 TOPOGRAFÍA DE QUINTANA ROO

El estado de Quintana Roo se encuentra en la provincia fisiográfica de la PY, al este- sureste de México, entre los paralelos 17°49' y 21°36' de latitud norte y los meridianos 86°44 y 89°24' de longitud oeste, su extensión territorial es de 50,843km² y cuenta con 865 km de litorales. Su altura media de 50 msnm está interrumpida por pequeñas colinas y hondonadas someras. Al sur se encuentran las zonas de mayor elevación, de hasta 380 msnm, al norte y oriente predominan las planicies con Leptosoles y Cambisoles, al oeste planicies y mesetas kársticas escalonadas donde se hayan Leptosoles, Cambisoles y Luvisoles (Fragoso-Servón et al., 2014). Los registros de las costas van desde 1 msnm en las zonas costeras hasta el máximo de 380 m en el extremo sur del Estado, la altura asciende de este a oeste y de norte a sur, véase Figura .

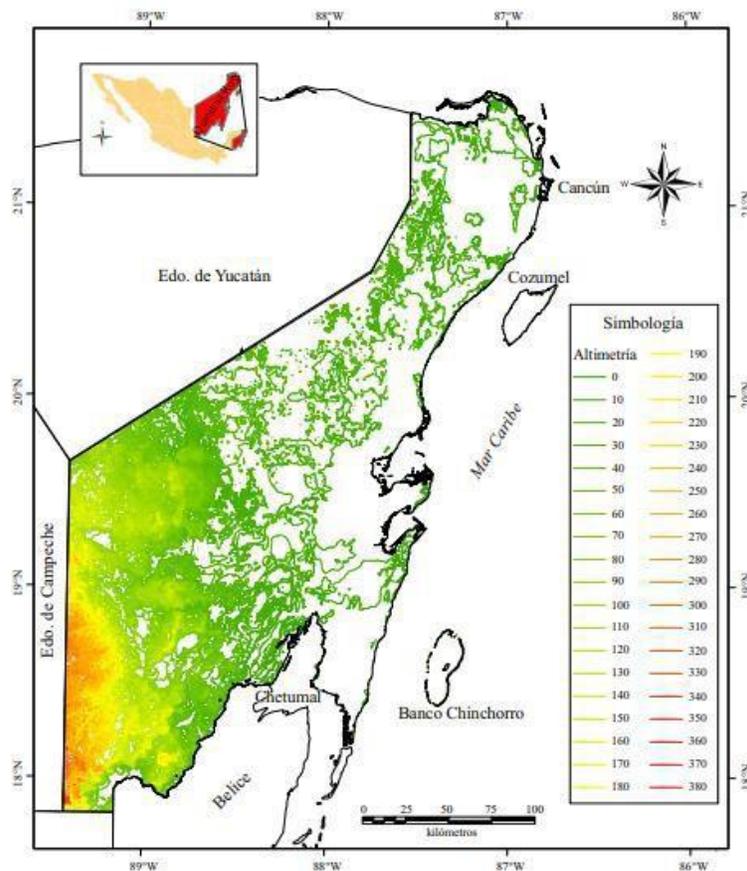


Figura 11. Pisos altimétricos y curvas de nivel obtenidos para el Estado de Quintana Roo (Fragoso-Servón et al., 2014)

Los suelos son poco profundos en la PY (~30 cm), generalmente restringen el crecimiento vertical de las raíces, puesto que se encuentran mayormente por encima de camas de roca sólida de hasta 9

m de profundidad. Sin embargo, muchas de estas camas de roca están fracturadas, lo cual permite que el suelo, agua y raíces se transloquen verticalmente (Estrada-Medina et al., 2013).

2.1.5 COSTA DEL CARIBE MEXICANO

Por su posición geográfica y su relieve relativamente llano, la zona costera del estado de Quintana Roo está expuesta a fenómenos meteorológicos que han afectado históricamente su litoral, así como factores naturales y antropogénicos que están provocando un retroceso en la línea de costa. Esta ha sufrido cambios importantes desde 1975, donde la urbanización y la infraestructura turística han provocado daños considerables a los hábitats costeros; de entre las causas naturales más importantes está la interacción con procesos climáticos, meteorológicos, hidrodinámicos, y sedimentarios de la morfología costera, entre los antrópicos se encuentra la ocupación irregular especialmente en la duna litoral, y la construcción desordenada de obras de protección (Aldana et al., 2009).

Este rápido desarrollo de las costas del Caribe ha causado una gran presión sobre los recursos hídricos, también mantiene una variedad de ecosistemas como humedales, bosques tropicales y uno de los sistemas arrecifales más grandes del mundo. La intrusión de agua salina es grande, y alcanza una decena de kilómetros tierra adentro, donde el lente de agua dulce se restringe entre 10 - 100 metros de espesor (González-Herrera et al., 2002).

Es relevante considerar la variación (disminución o aumento) de la línea de costa en diferentes partes de la costa del estado durante los últimos 50 años, debidos a fuertes fenómenos hidrometeorológicos y a los procesos de erosión/sedimentación, de las que se puede tomar como ejemplo las ciudades de Puerto Morelos y Playa del Carmen (Carranza Edwards et al., 2015), como puede observarse en la Figura 6. Ya que la longitud observada en los perfiles de playa seguirá variando considerablemente en el transcurso del siglo XXI.

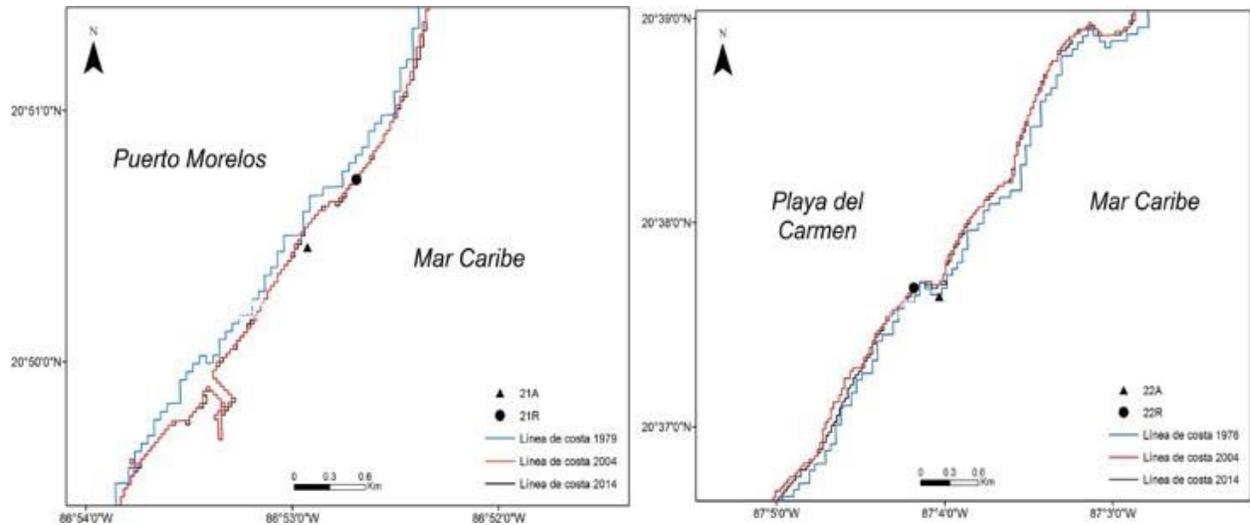


Figura 6. Variación en la línea de costa de Puerto Morelos y Playa del Carmen, Q. Roo. Los triángulos representan los puntos de muestreo de las estaciones antiguas, y los círculos los puntos recientes de muestreo de las estaciones (Carranza Edwards et al., 2015)

2.2 CONCEPTOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

El crecimiento del producto doméstico (GDP) per cápita ha crecido de manera substancial durante los últimos 200 años, al igual que la economía y la población en el mundo, a diferentes tasas de acuerdo con cada país y región; véase Figura 7. El aumento de estos tres factores en las últimas décadas ha provocado un alza en la producción y consumo de alimentos y productos que satisfacen múltiples necesidades, esto con base en una mejora de la calidad de vida. En conjunto con estos aumentos, el uso de energías diferirá (mayormente dependientes de los combustibles fósiles) el agotamiento de los recursos naturales y daño a los ecosistemas.

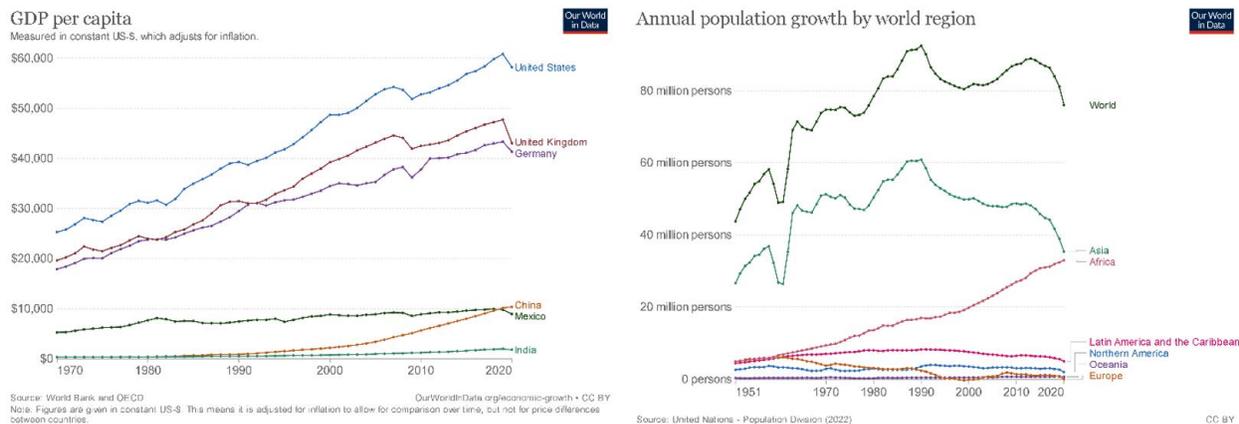


Figura 7. a) GDP per cápita de países alrededor del mundo (medido en DLLS). b) Crecimiento anual poblacional a través de las regiones del mundo.

Esta combinación de acontecimientos implica conocer los límites de estrés del planeta (Planet Boundaries), es decir, hasta qué punto la Tierra puede operar o funcionar de manera segura. Estos límites son el cambio climático, la acidificación del océano, el ozono estratosférico, los ciclos biogeoquímicos del Fósforo (P) y Nitrógeno (N), el uso global del agua dulce, los cambios en los sistemas terrestres, la pérdida de biodiversidad biológica, la contaminación química y la carga de aerosoles en la atmósfera (Rockström et al., 2009).

Como generalidad, el clima de la Tierra es dirigido por un flujo de energía continuo proveniente del sol. Esta energía ingresa al planeta principalmente en forma de luz visible, y cerca del 30% de ésta es inmediatamente repelida de regreso al espacio, por lo que aproximadamente el 70 % atraviesa la atmósfera para calentar la superficie terrestre; cabe mencionar que la forma en que la energía retorna al espacio es a través de radiación infrarroja. Mientras esto ocurre, una porción de esta energía es absorbida y reemitida a la atmósfera por medio de vapor de agua y otros gases de efecto invernadero. El calentamiento global o también conocido como Cambio Climático es una referencia a la intensificación de estos gases de efecto invernadero (GHG), los cuales se encuentran en la atmósfera de manera natural y antropogénica, absorbiendo y emitiendo radiación a longitudes de onda específicas en el espectro de radiación infrarroja. Entre los más abundantes se encuentran el vapor de agua, el dióxido de carbono, el ozono, el metano, el óxido nitroso, los halocarbonos, entre otros gases industriales, los cuales impactan el clima por medio de la retención de calor adicional, lo que provoca modificaciones meteorológicas; generalmente, cambios en las

temperaturas superficiales, así como cambios en diversos procesos físicos, biofísicos y biogeoquímicos de la naturaleza, tal y como puede observarse en la Figura 14.

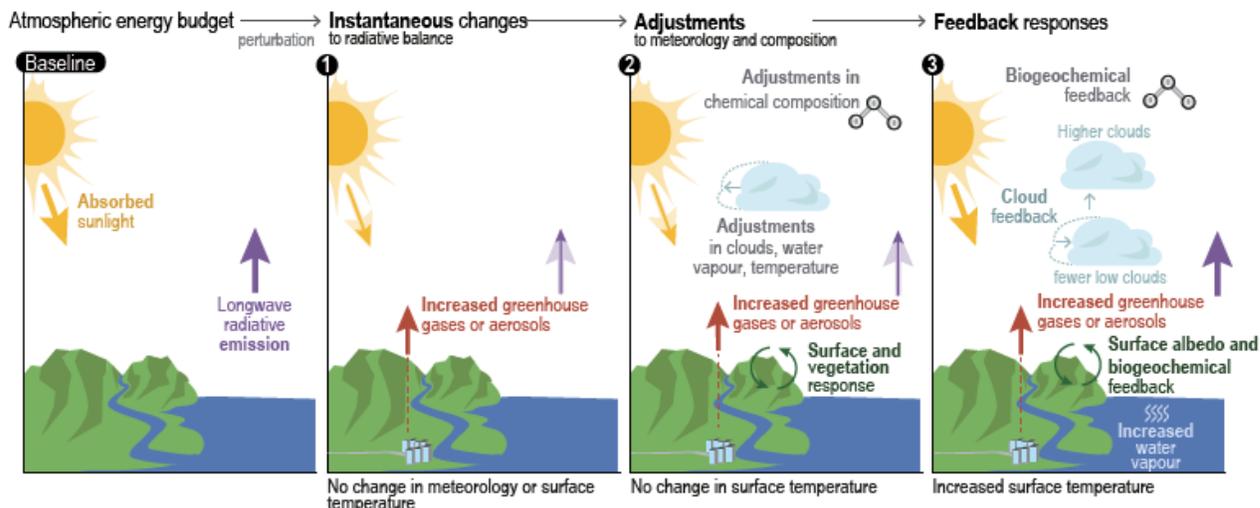


Figura 14. Esquema de cambios en el balance de la radiación proveniente del sol, y su influencia en la perturbación de los procesos de la tierra (Arias et al., 2021).

2.2.1 PRODUCCIÓN DE GASES DE EFECTO INVERNADERO POR ACTIVIDADES ANTROPOGÉNICAS

El suministro y uso de combustibles fósiles conforman cerca del 80% de las emisiones de dióxido de carbono (CO_2) y 20% de metano (CH_4). Entre éstos, la hulla y el gas natural son las fuentes principales del suministro y generación de energía eléctrica, del transporte y de calefacción de hogares. Igualmente, la extracción, procesamiento, transporte y distribución de combustibles fósiles liberan gases de efecto invernadero. Por otra parte, la deforestación causa un alto impacto en el aumento de la emisión de carbón, ya que los bosques fungen como un sumidero natural de carbono por medio de la fotosíntesis, puesto que tienen la capacidad de absorber dióxido de carbono. En el ámbito de la gestión de residuos, éstos producen gases durante su descomposición en los rellenos sanitarios (principalmente metano), los cuales son generados durante la digestión anaerobia de residuos orgánicos. De acuerdo con el sexto informe de evaluación del IPCC R6 las concentraciones de CH_4 y N_2O fueron más altas que cualquier otro periodo en los últimos 800,000 años. En la Figura 8 se muestra la trayectoria de la emisión de CO_2 proveniente de todos los sectores en $\text{GtCO}_2/\text{año}$ y tres compuestos que influyen en el calentamiento global pero no son considerados

como contribuyentes de los GHG de CO₂, como el metano CH₄ (MtCH₄/año), el óxido nitroso N₂O (MtN₂O/año), y el dióxido de sulfuro SO₂ (MtSO₂/año).

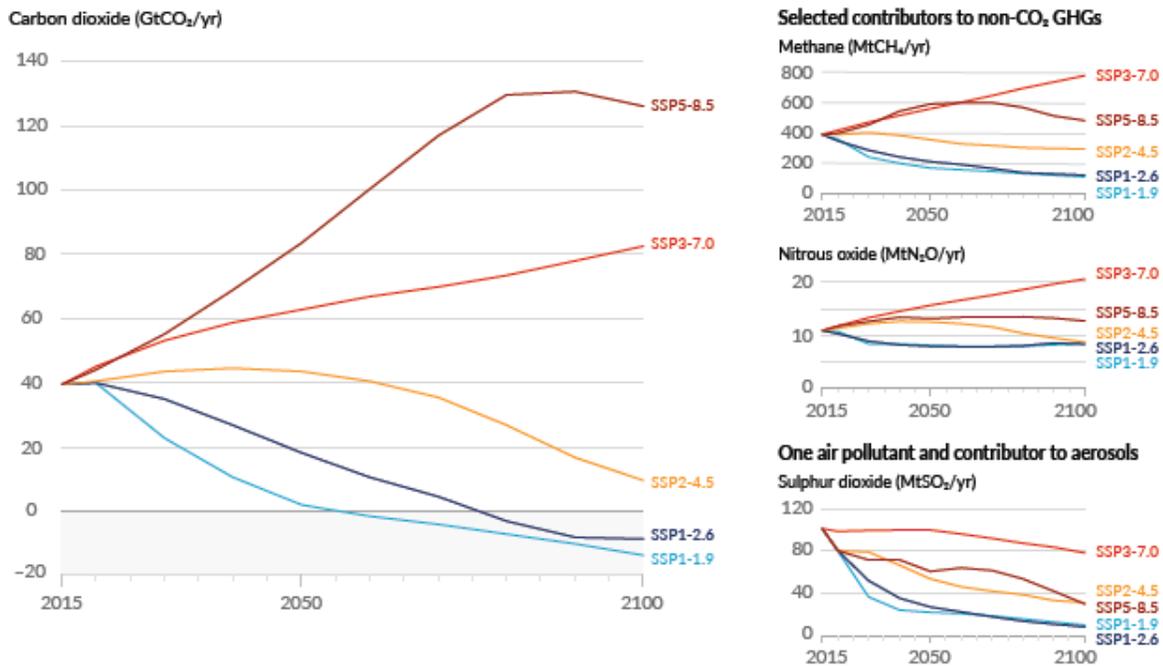


Figura 8. Emisiones antropogénicas claves del cambio climático y contribuyentes del calentamiento global, ilustrados con base en los escenarios de emisión (Arias et al., 2021).

2.2.2 EVIDENCIAS DEL EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO

El Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) es la fracción de las Naciones Unidas que evalúa los efectos del cambio climático, divulga de manera regular los impactos, riesgos a futuro, y las opciones de adaptación y mitigación. Dentro de las proyecciones fundamentales del cambio climático se encuentran los modelos generales de circulación (GCM), también llamados modelos climáticos globales, cuyo insumo principal son los grados de concentración atmosférica a futuro de los GHG, los cuales son inherentemente desconocidos, dado que dependen del crecimiento económico estimado para el futuro, de los desarrollos tecnológicos, de las elecciones de suministro de energía, así como de las acciones de mitigación realizadas por los países. Para obtener proyecciones a nivel local más precisas, se requiere un re-escalamiento de los datos que brindan los GCM, para los cuales se hace uso de los métodos dinámicos y estadísticos. El escalamiento dinámico requiere de la creación de un modelo numérico con una grilla más fina, mientras que el enfoque estadístico requiere el desarrollo de mapas de cambio climático a través

de las relaciones estadísticas entre las variables locales, como temperatura y precipitación, con respecto a las resultantes de los modelos a gran escala GCM (Wilby et al., 2004).

De los principales efectos del cambio climático publicados por el IPCC se encuentran el calentamiento global, el derretimiento del hielo de la antártica, el aumento del nivel del mar, los eventos de clima extremos, y los cambios en el mundo natural. Estos efectos aumentan en paralelo al aumento de temperatura de la superficie de la tierra, la cual se ha incrementado en las últimas tres décadas, hasta llegar a un punto en que se ha superado cualquier temperatura precedente desde 1850, véase Figura 9. El periodo de 1983 a 2012 ha sido el más caluroso en los últimos 800 años en el hemisferio norte. El impacto sobre los distintos sistemas se puede apreciar en las últimas dos décadas en Groenlandia y la Antártida, las cuales han tenido pérdidas de masa a una tasa en la cual la cobertura de hielo del hemisferio norte ha decrecido 1.6% por década, en los meses de marzo y abril, y de hasta 11.7% por década, en los meses de junio. Es muy probable que la tasa media de aumento de nivel del mar haya sido de 1.7 mm/año de 1901 a 2010, y de 3.2 mm/año de 1993 a 2010. Entre los eventos de clima extremo, el número de días y noches frías ha disminuido, del mismo modo que han aumentado los días y noches calientes a escala global. También han aumentado las sequías, los eventos de precipitación extrema, las olas de calor, y se han intensificado los ciclones tropicales. Todos estos eventos han producido cambios en los procesos físicos y biológicos de las especies y comunidades, como la modificación en los patrones de migración de las aves y la modificación de su periodo y estacionalidad de reproducción (Zhou, 2020).

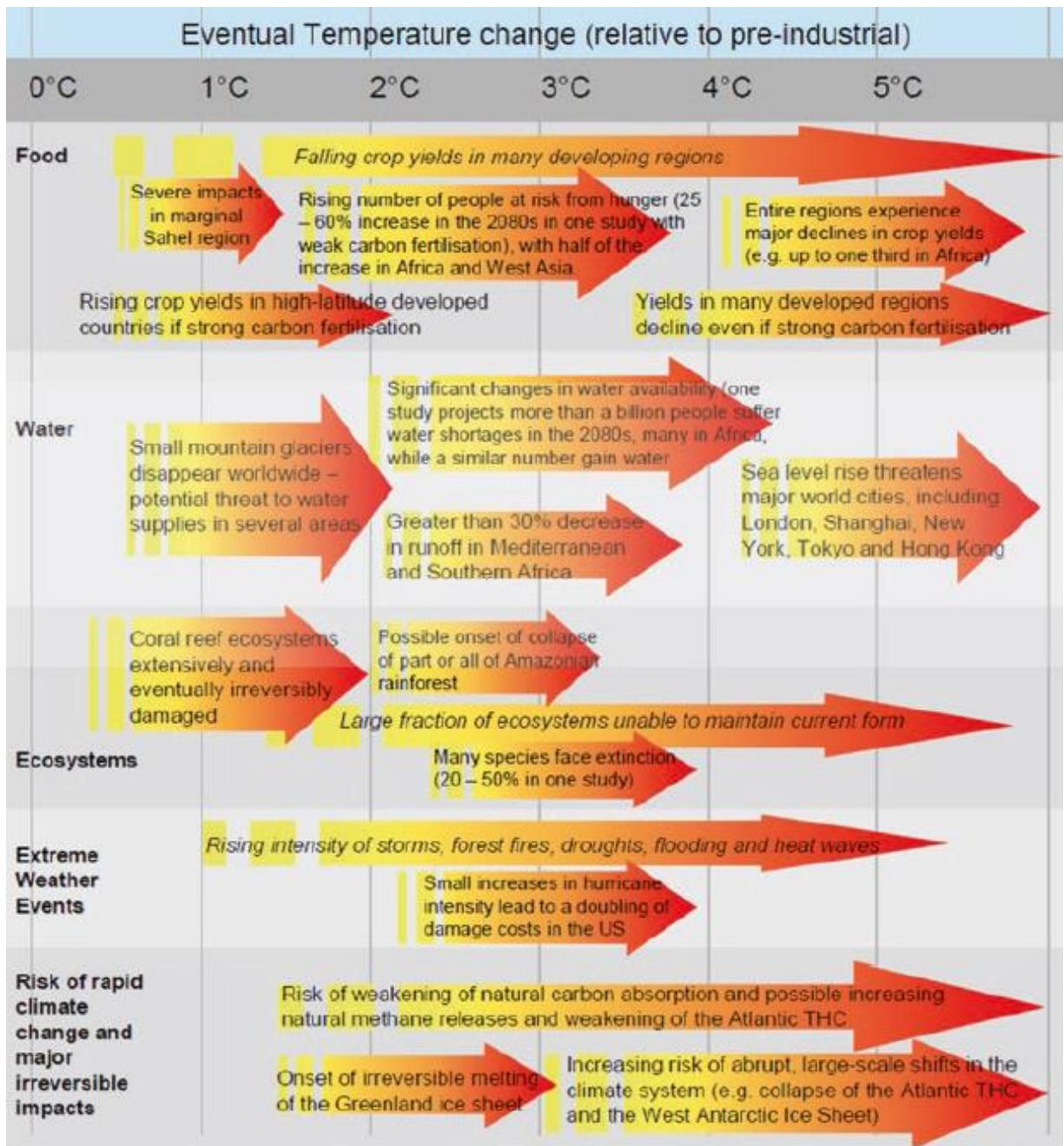


Figura 9. Progreso de los efectos del calentamiento global sobre distintos sistemas con base en el aumento de temperatura (Stern,2007).

En el año 2021, el IPCC ha contribuido con la publicación del sexto reporte de evaluación AR6 en conjunto con el grupo I (WGI), cuyo fin es brindar las bases científicas físicas del cambio climático sobre la construcción previa de del Quinto Reporte de Evaluación AR5 realizado en el año 2013, y los reportes especiales del 2018-2019. Dentro de sus generalidades se ha estimado el rango

probable de aumento de temperatura global causado por los humanos desde 1850-1900 a 2010-2019 de 0.8 a 1.3°C; véase Figura 10. Se reafirma que los humanos han sido la mayor influencia sobre la desglaciación desde 1990 y del decremento del hielo del Ártico hasta en un 40-50%. También se tiene la certeza virtual de que la fracción superior del océano a nivel global (0-700 m) ha aumentado de temperatura desde 1970 por la influencia humana, ya que se tiene la certeza de que las emisiones de CO₂ causadas por humanos son el impulsor principal de la acidificación actual de la superficie abierta del océano (Jarraud & Steiner, 2014).

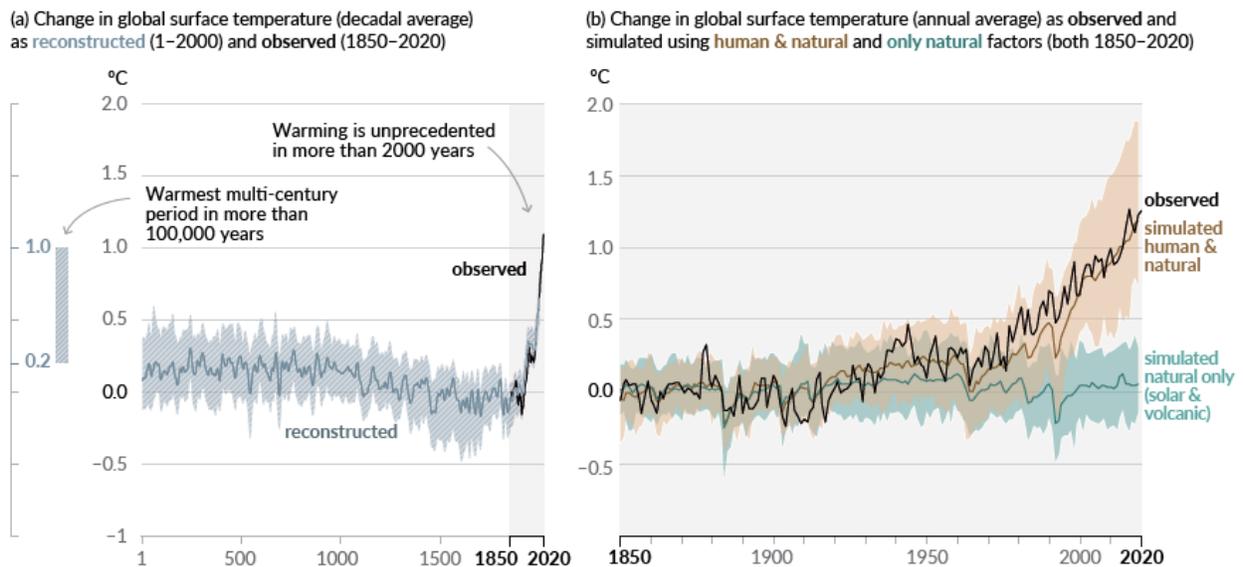


Figura 10. Aumento de la temperatura causado por la influencia humana a una tasa sin precedentes en los últimos 2000 años. Panel a) reconstrucción de la temperatura global de superficie con archivos paleo climáticos (línea sólida gris) y de observaciones directas (línea negra sólida). Panel b) Cambios en la temperatura global de superficie en los últimos 170 años. La línea negra representa la media anual, en comparación con las simulaciones del modelo CMIP6 de temperatura como respuesta al impulso natural y antropogénico, y la línea verde representa únicamente los impulsores naturales. Las muestras de estos modelos representan el rango de variación de respuesta de estos modelos (Arias et al., 2021).

Con respecto al nivel medio global del mar o GMSL, este ha aumentado a una media de 0.20 [0.15-0.25] m entre 1901 y 2018. La media del SLR para el periodo 2006-2018 fue de 3.7 [3.2 – 4.2] mm/año. El GMSL es controlado por el calentamiento o enfriamiento del océano, asociado a su respectiva expansión o contracción, y los cambios de almacenamiento de agua en los continentes.

Se tiene estimado que el GMSL continúe aumentando a través del tiempo entre 0.20-0.30 m para el 2050, y de 0.63-1.01 m para el 2100; véase Figura .

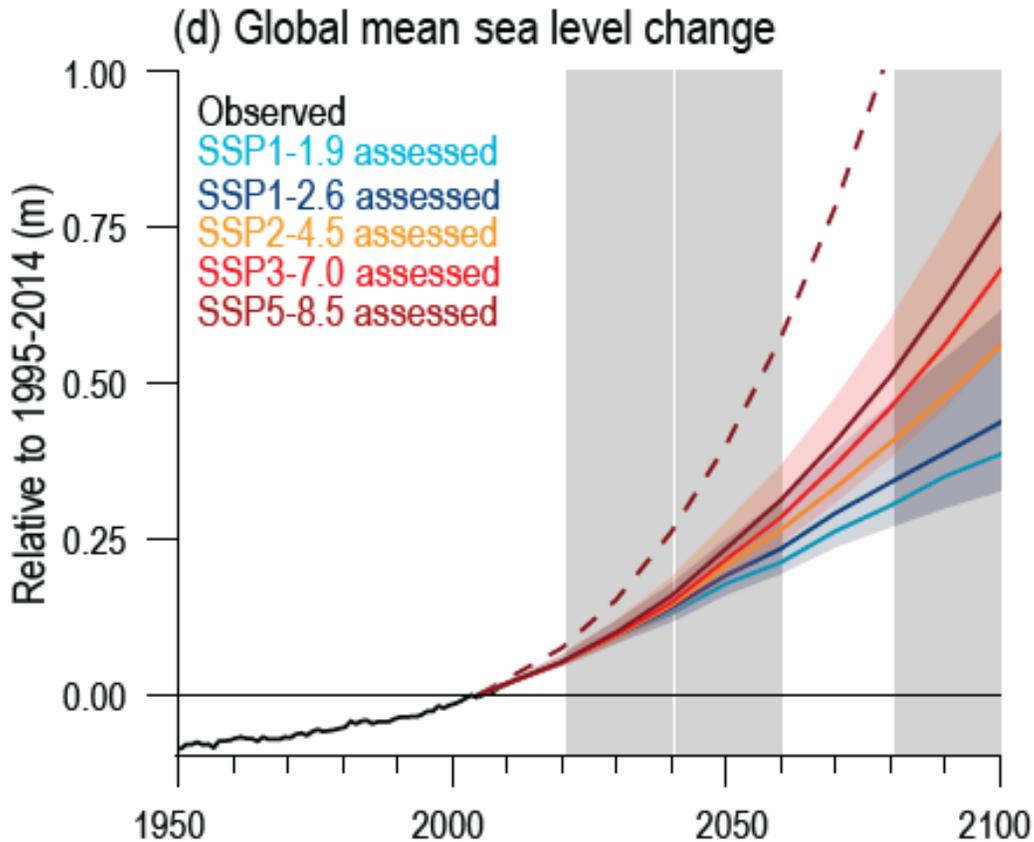


Figura 18. Aumento medio del nivel del mar global causado por la expansión térmica. Las sombras entre los escenarios SSP1-2.6 y SSP3-7 muestran rangos del 5-95%. La línea punteada es una proyección de baja confianza en la que se refleja un resultado del escenario SSP5-8.5 con incertidumbres provenientes de la inestabilidad del potencial derretimiento de los casquetes polares (Arias et al., 2021).

2.2.3 EVENTOS EXTREMOS

Se tiene una certeza de que los eventos de calor extremo, incluyendo las olas de calor, que se han vuelto más frecuentes y de mayor intensidad en la mayoría de las regiones del mundo desde 1950, al igual que los fríos extremos, los cuales han disminuido y son menos severos, han sido inducidos por los humanos. Dentro de los fenómenos meteorológicos, es altamente probable el aumento del número de ciclones tropicales de categoría 3-5, ya que estos han aumentado en las últimas 4 décadas, además de ser más posible que la latitud en la que acontece su más alta intensidad (pacífico

norte occidental), se desplace hacia el norte, aunque estos cambios no pueden explicarse basándose únicamente en la variabilidad interna de estos sistemas (Jarraud & Steiner, 2012). Un método de evaluación que utilizó el IPCC en la publicación del AR6 es la compilación de los resultados de distintos modelos que evalúan la variación de temperatura y precipitación para con ello determinar la concordancia entre los resultados obtenidos, si es que estas temperaturas extremas y eventos tienden a aumentar o disminuir, haciendo uso de una clasificación por regiones en el mundo con la finalidad de distinguir los distintos impactos debido al cambio climático entre sí. Con base en esta clasificación, México comprende las regiones de América Central, es decir, América Central del Norte (NCA) y la zona Sur de América Central (SCA), de las cuales SCA corresponde a la península de Yucatán, donde se tiene un acuerdo en que estos eventos de calor extremos aumenten, así como una confianza media de la contribución humana a su incremento. Para el caso de eventos de precipitaciones intensas, no se ha logrado un acuerdo de si estas aumentarán o disminuirán debido a la falta de literatura y datos que puedan evidenciar estas proyecciones; véase Figura .

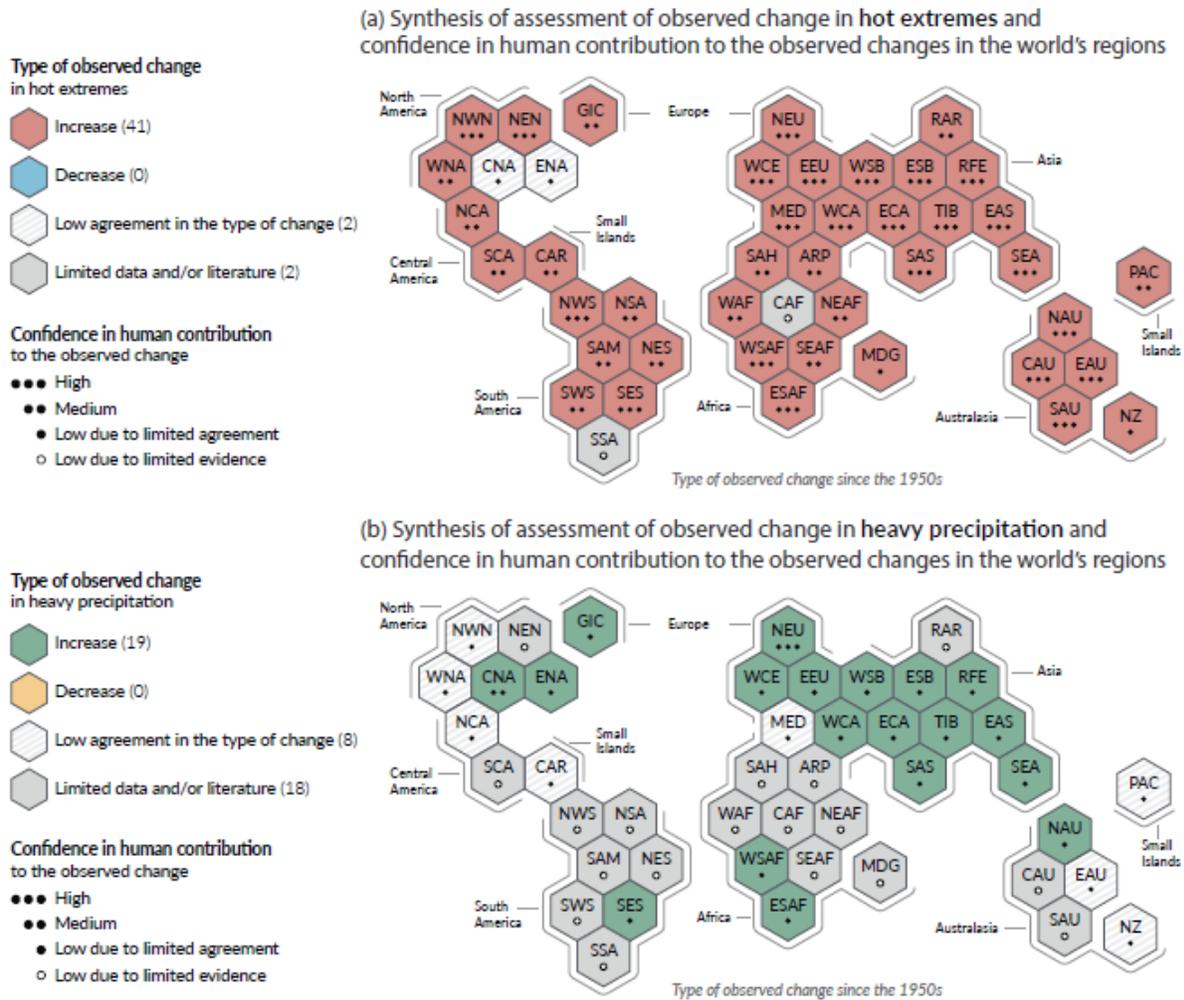


Figura 19. Síntesis de concordancia entre distintos modelos de proyección de eventos de calor extremo y precipitación intensa a través de las regiones del mundo (Jarraud & Steiner, 2014).

2.2.4 RIESGOS E IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Como se ha discutido anteriormente, la emisión de gases de efecto invernadero causará un mayor aumento de la temperatura y periodos más prolongados de cambio en todos los componentes de los sistemas climáticos, siendo más probable que estos sean irreversibles, extensos y severos para las personas y ecosistemas. Tenderán a amenazar los elementos básicos de la vida de las personas en todo el mundo, como el acceso al agua, la producción de alimentos, salud, uso de suelo y medioambiente (Zhou, 2020). Estos riesgos e impactos son evaluados con base en proyecciones futuras de cambio climático en función de distintos escenarios de mitigación de cambio climático,

por ejemplo, las Vías de Concentración Representativas, también conocidas como Representative Concentration Pathways (RCP).

En el reporte AR6 se han establecido nuevos escenarios de emisiones cuya consistencia sienta una base en todo este nuevo informe, por ejemplo, se modificó en comparación con el AR5 la respuesta climática a los GHG en un rango más amplio, el igual que el efecto del uso del suelo y futuros contaminantes del aire, la actividad solar y la influencia de fondo que tiene la actividad volcánica. Estos resultados brindan tres escalas temporales de impactos climáticos a futuro: a corto plazo, periodo del 2021-2040, a mediano plazo, periodo del 2041-2060, y a largo plazo, periodo del 2081-2100 (Jarraud & Steiner, 2014).

Otra de las razones por las que este nuevo reporte AR6 muestra una mejora con respecto a su predecesor AR5, es la presentación de los resultados de los modelos climáticos participantes en la Fase 6 del Proyecto de Inter comparación de Modelos Acoplados (CMIP6) del Programa de Investigación Climática Global, los cuales incluyen consideraciones como, una mejora en la representación física de los modelos, procesos químicos y biológicos, y una mejora de la resolución de los productos a disposición pública en comparación con las emisiones previas del IPCC. Finalmente, el reporte AR6 se considera el primero que construye las evaluaciones de cambios a futuro con base en combinaciones de proyecciones multi-modelo, con restricciones observacionales basadas en simulaciones pasadas de calentamiento global para los modelos de temperatura en la superficie, calentamiento del océano, y aumento del nivel del mar.

Cuando se discuten las posibles consecuencias del cambio climático, es necesario establecer vías donde se clasifique la concentración de los GHG como un indicador del estado mitigación del cambio climático, para ello, se utiliza un indicador numérico en los RCP, este indicador inicia en un valor de 2, el cual indica que una mitigación estricta y exigente, entre 4-6 la mitigación es intermedia, y arriba de 8, se plantean escenarios de emisiones muy altas de GHG.

En muchas regiones del mundo, los cambios en la precipitación y el aumento del derretimiento de los nivales causarán alteraciones en el balance de los sistemas hidrológicos, afectando los recursos hídricos en términos de cantidad y calidad. En las regiones áridas, la frecuencia de los periodos de sequía se incrementará conforme al progreso del siglo XXI. Puesto que la interacción entre el aumento de la temperatura modificará la velocidad de sedimentación, nutrientes y cargas contaminantes mediante lluvias fuertes, cuando acontezcan las temporadas de sequía los sumideros

de contaminantes incrementarán en concentración. Todo ello puede conducir a la intensificación y competición por los recursos hídricos. La resiliencia de muchos ecosistemas se verá excedida en gran medida por la combinación de perturbaciones asociadas al cambio climático como, inundaciones, sequías, incendios, insectos, acidificación de los océanos, entre otros conductores como el cambio de uso de suelo, la contaminación, la fragmentación de los sistemas naturales y la sobreexplotación de recursos. A causa de esto, aproximadamente el 20-30% de las especies animales y vegetales se encontrarán en riesgo de extinción. Entre las especies animales marinas, habrán cambiado su distribución geográfica, actividades estacionales, patrones de migración, abundancia e interacción entre especies (Maliva, 2021).

2.2.5 EVALUACIÓN DE RIESGOS CLIMÁTICOS

Es importante resaltar que ciertos riesgos son específicos y acorde a la ubicación geográfica de las comunidades y sociedades, no obstante, el cambio climático también es dinámico, puesto que hay cambios extremos en el ambiente a nivel local, que pueden afectar la frecuencia y severidad de la amenaza del clima. De igual manera, estos riesgos pueden afectar a sectores específicos, por ejemplo, al sector inmobiliario en caso de daños a inmuebles, destrucción de propiedades, costos de reparación de daños, o bien pueden impactar a los sectores financieros, servicios, a la seguridad o reputación de una ciudad o comunidad. Para lograr determinar el impacto de los efectos del cambio climático, es necesario estimar la extensión y magnitud de la afección de estos sistemas particulares, es decir, la exposición ya sea de los ecosistemas, presencia de personas, funciones medioambientales, servicios o recursos, infraestructura, o bienes culturales o sociales. La sensibilidad del sistema, es decir, si este cambio puede ser adverso o benéfico, y la habilidad del sistema a ajustarse a los daños potenciales, utilizarlos como una ventaja u oportunidades para afrontar estas consecuencias (capacidad de adaptación).

El uso de los impulsores de impacto climático CID es un excelente punto de partida para lograr evaluar una proyección de cambios en una región determinada. Estas son condiciones de sistemas físicos climáticos que afectan a las sociedades o ecosistemas. Dependiendo de la tolerancia de la parte que se esté viendo afectada, los cambios pueden ser benéficos, neutros, perjudiciales o, una mezcla de ellos. Los CID se agrupan en 7 tipos, como puede observarse en la Figura 20, de los cuales se proyecta que al menos 5 provocarán cambios en todas las regiones del mundo (Arias et al., 2021).

Number of land & coastal regions (a) and open-ocean regions (b) where each climatic impact-driver (CID) is projected to **increase** or **decrease** with **high confidence** (dark shade) or **medium confidence** (light shade)

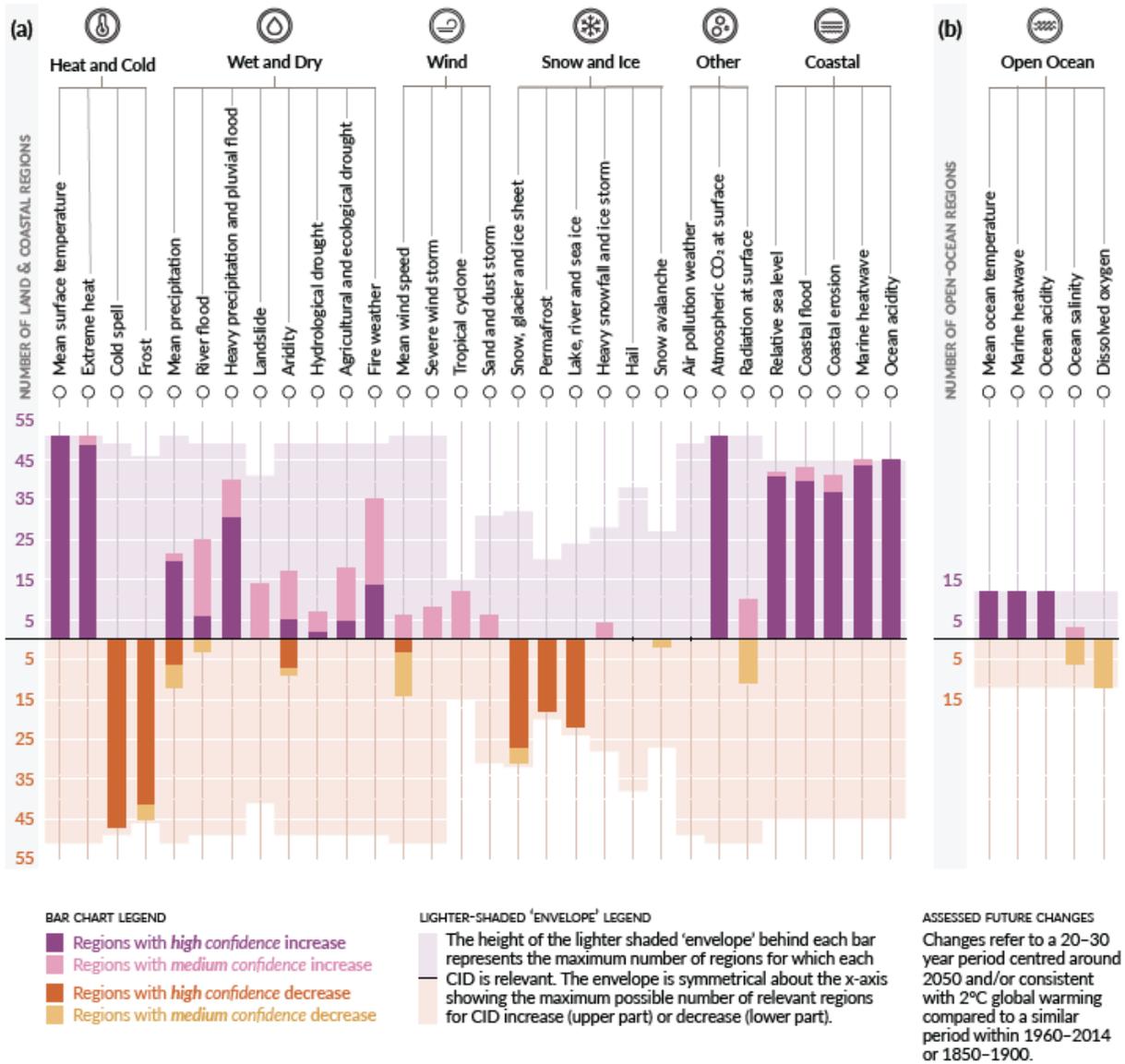


Figura 20. Síntesis de CID con base en el AR6 WGI, y su ocurrencia en las regiones del mundo (Jarraud & Steiner, 2014).

Se han considerado 37 impulsores de impacto climático en 7 categorías: calor y frío; humedad y sequía; nieve y hielo; costeros; océano abierto; y otros. Cada barra CID refleja la cantidad de regiones que acontecerán los mismos impactos, el color representa la dirección del cambio y el nivel de confianza del mismo. El morado indica un incremento, mientras el café indica un decremento, las sombras oscuras y claras son una referencia a una alta o baja confianza de la proyección (Jarraud & Steiner, 2014).

A nivel regional se puede utilizar la tabla 4 para determinar la confianza de los productos obtenidos para la elaboración de las evaluaciones a nivel regional, esto permite mantener una confianza alta entre los resultados obtenidos a nivel local con la dirección de las tendencias observadas en el cruce de líneas múltiples de evidencias del cambio climático del AR6, donde se consideran los escenarios RCP4.5, RCP6, RCP8.5, SSP2-4.5, SSP3-7.5 y SSP5-8.5.

Tabla 4. Síntesis de confianza de los cambios causados por los CID en cada región de referencia del AR6 WGI a través de líneas múltiples de evidencias observadas, atribuidas y proyectadas, así como la dirección de los cambios (Arias et al., 2021).

	Climatic Impact-driver																														
	Heat and Cold			Wet and Dry					Wind			Snow and Ice				Coastal and Oceanic			Other												
	Mean air temperature	Extreme heat	Cold spell	Frost	Mean precipitation	River flood	Heavy precipitation and pluvial flood	Landslide	Aridity	Hydrological drought	Agricultural and ecological drought	Fire weather	Mean wind speed	Severe wind storm	Tropical cyclone	Sand and dust storm	Snow, glacier and ice sheet	Permafrost	Lake, river and sea ice	Heavy snowfall and ice storm	Hail	Snow avalanche	Relative sea level	Coastal flood	Coastal erosion	Marine heatwave	Ocean and lake acidity	Air pollution weather	Atmospheric CO ₂ at surface	Radiation at surface	
Small Islands																															
Caribbean	↗	↗**													5									↗	6	↗	↗			↗	
Pacific	↗	↗***			2	3		4							5									↗	6	↗	↗			↗	
Central and South America																															
Southern Central America	↗	↗**	↘**												2								↗	3	↗	↗			↗		

Key for observational trend evidence ↗ Past upward trend (medium or higher confidence) ↘ Past downward trend (medium or higher confidence)
Key for attribution evidence *** High confidence (or more) ** Medium confidence
Key for level of confidence in future changes High confidence of increase (or more) Medium confidence of increase (or more) Low confidence in direction of change Medium confidence of decrease High confidence of decrease Not broadly relevant

Una vez valorados estos factores, se pueden utilizar estrategias de evaluación de la vulnerabilidad top-down (de arriba hacia abajo), que inician con el análisis del cambio climático y su impacto, o bottom-up (ascendentes), que inician enfatizando el contexto del porqué las personas son sensibles y expuestas a amenazas climáticas como las inundaciones; con base en ello se puede determinar la vulnerabilidad como sigue:

$$Vulnerabilidad = Exposición + Sensibilidad - Capacidad de Adaptación \quad (1)$$

La información climática física generada por las evaluaciones de cambio climático abordan la repuesta de la influencia humana, fuerzas naturales y variabilidad interna, permitiendo crear propuestas de niveles de afectación, informes sobre servicios climáticos o ecosistémicos, la evaluación de riesgos, o planes de adaptación o mitigación. Ambas son estrategias complementarias que responden al cambio climático mediante la gestión de riesgos con procesos

como la evaluación del impacto climático, ya sea directo o indirecto, el establecimiento de criterios en la toma de decisiones con base a los riesgos y vulnerabilidades, identificar opciones de adaptación y mitigación, e implementar decisiones para obtener resultados que puedan ser revisados de manera progresiva y continua. La adaptación es el proceso de ajuste al clima actual o esperado, así como sus efectos. En los sistemas humanos, la adaptación busca moderar o evitar el daño o explotar oportunidades benéficas. En algunas ocasiones en los sistemas naturales, la intervención humana puede facilitar el ajuste al clima y sus efectos. Por otra parte, la mitigación, es el proceso de reducir las emisiones o acentuamiento de sumideros de contaminantes o GHG, permitiendo limitar el futuro cambio climático (Zhou, 2020).

2.2.6 EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LOS RECURSOS HÍDRICOS

El balance de energía de la Tierra rige los cambios generales de precipitación y evaporación, dentro de las estimaciones realizadas por Dagan et al. (2019) la precipitación aumenta de 1 al 3% por cada 1°C de calentamiento global, ello implica un ajuste atmosférico rápido y una respuesta lenta del control de la temperatura a las fuerzas de radiación. Por lo tanto, el calentamiento impulsa el aumento de la intensidad de la precipitación mientras que la frecuencia es dominada por ajustes rápidos de la atmósfera al forzamiento de la radiación. No obstante, a escalas regionales (menores a 4000 km) la modificación del ciclo del agua es controlado por el transporte de humedad, el cual es dependiente de los procesos dinámicos y termodinámicos, resultando en modificaciones de la intensidad e intermitencia.

Debido al aumento generalizado de la temperatura a nivel global, la precipitación en latitudes altas, el ecuador del océano pacífico, las regiones húmedas de latitud media y regiones de monzones, tienen mayor probabilidad de incrementarse, por el contrario, muchas de las regiones de latitud media y subtropical tenderán a la sequía, pese a que se intensificará la frecuencia de fenómenos de precipitación extrema. De acuerdo con las proyecciones de la integración de los 31 modelos presentados por el CMIP6, bajo el escenario SSP5-8.5 se estima un aumento de la precipitación de 10-30% en gran parte de los Estados Unidos, y un decremento del 10-40% sobre América Central y el caribe, todo ello para el periodo 2080-2099 (Almazroui et al., 2021). Estos cambios en la precipitación aumentarán la duración e intensidad de las sequías de acuerdo con los modelos del CMIP6, del cual se estima un alto incremento en la duración de las sequías en América Central, el

Mediterráneo, el norte de África, entre otros. La duración en los escenarios de emisión moderada (SSP2-4.5) se prevén de 0.5 a 1 mes, y de 2 meses en los de alta emisión (SSP5-8.5).

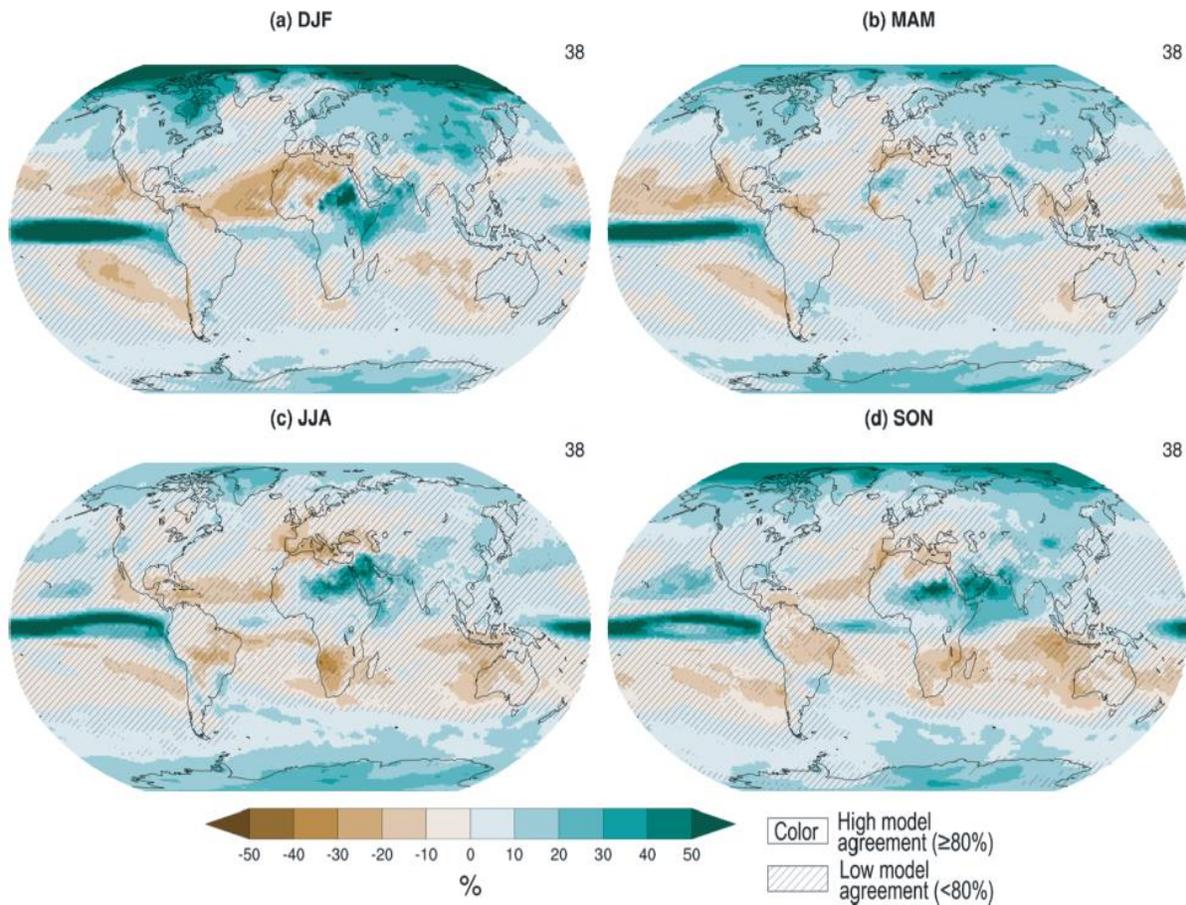


Figura 21. Cambios de la media de precipitación a largo plazo con base en la estacionalidad. Mapas globales de cambios relativos por estación en la media de precipitación de los modelos del CMIP6, para el escenario SSP2-4.5. Todos los cambios están estimados para el periodo 2081-2100, del periodo base 1995-2014. La concordancia entre los resultados de los modelos se muestra únicamente con el rango de color, el cual representa el aumento o disminución de la precipitación, mientras que un acuerdo bajo en los resultados se representa con líneas diagonales sobre la marca del color (Douville et al., 2021).

Las alteraciones hidrometeorológicas afectarán de manera potencial la demanda y suministro de agua local, donde el grado del impacto dependerá de la dirección, magnitud, y tipo de cambio climático, condiciones climáticas, la cantidad y tipo de agua usada, y los recursos de agua explotados. Se ha estimado que el agua subterránea provee el 50% de los suministros de agua, 40% de suministros industriales, y 20% del suministro para el riego. En caso de declinar la

disponibilidad de agua superficial, esta tendrá que ser compensada con el uso de agua subterránea, la cual juega un rol importante (Taylor et al., 2013), ya que puede fungir como un buffer en la adaptación a la variación del suministro de agua superficial, para esto se requiere que ésta sea una fuente sostenible, sin embargo, puede no ser fácilmente extraíble debido al estrés en las áreas donde se proyecta un decremento en la recarga. Pese a que el agua subterránea es menos susceptible que el agua superficial a las variaciones climáticas a corto plazo, debido a los grandes volúmenes de almacenamiento, en las zonas áridas se encuentra por debajo de los niveles sostenibles, debido al crecimiento poblacional y al desarrollo económico, ya que se requiere una mayor demanda para compensar la limitada disponibilidad de fuentes superficiales (Hansen et al., 2012).

Más allá de la variación anual o estacional en la magnitud de la precipitación, en la intensificación paralela del ciclo global del agua y el tiempo de residencia del vapor de agua atmosférico, la distribución diaria y sub-diaria cambiará de manera significativa. Esto llevará a largo plazo a días más secos, pero con una mayor repetición de eventos únicos de precipitación, sin importar el escenario de cambio climático que se evalúe. En las regiones del trópico, estas sequías pueden dominar el cambio en la precipitación anual al incrementar la variabilidad interanual más que la estacional de eventos de lluvia. No obstante, la relación entre la precipitación y la recarga no es lineal, dado que la recarga también depende de la intensidad y duración de la precipitación, de la estacionalidad y de la distribución temporal. Además, los cambios de cobertura y uso de suelo pueden modificar las tasas de recarga por medio de la variación de la evapotranspiración (ET) y la tasa de infiltración. Dependiendo de las condiciones hidrológicas, esta puede resultar en una menor recarga a media que se escurre más agua, o una mayor recarga si se permite que se acumule suficiente agua hasta superar los déficits de humedad del suelo, permitiendo que el agua percole hacia el acuífero (Canada et al., 2021).

En acuerdo con el AR5 se sugiere que los cambios en la evapotranspiración son mayormente dominados por la temperatura y la humedad relativa (Lainé et al., 2014). Estos modelos sugieren que la demanda evaporativa atmosférica incrementará sobre la mayoría de las áreas con escenarios de alta emisión de GHG, trayendo como consecuencia un déficit de presión de vapor.

A nivel regional la evapotranspiración se ve influenciada por los cambios en la humedad del suelo y vegetación, que modulan los flujos de humedad entre el suelo-atmosfera, no obstante, en caso de que aumente la eficiencia del uso de agua de la vegetación, esta podría limitar la evapotranspiración. Pese a esto, generalmente la evapotranspiración aumenta durante los periodos

de crecimiento, por lo que la parametrización de estos factores es compleja, y no se ha tomado en cuenta durante la elaboración de modelos climáticos. Con base en el CMIP6 la humedad del suelo en su capa superior (10 cm) tenderá a generalizar la sequía superando la proporción húmeda, y al ser esta más sensible, incrementará la demanda evaporativa, véase la Figura . Esta columna total de humedad es representativa a mayor profundidad con el rezago de la humedad de las estaciones previas, debido a la sensibilidad de los procesos vegetales. A nivel global se ha estimado que más del 40% de las áreas de suelo experimentarán un secado robusto durante todo el año, aun en los escenarios de menor emisión de GHG y al menos una tercera parte corresponderá a una respuesta de emisión antropogénica. Sin embargo, estas proyecciones son inciertas dado que responden a dos variables que tienen efectos opuestos en la disponibilidad de agua, la eficiencia de uso de agua de la vegetación y el índice de área foliar, por lo que es baja la confianza en este tipo de respuesta a futuro (Berg et al., 2017).

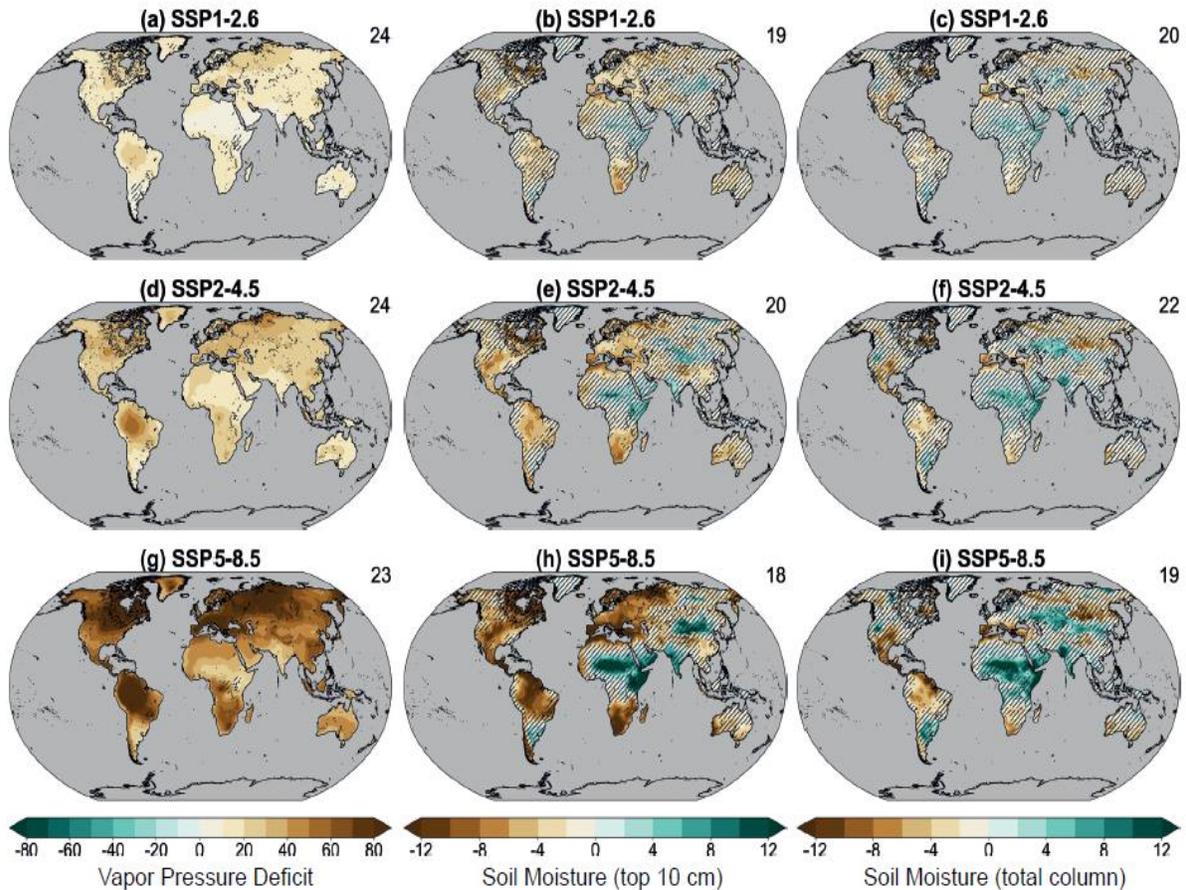


Figura 22. Cambios proyectados a largo plazo (2081-2100) de la humedad media del suelo y déficit de presión de vapor. Los mapas globales representan el cambio relativo en el déficit de presión de vapor medio anual, la humedad del suelo en la superficie (primeros 10 cm) y la columna total de suelo, provenientes de multi-modelos del CMIP6. Para el escenario SSP1-2.6 (a, b, c), SSP2-4.5 (d, e, f) y SSP5-8.5 (g, h, i). La concordancia entre los resultados de los modelos se muestra únicamente con el rango de color, el cual representa el aumento o disminución. Un acuerdo bajo en los resultados se representa con líneas diagonales sobre la marca del color (Marín & Andreo, 2015).

A nivel local, si decrece la precipitación, podría aumentar la demanda de agua para irrigación, la cual llevará al abandono de la actividad agrícola o a cambios en el tipo de cultivo, y/o un incremento en la eficiencia del uso del agua.

Estas variaciones en el ciclo hidrológico tendrán un impacto a futuro en la recarga de agua subterránea. Puesto que la demanda de este recurso aumentará, a nivel global se espera una rápida modificación en la distribución de comunidades biológicas terrestres. De manera indirecta, el

impacto antropogénico en la recarga de los acuíferos incluye modificaciones en los cultivos y las prácticas de agricultura. La vegetación puede afectar en gran medida las tasas de recarga. Puesto que el agua de lluvia puede pasar a través de la zona de raíces antes de recargar un acuífero, la vegetación adaptada a la escasez de agua puede, por ejemplo, ser altamente eficiente al extraer humedad del suelo, teniendo como consecuencia la modificación de la tasa de recarga (Douville et al., 2021). Una transición de vegetación nativa de raíces profundas a cultivos de raíces poco profundas para agricultura o paisaje, pueden incrementar las tasas de recarga ya que éstas pueden ser menos eficientes al extraer humedad del suelo. Aunque este aumento en la recarga puede parecer benéfico por la cantidad de agua, el agua subterránea decrece en calidad debido a la movilización de sales y nutrientes que se acumulan en la zona vadosa y en las zonas salinizadas causadas por el aumento de la tabla de agua cercana a la superficie del suelo. Por ello se considera que los cambios antropogénicos en la cobertura de suelo pueden afectar los climas locales, que a su vez afectan los recursos hídricos.

La temperatura puede afectar la recarga de agua subterránea a través de sus efectos en las tasas de ET y en la conductividad hidráulica. A tasas de ET mayores, los suelos presentan déficits de humedad de suelo más prolongados, que requieren de eventos de lluvia más largos para cubrir este déficit y permitir que el agua percole debajo de la zona de raíces y se convierta en recarga. Además, esta transición a condiciones más calientes y secas pueden resultar en suelos más secos de mayor retención de la precipitación. Las tasas de infiltración también están relacionadas con la temperatura del agua a través de la conductividad hidráulica, ya que la temperatura está en función de la viscosidad cinemática del agua. A medida que la temperatura incrementa, la viscosidad del agua decrece, y la conductividad hidráulica aumenta, por lo que, para un gradiente hidráulico dado, resultará en una infiltración más rápida.

2.2.7 CAMBIOS EN EL NIVEL DEL MAR

Los cambios en el nivel del mar provienen diversos rangos espaciales y escalas, desde el océano, la criósfera, el suelo y la atmósfera. El nivel del mar relativo es un cambio en la altura de la superficie media local del mar relativa a los pisos marinos (Gregory et al., 2019). El cambio en el nivel medio global del mar proviene de una variación de volumen del océano entre la superficie del mismo, es decir, es la suma de los cambios de densidad del océano (cambio termostérico del nivel del mar) y los cambios en masa, dando como resultado modificaciones de la criósfera o en el almacenamiento de agua en los continentes. El cambio estérico del nivel del mar es causado por la

variación de la densidad del océano y está compuesto por el cambio termostérico del nivel del mar y el cambio halostérico del nivel del mar, este último ocurre como resultado de la variación de la salinidad, una mayor salinidad conlleva a una mayor densidad y un decremento del volumen por unidad de masa. Pese a que ambos procesos son relevantes a escalas regionales y locales, los cambios termostéricos contribuyen al cambio global del nivel medio del mar, mientras que el cambio halostérico global medio es depreciable. Este cambio termostérico del nivel del mar, también conocido como “expansión térmica” ocurre como efecto de los cambios en la temperatura del océano, al aumentar la temperatura se reduce la densidad del océano e incrementa su volumen por unidad de masa (Fox-Kemper et al., 2021) . Dentro de los procesos que ejercen un efecto a nivel regional y local se encuentra el cambio oceánico dinámico del nivel del mar, el cual se refiere a la variación relativa del nivel medio del mar con respecto al geoide, y está asociado con la circulación y densidad del océano. Este vería regionalmente, pero por definición su media global es 0, e incluye la depresión de la superficie del mar mediante la presión atmosférica.

Finalmente, el aumento del nivel del mar o SLR puede disminuir la calidad del agua por medio de la salinización de los acuíferos costeros, directamente por inundaciones permanentes en zonas de baja altitud, erosión costera, e infiltración de agua marina durante las inundaciones por tormentas y eventos extremos de mareas. En función del tipo de respuesta del acuífero (controlada por el flujo, es decir, por las cargas hidráulicas) esta puede limitar o aumentar la extensión de la intrusión salina. En un sistema controlado por el flujo, la tasa de descarga de agua subterránea hacia el mar es persistente, pese a los cambios en el nivel del mar, y como resultado la intrusión salina es limitada (Werner & Simmons, 2009). El SLR tiende a causar la elevación del nivel freático, manteniendo el gradiente hidráulico hacia el mar, por lo que en sitios donde la elevación del nivel freático sea limitada por el drenaje, la tasa de intrusión salina será mucho mayor.

2.3 CONCEPTOS BÁSICOS DE LA MODELACIÓN DE ACUÍFEROS

Un modelo de un sistema de agua subterránea sintetiza y simplifica el conocimiento hidrogeológico en forma de texto, gráficos de flujo, secciones cruzadas, diagramas, y tablas. Expresa el pasado y el estado actual de este sistema con base en información de campo del sitio de estudio, así como cualquier otra información disponible de sitios similares. Los modelos de mayor peso tienen la capacidad de representar las cargas hidráulicas en un tiempo dado simplificando cualquier condición compleja bajo la superficie. Dentro de los modelos matemáticos existen los modelos basados en procesos (también conocidos como modelos con base física), que hacen uso de procesos y principios físicos para representar flujos de agua subterránea, y que son gobernados por ecuaciones que describen la física del problema dentro de un dominio (Beven & Young, 2013). Poseen condiciones de frontera y condiciones iniciales que permiten especificar las cargas hidráulicas al inicio de la simulación.

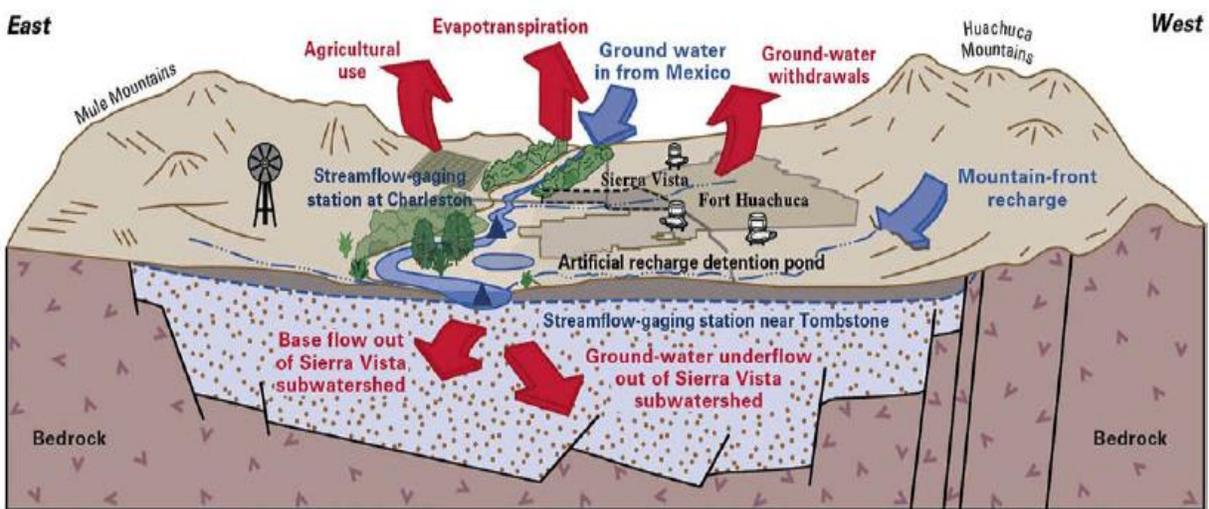


Figura 23. Componentes del balance hídrico y flujos de dirección (Healy, R.W, Winter, T.C, LaBaugh, J.W, Franke, 2007).

Los modelos numéricos suelen a hacer uso de esquemas de discretización en diferencias finitas (DF) o elementos finitos (EF), y permiten modelar flujos de agua subterránea en tres dimensiones, considerando la heterogeneidad del medio, para un estado de flujo estacionario o transitorio. Asignan valores de parámetros a nodos dentro del dominio del sitio, cuya complejidad puede llegar al uso de millones de ellos. No obstante, en la práctica, gran parte de los valores son constantes para determinadas áreas, haciendo uso de la zonificación para reducir la demanda de parámetros. Para su procesamiento requieren de códigos de lenguajes computacionales que permiten resolver

estos modelos, por ejemplo, el uso del código MODFLOW escrito en Fortran, o PEST++ escrito en C (Anderson et al., 2015). La mayoría de los modelos están diseñados para obtener proyecciones o estimaciones, por lo que sus resultados necesitan ser comparados con mediciones de campo, lo que permite la calibración del modelo. Generalmente los modelos conceptuales son construidos para una configuración específica de un sitio de estudio (Winter, 2001) y es deseable un diseño parsimonioso, es decir, que sea simple a un nivel en el que solo se incluyan los procesos necesarios para abordar el propósito del modelo, y sean también suficientemente complejos para representar el comportamiento del sistema.

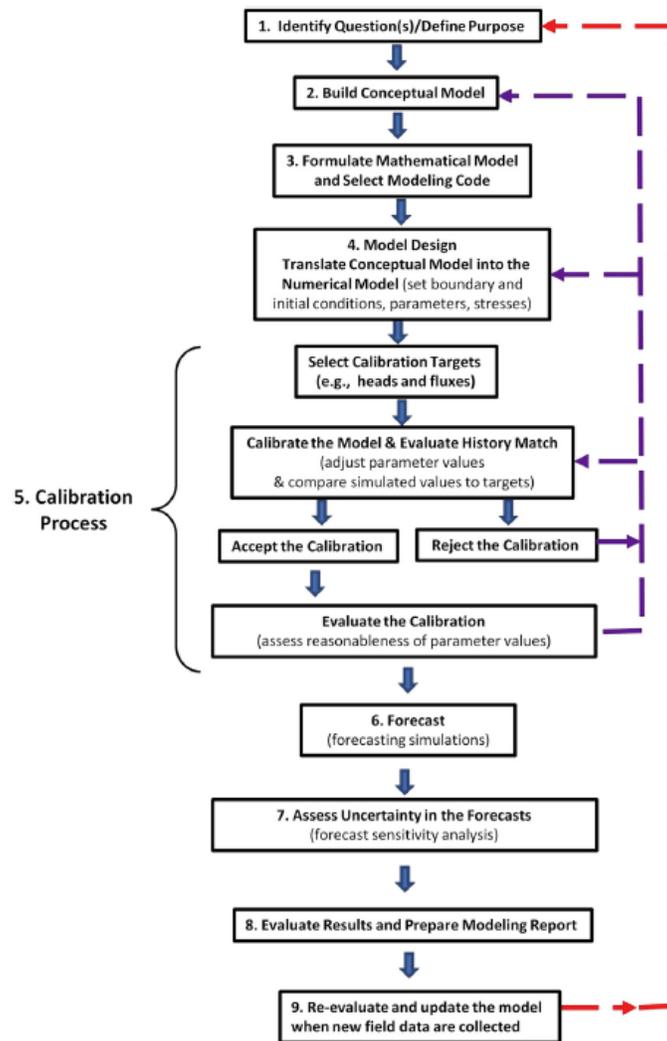


Figura 24. Flujo de trabajo para la modelación de aguas subterráneas (Healy et al., 2007).

El modelo conceptual debe contener información de las fronteras del modelo, así como propiedades hidrogeológicas e hidro-estratigráficas, direcciones de flujos (en medida de lo posible), fuentes y sumideros, al igual que los componentes que conforman el balance de hídrico de la zona de estudio. Las características geológicas del tipo de roca de la zona a modelar están basadas en su génesis, ya sean sedimentarias, ígneas y metamórficas; en campo, son clasificadas por características físicas incluyendo mineralogía y extensión lateral. Estos grupos son reunidos con base en la naturaleza y apertura de la roca, lo cual determina su transmisión y propiedades de almacenamiento.

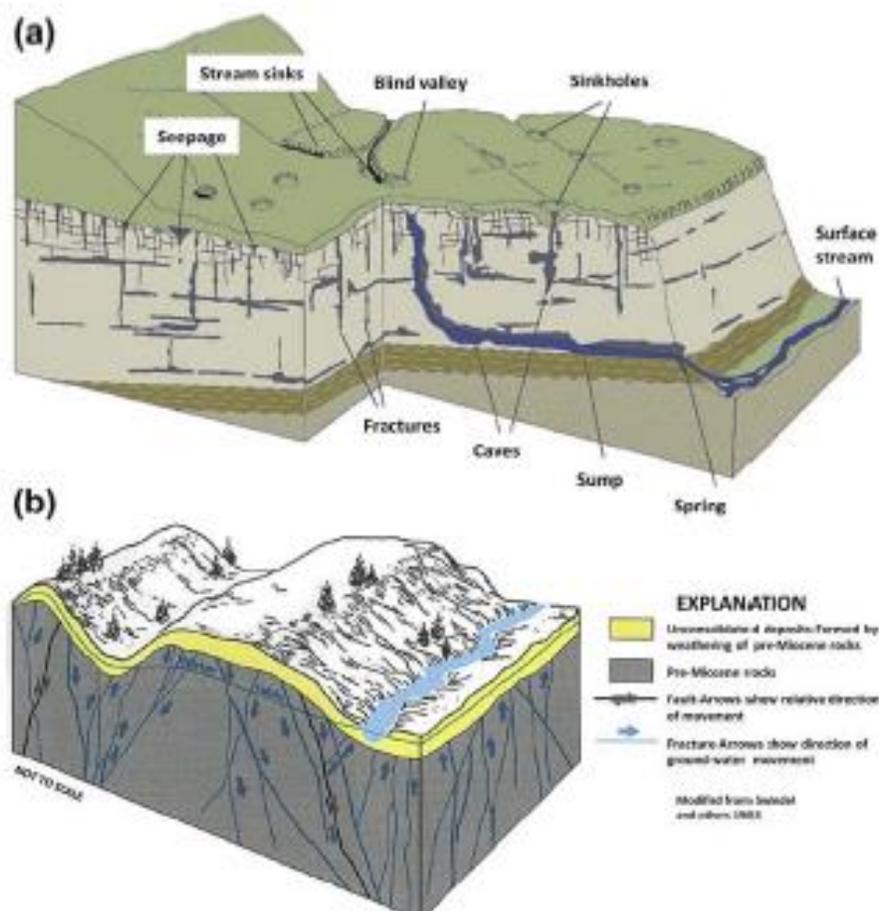


Figura 25. Ejemplificación de un modelo conceptual caracterizado por fracturas y conductos de disolución. a) Terreno kárstico fracturado y con cenotes. b) fracturas y fallas en terrenos ígneos y metamórficos (Anderson et al., 2015).

El medio poroso tiene propiedades de permeabilidad y porosidad. La porosidad primaria se refiere a los espacios presentes cuando se formó la roca, la porosidad secundaria son las aperturas (fracturas o conductos de disolución) formados después de la génesis de la roca, mientras que la

permeabilidad cuantifica la capacidad de los espacios interconectados para transmitir fluidos, también expresada en términos de la conductividad hidráulica, la cual es proporcional a la permeabilidad en la zona de saturación del acuífero. Las unidades hidro-estratigráficas se encuentran comúnmente en las columnas estratigráficas. En caso de ser conocidas sus propiedades, es conveniente que sean especificadas dentro del modelo conceptual, mientras que en caso de no poseer datos del sitio específico pueden estimarse a partir de datos de la literatura científica, de trabajos previos en áreas cercanas al sitio de estudio. Con el fin de asignar parámetros al modelo conceptual, este suele incluir la información con respecto a la deposición e historia geológica, al igual que posibles generalizaciones en la conectividad del espacio poroso.

2.3.1 FRONTERAS

Las fronteras de los modelos conceptuales son clave para establecer las condiciones matemáticas de los modelos numéricos, e influyen en los cálculos de las direcciones de flujos para un modelo en estado estacionario o transitorio. Estas condiciones pueden ser características hidráulicas o físicas, como cuerpos de agua o tipos de roca. En los modelos numéricos tridimensionales, la superficie freática se considera como una frontera superior, mientras que para las fronteras laterales es deseable que estén en concordancia con características físicas o hidráulicas que no cambien en el tiempo, para el caso estacionario, y que se conozca el cambio en el tiempo, para el estado transitorio.

La dirección de los flujos suele especificarse por líneas o flechas en mapas de superficies potenciométricas (en acuífero confinados) y de nivel freático (en acuíferos libres), o en secciones hidrogeológicas cruzadas. Generalmente son determinadas por mapas de contorno de estas superficies. Otro aspecto por considerar para estimar las direcciones de los flujos subterráneos son los sumideros de agua, ya que estos pueden remover cualquier agua subterránea del sistema, en forma de descarga difusa a humedales, cuerpos de agua superficial y océanos, líneas de descarga a drenajes, y puntos de extracción en pozos y manantiales. En caso de que el nivel freático esté muy cerca de la superficie, las pérdidas pueden deberse a evapotranspiración, que incluye la evaporación directa de la zona saturada y la transpiración de plantas cuyas raíces alcanzan el nivel freático (evapotranspiración freática).

OVERALL PREDEVELOPMENT WATER-BUDGET ANALYSIS		GROUND-WATER PREDEVELOPMENT WATER-BUDGET ANALYSIS	
INFLOW TO LONG ISLAND HYDROLOGIC SYSTEM		INFLOW TO LONG ISLAND GROUND-WATER SYSTEM	
	CUBIC FEET PER SECOND		CUBIC FEET PER SECOND
1. Precipitation	2,475	7. Ground-water recharge	1,275
OUTFLOW FROM LONG ISLAND HYDROLOGIC SYSTEM		OUTFLOW FROM LONG ISLAND GROUND-WATER SYSTEM	
2. Evapotranspiration of precipitation	1,175	8. Ground-water discharge to streams	500
3. Ground-water discharge to sea	725	9. Ground-water discharge to sea	725
4. Streamflow discharge to sea	525	10. Evapotranspiration of ground water	25
5. Evapotranspiration of ground water	25	11. Spring flow	25
6. Spring flow	25	Total outflow	1,275
Total outflow	2,475		

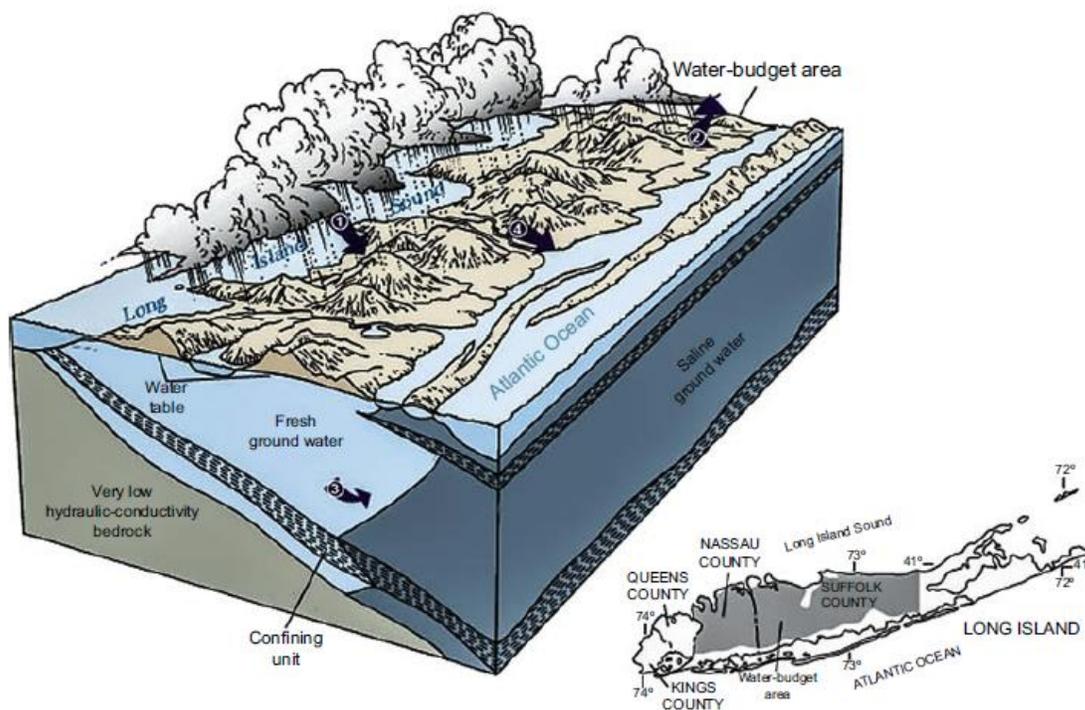


Figura 26. Balance hidrológico e hidrogeológico (Anderson et al., 2015).

2.3.2 LIMITACIONES DE LOS MODELOS

Al ser todos los modelos de aguas subterráneas simplificaciones de una realidad descrita, inherentemente contendrán un grado de incertidumbre y falta de singularidad. Es decir, un modelo no puede conjuntar y representar por completo la complejidad del mundo natural, por lo tanto, esta incertidumbre debe ser evaluada y reportada, mientras que la falta de singularidad implica que los modelos pueden reproducir a partir de diferentes combinaciones de parámetros, los mismos resultados que los datos medidos en campo. Una incertidumbre surge a partir de los parámetros seleccionados para representar un modelo, ya que estos no pueden describir o cuantificar en su

totalidad los factores que afectan las condiciones hidrogeológicas, es decir, son fuentes de desconocimiento que incluyen características no esperadas de propiedades hidrogeológicas (Bredehoeft, 2005).

2.3.3 ECUACIONES QUE RIGEN LOS MODELOS

Los modelos numéricos emplean aproximaciones que son gobernadas por una ecuación con el fin de determinar las cargas hidráulicas en un punto determinado, las cuales son calculadas por medio de puntos discretos (nodos) para valores de tiempo específicos. La Ley de Darcy, es la ecuación utilizada para representar el flujo de un fluido de una fase con una densidad constante a través de un medio poroso, y se emplea en medios porosos equivalentes, es decir, en aquellos que pueden considerarse de manera razonable como medios porosos continuos (Anderson et al., 2015). La ecuación que la describe relaciona la descarga específica (\mathbf{q}), con el gradiente de la carga hidráulica (h) y la conductividad hidráulica \mathbf{K} de la siguiente forma:

$$\mathbf{q} = -\mathbf{K} \text{ grad } h \quad (1)$$

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \quad (1.1)$$

$$q_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad (1.2)$$

$$q_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad (1.3)$$

En conjunto con la ecuación de conservación de la masa, permite describir la variación espacio-temporal de las cargas hidráulicas. Considere por ejemplo el flujo de agua (q_x , q_y , q_z) que pasa a través de un volumen pequeño ($\Delta x \Delta y \Delta z$), conocido como volumen elemental representativo, tal y como se observa en la Figura . A partir de la conservación de la masa (balance de agua) para un eje cualquiera se obtiene:

$$\text{salida} - \text{entrada} = \Delta \text{almacenamiento}, \quad (2)$$

$$\frac{[(q_x)_{\text{salida}} - (q_x)_{\text{entrada}}]}{\Delta x} \Delta x \Delta y \Delta z. \quad (3)$$

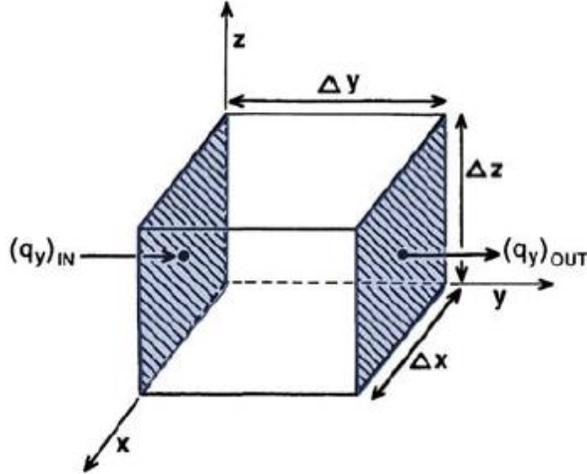


Figura 27. Volumen elemental representativo (Anderson et al., 2015).

Considerando la variación entre los flujos de entrada y salida para los tres ejes, la razón de cambio del flujo se puede expresar en términos de derivadas por medio de la siguiente ecuación:

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \Delta x \Delta y \Delta z = \Delta_{almacenamiento}. \quad (4)$$

Como esta ecuación debe considerar la posibilidad de la extracción de agua como pozos de bombeo o fuentes de agua como pozos de inyección o recarga dentro del volumen elemental representativo, se utiliza la variable W^* como carácter de fuente de agua. Considerando de igual forma el almacenamiento específico S_s , es decir, la cantidad de agua por unidad de volumen que es almacenada o liberada debido a la compresibilidad del medio y del agua en los poros, debido a un cambio unitario en el nivel de agua en el acuífero, se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} - W^* = -S_s \frac{\Delta h}{\Delta t}, \quad (5)$$

donde Δh es la variación de la carga hidráulica. Sustituyendo las expresiones de la Ley de Darcy en la ecuación anterior se obtiene la ecuación que gobierna el flujo transitorio de agua subterránea para un medio heterogéneo y anisótropo:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} - W^*. \quad (6)$$

2.3.4 MÉTODOS NUMÉRICOS

Generalmente se hace uso del método de diferencias finitas (DF) para discretizar la Ec. (6) en nodos ubicados en un espacio de tres dimensiones (x, y, z) . Con este fin, los nodos (i, j, k) , corresponden

a las columnas, filas, y capas de un modelo de bloques en 3D, donde en el centro de cada celda o bloque se especifica el valor medio de la carga hidráulica (Anderson et al., 2015), tal y como se observa en la Figura . Por lo tanto, el valor de la derivada de la carga hidráulica en cada dirección, se puede aproximar utilizando la información de las cargas hidráulicas en los nodos adyacentes. Por ejemplo, la derivada parcial en la dirección x se puede aproximar de la siguiente forma:

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{h_{i+1,j,k} - h_{i-1,j,k}}{2\Delta x}, \quad (7)$$

Donde $2\Delta x$ es la distancia entre los nodos $h_{i+1,j,k} - h_{i-1,j,k}$.

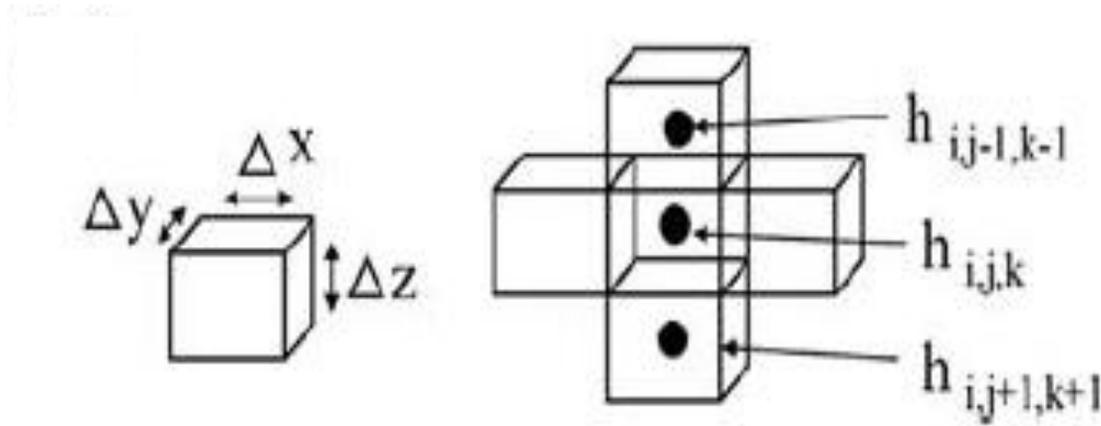


Figura 28. Representación del método de diferencias finitas (Anderson et al., 2015).

En el método de diferencias finitas para volúmenes de control, se integra la Ec. (6) para un volumen de control pequeño V donde:

$$\int_V (K\nabla h) dV = \frac{\partial}{\partial t} \int_V (S_s h) dV + \int_V W dV, \quad (8)$$

Convirtiendo la integral de volumen una integral de superficie:

$$\int_S (K\nabla h) \cdot \mathbf{n} dS = S_s V \frac{\partial h}{\partial t} + W V, \quad (9)$$

Donde \mathbf{n} representa un vector normal unitario que apunta hacia afuera en la superficie del volumen y S es la superficie del volumen de control. Esta es una forma de representar la ecuación primaria en forma de conservación de masa, o balance hídrico, donde los flujos de entrada y salida en el balance de la superficie tienen ganancias o pérdidas provenientes de fuentes o sumideros, y cambian el coeficiente de almacenamiento dentro del volumen. El sistema de flujo se subdivide en

pequeños subdominios V , donde el balance de masa es calculado para cada volumen. La integral de superficie en el lado izquierdo representa la suma de los flujos sobre la superficie, es decir, representa la variación del volumen de control, sujeto a las fronteras y condiciones iniciales. El lado derecho de la ecuación expresa la tasa de acumulación de agua, expresada en términos de la variación de la carga hidráulica en el tiempo. Esta ecuación tiene una forma general para el balance hídrico para una celda n conectada una celda vecina m :

$$\sum_{m \in \eta_n} C_{nm}(h_m - h_n) + HCOF_n(h_n) = RHS_n. \quad (10)$$

En la ecuación anterior C_{nm} es la conductancia entre las celdas n y m ; h_n y h_m son las cargas hidráulicas en las celdas n y m ; $HCOF_n$ y RHS_n son iguales a $HCOF_{i,j,k}$ y $RHS_{i,j,k}$:

$$HCOF_{i,j,k} = \frac{-SS_{i,j,k}V_{i,j,k}}{\Delta t}, \quad (11)$$

$$RHS_{i,j,k} = \frac{-SS_{i,j,k}V_{i,j,k}h_{i,j,k}^{t-1}}{\Delta t}. \quad (12)$$

El almacenamiento específico de la celda (i, j, k) está dado por $SS_{i,j,k}$; $V_{i,j,k}$ es el volumen $(\Delta x_{i,j,k}\Delta y_{i,j,k}\Delta z_{i,j,k})$ de la celda (i, j, k) ; Δt es el periodo de tiempo; $h_{i,j,k}^{t-1}$ es la carga hidráulica en el nodo (i, j, k) en el nivel de tiempo anterior $(t-1)$. El primer término de la Ec. (10) representa el flujo entre las celdas n y m calculado por la ley de Darcy. La suma del primer término es sobre todas las celdas m asociadas al volumen η_n , que es el conjunto de celdas conectadas a la celda n .

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

Se desarrolló un modelo tridimensional del acuífero noreste del estado de Quintana Roo, el cual se implementó utilizando el software de modelación de acuíferos MODFLOW v.6. Se simuló el comportamiento de flujo en estado estacionario, el cual consideró distintas superficies de precipitación y evapotranspiración, cambios en la conductividad hidráulica horizontal y vertical, la recalibración de fondo de dren asociado a los lineamientos de fracturas, y la incorporación de superficies de profundidad de raíces para la estimación de la evapotranspiración. Esto permitió obtener la superficie freática de las aguas subterráneas para las condiciones actuales, y futuras como consecuencia del aumento del nivel del mar, el aumento de temperatura, y cambios en la evapotranspiración y la precipitación.

Para simular el comportamiento del acuífero, considerando el aumento del nivel del mar o SLR en la frontera marina para diferentes escenarios futuros de CC, se asignaron los datos obtenidos del Atlas de Cambio Climático del AR6 del IPCC, como un cambio en el gradiente hidráulico de la zona limítrofe costera. Estos resultados se comprobaron con resultados en los que se consideró explícitamente el desplazamiento de la frontera marina tierra adentro, inundando zonas topográficas por debajo del nivel de elevación del mar. En esta última modalidad, la nueva frontera marina se consideró como el datum a efectos de simulación, es decir se consideró un valor de carga hidráulica igual a cero a lo largo de esta frontera. Por lo tanto, la comparación entre ambos esquemas de simulación de escenarios futuros, los cuales fueron equivalentes y estuvieron dentro del mismo orden de precisión numérica, requirió la corrección a los distintos datum utilizados.

3.1 ÁREA DE ESTUDIO

El polígono que se usó para este estudio comprende el noreste del estado de Quintana Roo, México, donde se encuentran los municipios de Tulum, Solidaridad, Puerto Morelos y Benito Juárez, en concordancia con el estudio realizado por Escobedo et al. (2021); véase Figura . Para evaluar las inundaciones por aguas subterráneas, se consideró una franja tierra adentro de 10 km de ancho, a diferencia de la franja de 1 km de ancho considerada por Rotzoll y Fletcher (2013) en las costas de Oahu, Hawái, y por Befus et al. (2020) en las costas de California; véase Figura . No obstante, las simulaciones para los distintos escenarios de SLR, sí consideraron el polígono de estudio completo,

al igual que las simulaciones de escenarios acoplados en los que se incluyó el cambio de precipitación y evapotranspiración debido al CC.

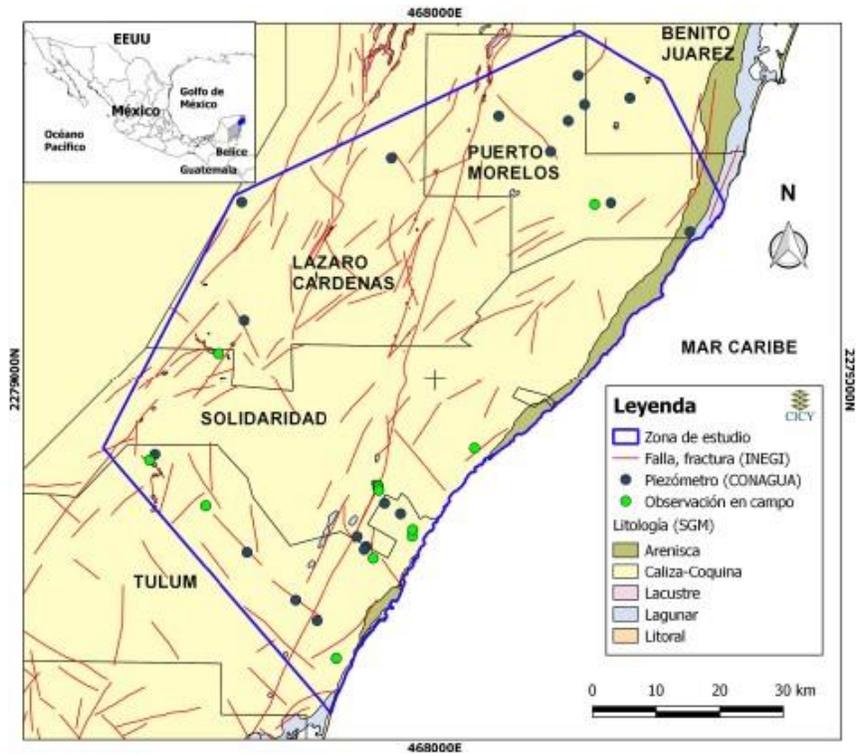


Figura 29. Zona de estudio en el noreste de Quintana Roo (Escobedo et al., 2021).

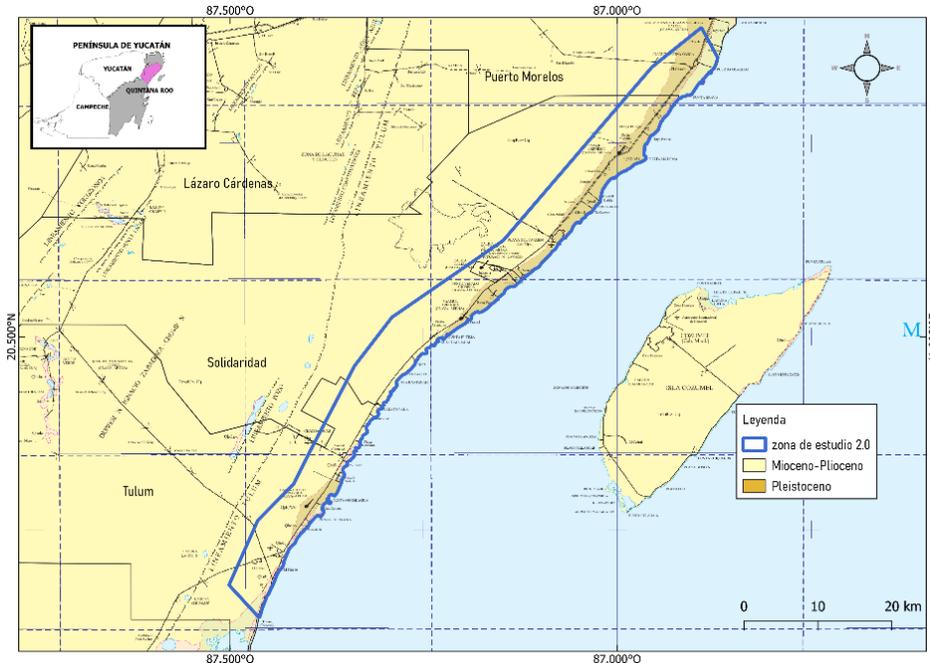


Figura 30. Redefinición de la zona de estudio a 10 km tierra adentro, de la franja costera.

3.2 MODELO CONCEPTUAL

El diseño del modelo conceptual tuvo como propósito describir de manera simple las características hidrogeológicas principales de la zona de estudio y converger variables principales dentro del balance hídrico del acuífero a un nivel de complejidad suficiente para representar la interacción del acuífero con sus fronteras físicas e hidráulicas, véase Figura . Se introdujo información de las propiedades hidrogeológicas e hidro-estratigráficas, fronteras físicas, parámetros hidrológicos e hidráulicos, información estratigráfica de la provincia geológica, así como las estimaciones de extracción de agua concesionadas por la CONAGUA. Se consideró el área total de estudio, al igual que los datos disponibles de precipitación y evapotranspiración media anual de los registros históricos, con el fin de estimar el movimiento del agua subterránea en el sistema (Sathish et al., 2018).

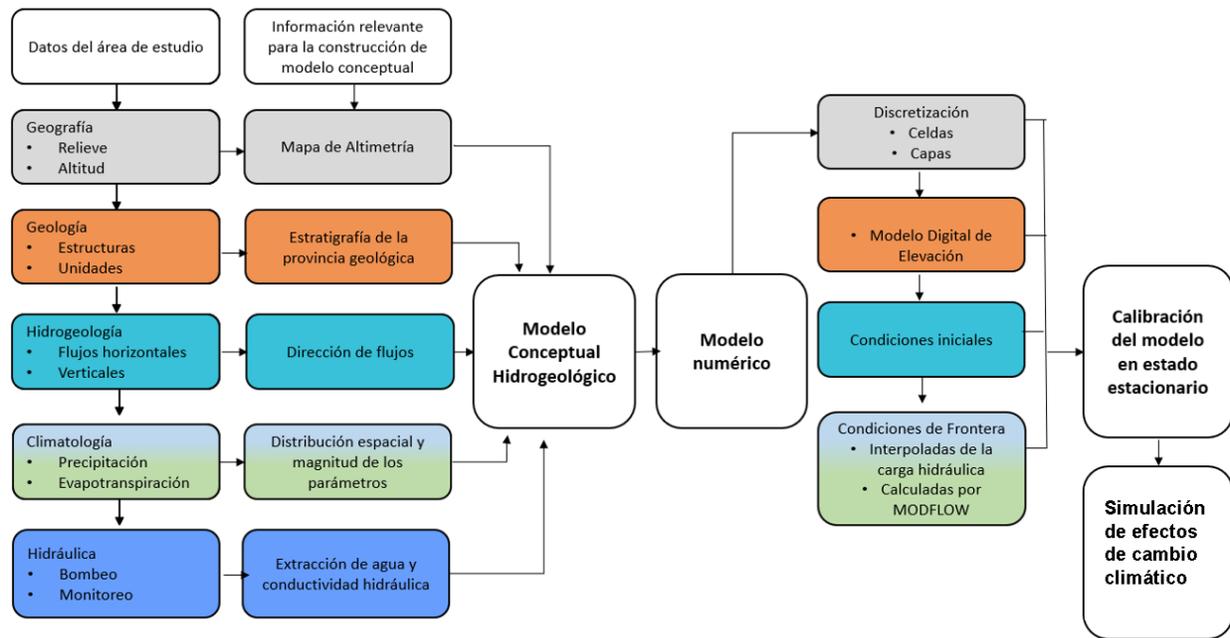


Figura 31. Modelo conceptual para la simulación de la superficie freática del acuífero noreste de la península de Yucatán.

3.3 CÓDIGO DE SIMULACIÓN

Se empleó el software modular de flujos de agua subterránea MODFLOW para simular el nivel freático y el flujo de agua subterránea para los entornos costeros. La parte superior de las celdas del modelo se colocó en la superficie del suelo basándose en los datos topográficos del Modelo Digital de Elevación (MDE) para determinar los niveles de agua subterránea en el estado estacionario en las celdas, permitiendo que el agua subterránea fluya a través de las celdas hasta que el modelo alcanzara el equilibrio para el conjunto de valores de los parámetros elegidos (condiciones de frontera marina, conductividad hidráulica horizontal y vertical, y nivel del mar). Se utilizó la interfaz Modelmuse para desarrollar las entradas del modelo e interpretar las salidas. Para el caso de estudio de un medio poroso homogéneo, estableció una conductividad hidráulica en dirección vertical de una décima parte de la conductividad hidráulica homogénea en la dirección horizontal. Para los otros casos se estableció de acuerdo con el modelo geológico de la zona de estudio. Todos los modelos realizados en MODFLOW se ejecutaron en estado estacionario.

Una vez obtenido el modelo en estado estacionario, y considerando las entradas del modelo que dependen de los escenarios de cambio climático, se corrieron simulaciones para distintos escenarios futuros, los cuales se compararon con los datos de la modelación hidrogeológica del

presente, de esta forma se identificaron las zonas inundables y se procedió con la evaluación de zonas de riesgo de inundación.

3.4 CONDICIONES INICIALES

Para llevar a cabo el modelo en estado estacionario se estableció $\partial h/\partial t$ igual a cero, con el fin de obtener una aproximación a la media de los patrones y tasas de flujo de agua subterránea, las descargas del acuífero, los gradientes de la tabla de agua, y las direcciones de flujo. Se estableció la distribución de cargas hidráulicas por medio de una interpolación de la media de la red piezométrica de la CONAGUA en la zona de estudio y las mediciones del nivel freático obtenidos en campo por Escobedo et al. (2021).

3.5 BOMBEO

Se introdujeron los volúmenes de extracción de agua de las concesiones otorgadas por la CONAGUA (descritas en el sitio www.aguaparatodos.org.mx) en ModelMuse (interfaz gráfica), que permitió especificar la interpretación de la tasa de bombeo o inyección, ya que son sitios de extracción de agua para el uso y consumo humano, y la magnitud de esta afecta considerablemente la composición del acuífero. Se implementaron usando el paquete “WELL” en MODFLOW, de modo que se pudo especificar la tasa volumétrica de extracción (negativa), la cual es de forma calculada, cuando la tasa de bombeo se encuentra por unidad de longitud o área y se multiplica por la longitud o área del objeto, y de forma directa, cuando la tasa se aplica directamente a cada celda que ocupa el objeto, o bien total, cuando se trata de una tasa de bombeo por capa, es decir, cuando se reparte proporcionalmente a la longitud del objeto considerado.

3.6 CONDICIONES DE CONTORNO

Estas condiciones determinaron la interacción entre las masas de agua del modelo y el exterior. En los modelos de flujo se diferencian tres tipos: la condición de Dirichlet, donde se prescribe la altura piezométrica, de Neumann, donde se prescribe el flujo de entrada o de salida, o bien de Cauchy, la cual es una combinación de los dos tipos anteriores, donde el flujo se encuentra en función de la altura piezométrica.

Los límites laterales tienen una influencia en los flujos volumétricos, las direcciones de éstos y su relación con la masa de agua subterránea, donde se consideraron flujos de entrada y de salida. Estas condiciones se definieron mediante el paquete “Time-Variant Specified-Head Package (CHD)”,

para simular las condiciones de contorno en las que el flujo es dependiente de la altura piezométrica establecida por las cargas interpoladas de la red piezométrica en la zona de estudio (Fernández Urizar, 2017).

3.7 SELECCIÓN DE DATOS DE POZOS

Se utilizaron datos de Escobedo Cen (2021) del monitoreo de pozos de la red piezométrica de la CONAGUA, los cuales contenían los datos de la profundidad del nivel freático que se encontraban dentro de los límites del área de estudio. Se obtuvo el promedio de las cargas históricas por pozo para tener una mayor confianza en que la representación de la superficie interpolada del acuífero costero poco profundo sea el que responda al cambio en el SLR y a la precipitación (Hoover et al., 2017).

3.8 MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN

Se obtuvo un modelo digital de elevación de alta resolución LiDAR, con resolución de 5 m del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, que se manejó íntegro para su uso en el modelo numérico. Para su uso en los cálculos del método FAO Penman-Monteith, se realizó un suavizado del relieve mediante el llenado de píxeles potencialmente atípicos por el método de vecinos más cercanos. Posteriormente, se determinó la dirección de flujo y áreas problema para eliminar las depresiones del MDE. El producto final presentó una elevación mínima de -6 m a un máximo de 53 m, de acuerdo con la metodología realizada por Orozco Medina et al., (2019). Para todos los análisis topográficos y de elevación de las aguas subterráneas se usó el Datum WGS84 o UTM, el cual permitió describir la altimetría del área de estudio (Contreras & Odriozola, 2016).

3.9 PRECIPITACIÓN COMO CONDICIÓN DE RECARGA

Se consideraron las variaciones climatológicas históricas para obtener las superficies climatológicas de precipitación y evapotranspiración. Para ello se obtuvieron los registros de históricos de estos parámetros, y a partir de los promedios se generaron interpolaciones utilizando la distancia inversa ponderada (IDW) para estimar su distribución espacial.

Como primera aproximación, para calcular la recarga de la zona de estudio, se obtuvo del Centro de Ciencias de la Atmósfera (UNIAMOS) la superficie climática de precipitación anual de la República Mexicana, calculada por estación climatológica a partir de la base diaria de 1902-2011 del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Esta tiene un control de calidad eliminando las

estaciones con valores por encima y por debajo de la media más menos dos desviaciones estándar. A esta superficie interpolada se sumó la superficie de referencia de Worldclim del periodo 1950-2000, con el fin de obtener una resolución espacial de 926 m. Esta información en formato GeoTIFF se procesó en el Software QGIS, donde se recortó con el polígono de la zona de estudio como máscara para obtener los valores de precipitación anual (mm), cuyos mínimos son de 1121 mm/año en la costa de Puerto Morelos y la zona norte del área de estudio. Los máximos son de 1346 mm/año y se encuentran en la mayor parte de la costa de Playa del Carmen y en dirección Noroeste hacia Lázaro Cárdenas, véase Figura .

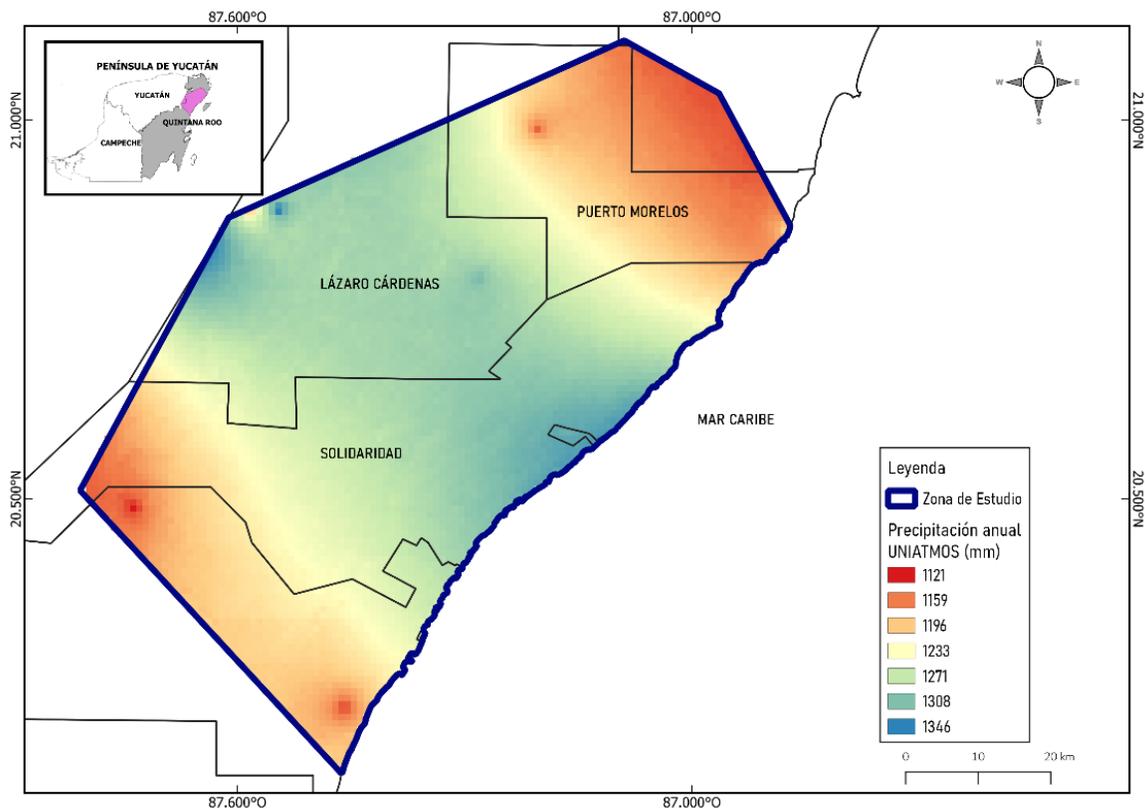


Figura 32. Precipitación anual en la zona de estudio (mm) de acuerdo con los datos históricos del periodo 1902-2011 del Centro de Ciencias de la Atmósfera (UNIATMOS).

Posteriormente, se realizaron tres superficies climáticas de precipitación anual adicionales, con el fin de comparar los patrones y magnitud de este parámetro en función de los datos proporcionados por distintas bases de datos, las estaciones climatológicas disponibles, y valores publicados en la literatura para el área de estudio. Los datos utilizados se extrajeron de la Base de Datos Climatológica Nacional (Sistema CLICOM) de registros históricos de periodos variables

(comprendidos entre 1961 y 2012), y para la segunda base de datos, las estadísticas climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) proporcionadas por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), en el periodo 1951-2010. La superficie de precipitación obtenida de la base de datos CLICOM se realizó mediante el uso de la información de 10 estaciones climatológicas (claves: 23027, 23025, 23163, 23014, 23157, 23012, 23155, 23023, 23011 y 23166), y una interpolación de distancia inversa (IDW). De esta base de datos se obtuvo una magnitud menor, un patrón distinto y visualmente apreciable proveniente de la estación climatológica Central Vallarta (clave 23166), cuyo valor mínimo de precipitación es de 760 mm/año aproximadamente y se localiza en Puerto Morelos. La zona de precipitación alta coincide con la provista por UNIATMOS, en la costa de Playa del Carmen en dirección noroeste hacia Lázaro Cárdenas, donde se encuentra el valor más alto (1400 mm/año), véase Figura .

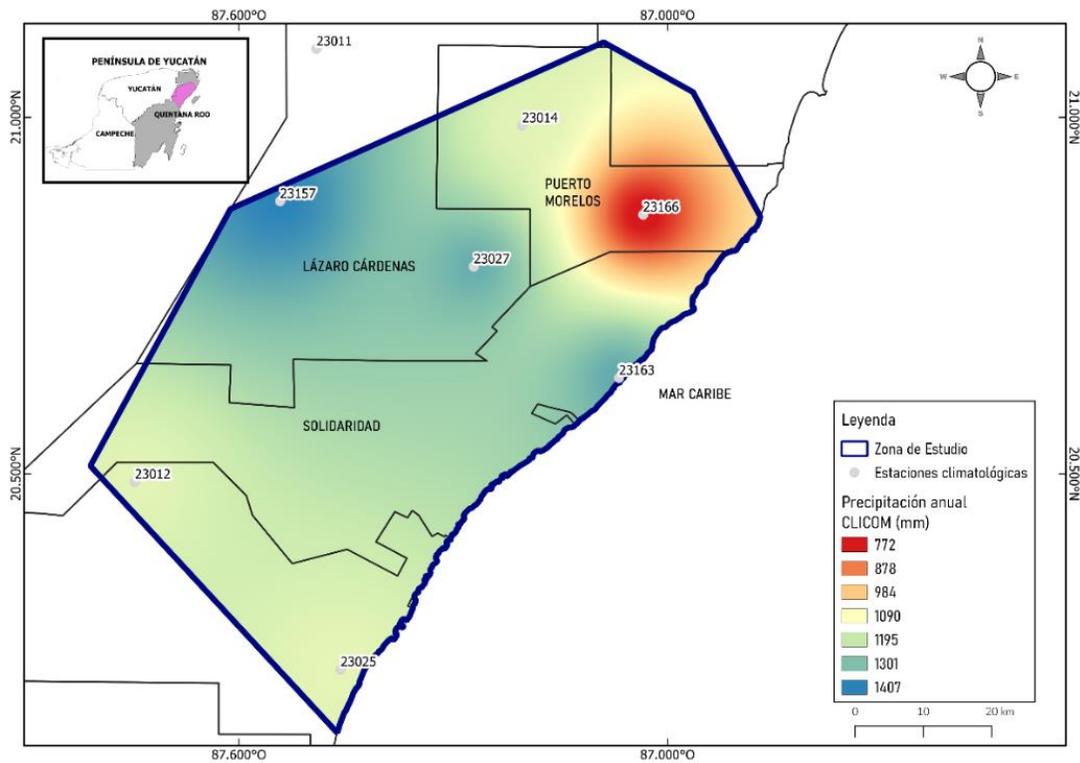


Figura 33. Precipitación anual en la zona de estudio (mm) de acuerdo con los datos históricos de periodos variables entre 1961-2012 de La Base de Datos Climatológica Nacional (CLICOM).

No obstante, estos valores de precipitación concuerdan con el rango estimado por Bauer-Gottwein et al. (2011) que, por medio del set de datos de La Misión de Mediciones de Precipitación Tropical

(TRMM por sus siglas en inglés), estimaron que la precipitación media anual de la PY se encuentra en un rango de 550-1500 mm/año.

Con respecto a la superficie climática de las normales climatológicas de CONAGUA, se realizó una primera interpolación IDW considerando 9 estaciones climatológicas (claves: 23027, 23025, 23163, 23014, 23157, 23012, 23155, 23023 y 23011) ya que el servicio de Información Estadística Climatológica no cuenta con datos estadísticos de la estación Central Vallarta (clave 23166). A continuación, se repitió el procedimiento anterior, considerando los datos de la estación 23019 Puerto Morelos (actualmente suspendida), con el fin de sustituir los valores de la estación Central Vallarta y realizar una interpolación con 10 estaciones nuevamente.

Las superficies de precipitación obtenidas se pueden observar en la Figura 34 a) y b). Esta figura muestra entre sí una gran similitud tanto en los valores de precipitación, como en el patrón de esta. La zona sur del área de estudio coincide en magnitud con la de UNIATMOS y CLICOM (1100 mm/año aproximadamente), al igual que la zona central del área de estudio. No obstante, al añadir en la Figura 34b los datos de la estación 23019, se puede apreciar una disminución de 100 mm aproximadamente en la zona costera del municipio Puerto Morelos, la cual disminuye tierra adentro.

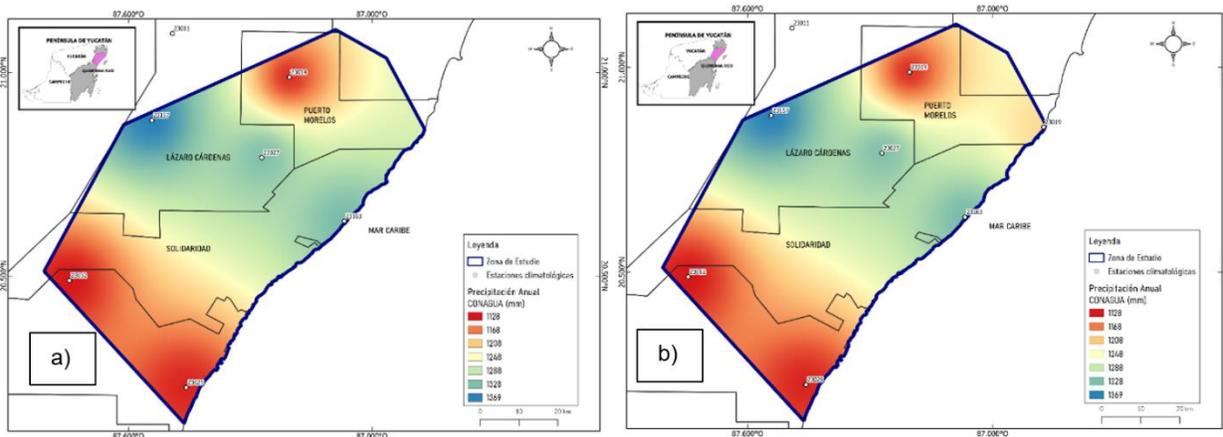


Figura 34. Precipitación anual en la zona de estudio (mm) de acuerdo con los datos históricos del periodo 1951-2010 de las estadísticas climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) proporcionadas por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). La figura a) se realizó con datos de 9 estaciones climatológicas 23027, 23025, 23163, 23014, 23157, 23012, 23155, 23023 y 23011,

mientras que la figura b) se realizó considerando las mismas estaciones más la estación 23019 de Puerto Morelos (23019).

Una vez realizados los modelos de precipitación espacial, a partir de las diferentes bases de datos de estaciones climatológicas disponibles en la zona de estudio, se seleccionó la base de UNIATMOS, puesto que el rango de valores mínimos y máximos coincide en gran medida con lo reportado por Bauer-Gottwein et al. (2011) para la zona noreste del estado de Quintana Roo.

3.10 EVAPOTRANSPIRACIÓN

Se llevaron a cabo dos métodos para el cálculo de la evapotranspiración en la zona de estudio, con el fin de obtener una aproximación más realista de las condiciones hídricas de la zona de estudio, los métodos seleccionados fueron el de Thornthwaite y Penman-Monteith. El primero requiere únicamente de los datos de temperatura mensual de la zona de estudio, y como factor de corrección, el número de días del mes, y horas de luz de cada día, estas últimas dadas en función de la latitud del área de estudio. Para Realizar el método de Penman-Monteith se requirió además de los datos de temperatura mínima, media y máxima, el modelo digital de elevación, la presión de vapor de saturación, la velocidad del viento y la radiación solar.

Los datos de temperatura (mínima, media y máxima) se obtuvieron de la base de datos del Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático (UNIATMOS), de los registros históricos del periodo 1902-2015. Los datos de presión de vapor de saturación, velocidad del viento y radiación solar se obtuvieron de los datos históricos climáticos de la base WorldClim 2.1 del periodo 1970-2000.

3.11 MÉTODO DE THORNTHWAITE

Thornthwaite introdujo el término evapotranspiración potencial (ETP) para expresar la cantidad de agua que perderá una superficie completamente cubierta de vegetación en crecimiento activo si en todo momento existe en el suelo humedad suficiente para su uso máximo por las plantas. De modo que la evapotranspiración está dada por la siguiente ecuación:

$$e = 16(10 * t/I)^a \quad (13)$$

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j \quad (14)$$

$$i_j = (t/5)^{1.514} \quad (15)$$

$$a = 0.000000675 * I^3 - 0.0000771 * I^2 + 0.01792 * I + 0.49239 \quad (16)$$

Donde t la temperatura media mensual en °C, I es el índice térmico anual en °C, a el exponente que varía con el índice anual de calor de la localidad, e es igual a la evapotranspiración mensual en mm por mes de 30 días y doce horas de duración, e i_j el índice térmico (de calor) mensual. Una vez realizados estos cálculos con los rasters de temperatura media mensual para cada mes en la zona de estudio, se procedió a utilizar un factor de corrección para la obtención de la evapotranspiración de referencia corregida ET_0 (Ruíz Álvarez et al., 2018). El factor de corrección es un coeficiente que considera el número de días del mes y horas de luz de cada día en función de la latitud de la zona a evaluar, es decir:

$$ET_0 = f * e, \quad (17)$$

donde ET_0 es igual a la evapotranspiración de referencia mensual corregida en mm, f es el factor de corrección, y e es la evapotranspiración mensual sin corregir en mm. El factor de corrección se obtuvo por medio de la interpolación de datos de tablas de latitud que consideran mensualmente el valor del factor de corrección en una capa de datos vectoriales; véase Figura 35 y 36.

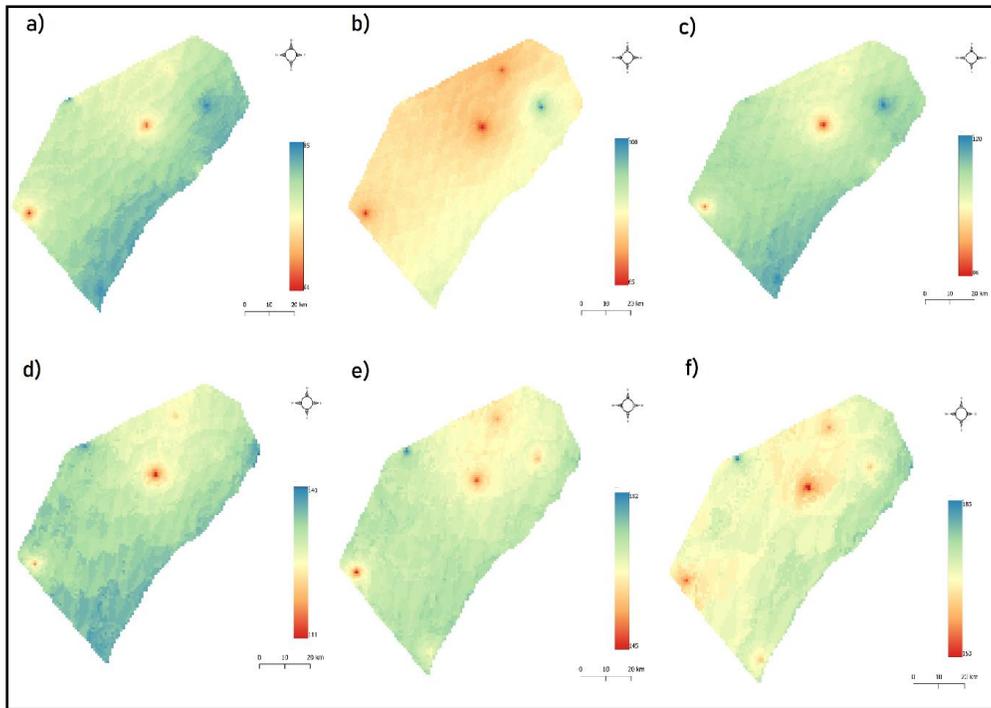


Figura 35. Evapotranspiración de referencia mensual en mm por el método de Thornthwaite. a) enero; b) febrero; c) marzo; d) abril; e) mayo; f) junio.

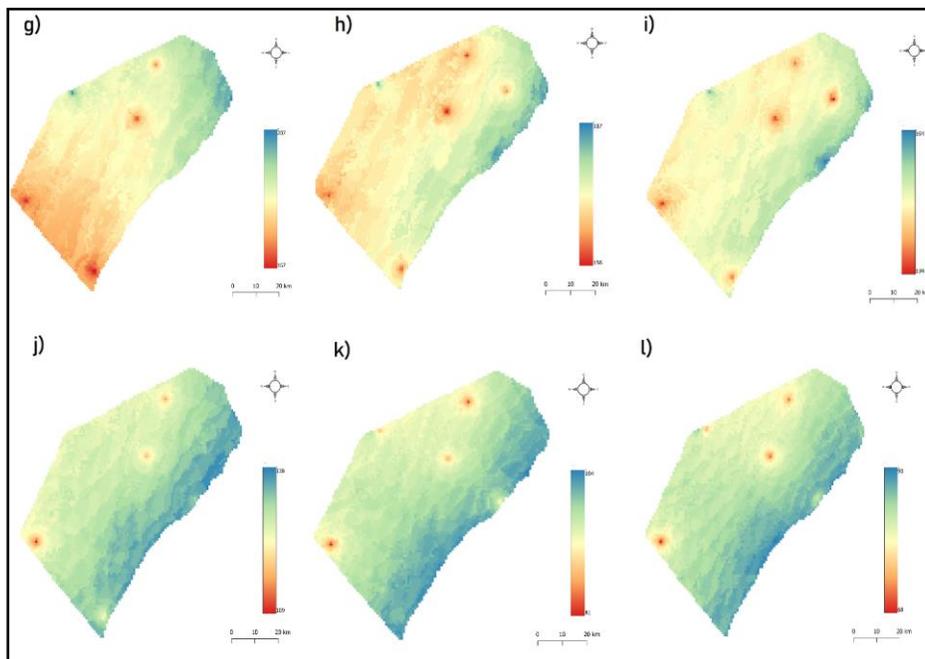


Figura 36. Evapotranspiración de referencia mensual en mm por el método de Thornthwaite. g) julio; h) agosto; i) septiembre; j) octubre; k) noviembre; l) diciembre.

Una vez obtenida la ET_0 mensual en mm, se realizó la suma para obtener la ET_0 en mm/año. A continuación, se presentan los resultados obtenidos bajo esta metodología; véase Figura 37.

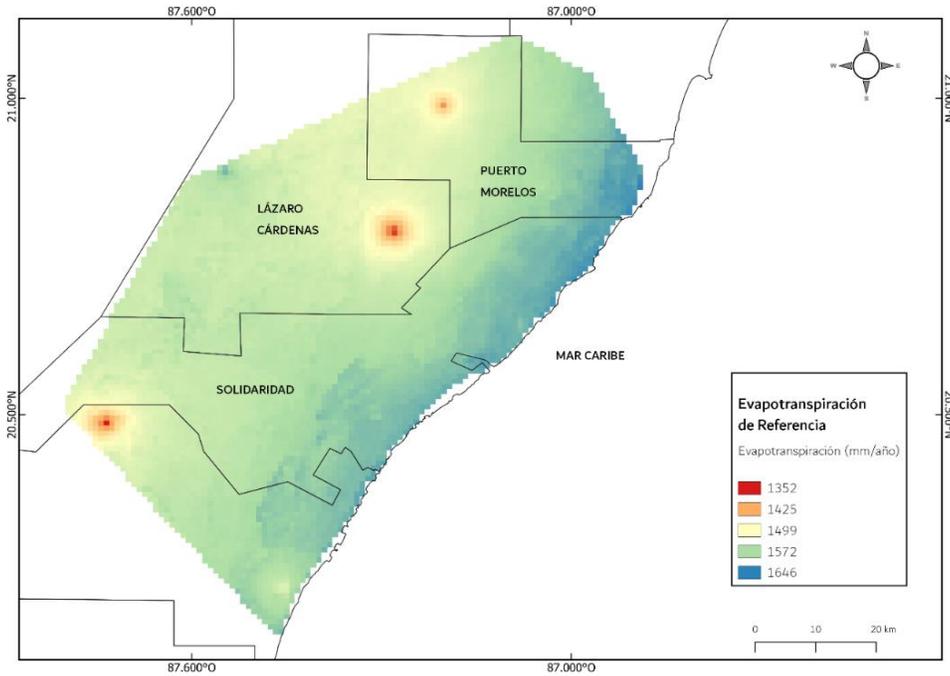


Figura 11. Evapotranspiración anual por el método de Thornthwaite mm/año.

3.12 MÉTODO FAO PENMAN - MONTEITH

El método Fao Penman-Monteith es considerado el estándar para la evapotranspiración de referencia. Se define el cultivo de referencia como un cultivo hipotético con una altura supuesta de 0.12 m, resistencia superficial de 70 s/m y un albedo de 0.23, parecido a la evaporación de una superficie de extensión de hierba verde de altura uniforme, en crecimiento activo y adecuadamente regados (Orozco Medina et al., 2019). Para su estimación se utiliza la siguiente ecuación:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)}. \quad (18)$$

En esta ecuación ET_0 es igual a la evapotranspiración de referencia en mm/día, R_n es la radiación neta ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), G es la densidad de flujo de calor del suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), T es la temperatura

media diaria ($^{\circ}\text{C}$), U_2 la velocidad del viento (m/s), e_s la presión de vapor de saturación (kPa), e_a la presión de vapor de saturación actual (kPa), $e_s - e_a$ es el déficit de presión de vapor de saturación (kPa), Δ la pendiente de la curva de vapor de saturación ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$), y γ la constante psicométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

Para obtener la constante psicométrica se calculó la presión atmosférica como se muestra a continuación:

$$\gamma = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda} = (0.665 \times 10^{-3}) * P \quad (19)$$

Donde γ es igual a la constante psicométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$), C_p es el calor específico a presión constante igual a $1.013 \times 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} ^{\circ}\text{C}^{-1}$, P es la presión atmosférica (kPa), ε la relación molecular entre el vapor de agua/ aire seco de 0.622, λ es el calor latente de vaporización igual a 2.45 (MJ/kg). P está dado por la siguiente expresión:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 * z}{293} \right)^{5.26} \quad (20)$$

donde z es la elevación en m, para esta última se utilizaron los valores de altimetría del modelo digital de elevación en su versión suavizada, con valores mínimos de -6m, y máximos de 50 m. Posteriormente se calculó la pendiente de la curva de vapor de saturación Δ que corresponde a la siguiente ecuación.

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 * \exp \left(\frac{17.27 * T}{T + 237.3} \right) \right]}{(T + 237.3)^2} \quad (21)$$

Donde Δ representa la pendiente de la curva de vapor de saturación en $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$, y T es la temperatura media en $^{\circ}\text{C}$. Se continuó con la obtención de la presión de vapor de saturación media, y para ello se obtuvo primero la presión de vapor de saturación a la temperatura del aire.

$$e^{\circ}(T) = 0.6108 * \exp \left(\frac{17.27 T}{T + 237.3} \right), \quad (22)$$

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{max}) + e^{\circ}(T_{min})}{2}. \quad (23)$$

Donde $e^\circ(T)$ corresponde a la presión de vapor de saturación (kPa) a la temperatura media, T es la temperatura media en $^\circ\text{C}$, e_s es la presión de vapor de saturación media (kPa), $e^\circ(T_{max})$ la presión de vaporación de saturación a la temperatura máxima, y $e^\circ(T_{min})$ es la presión de vapor de saturación a la temperatura mínima.

La presión real de vapor e_a es la presión de vapor del aire cuando este está saturado. Un ambiente saturado se asocia con la formación del rocío, de ahí que para estimar la presión en esas condiciones se emplee la temperatura del punto de rocío. Sin embargo, el rocío se forma a la temperatura más baja (mínima) del día, por tanto $e^\circ(T_{min})$ es un buen estimador de la presión real de vapor diaria, y se calcula de la siguiente manera.

$$e_a = e^\circ(T_{min}) = 0.6108 * \exp\left(\frac{17.27 T_{min}}{T_{min} + 237.3}\right). \quad (24)$$

Para calcular el flujo de calor del suelo se utilizó la ecuación para periodos mensuales donde se asume una capacidad de calor del suelo constante de $2.1 \text{ MJ m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$.

$$G_{mes,i} = 0.14(T_{mes,i} - T_{mes,i-1}). \quad (25)$$

En la ecuación anterior $G_{mes,i}$ es el flujo de calor del suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). $T_{mes,i}$ es la Temperatura del mes inicial, y $T_{mes,i-1}$ es la temperatura del mes anterior.

De la base de datos WorldClim 2.1 se obtuvieron los datos de radiación solar en $\text{kJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$, y la velocidad del viento U_2 en m/s. Los datos de radiación solar se dividieron entre mil para hacer la conversión a $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$, y se interpretaron como el parámetro de radiación neta R_n . A continuación, se muestran los valores obtenidos de evapotranspiración de referencia media diaria, calculada a partir de los datos mensuales en mm/día; véase Figuras 38 y 39.

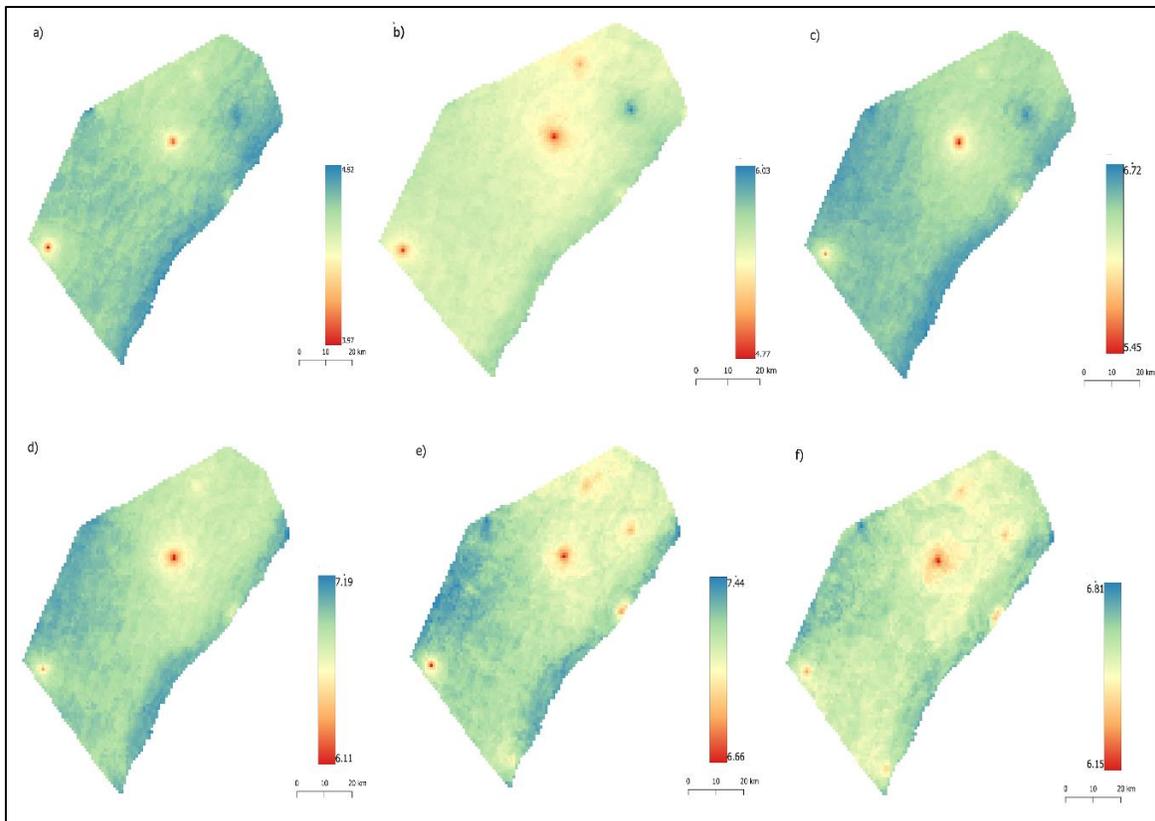


Figura 12. Evapotranspiración de referencia mensual en mm/día por el método FAO Penman-Monteith. a) enero; b) febrero; c) marzo; d) abril; e) mayo; f) junio.

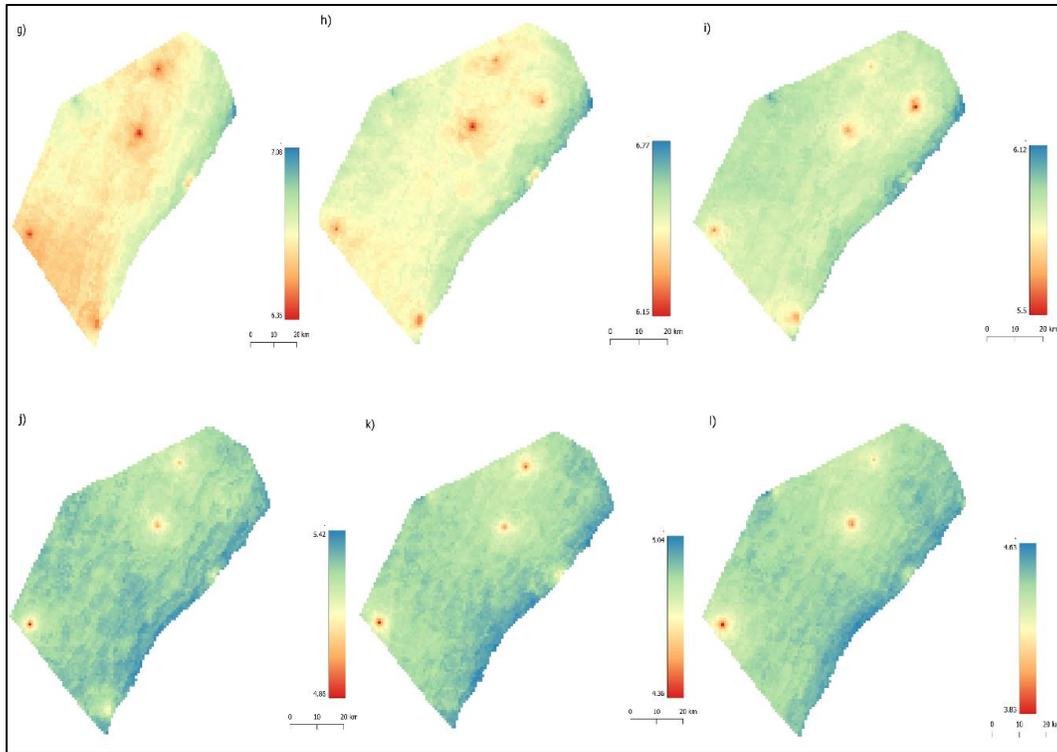


Figura 13. Evapotranspiración de referencia en mm/día, por el método FAO Penman-Monteith. g) julio; h) agosto; i) septiembre; j) octubre; k) noviembre; l) diciembre.

A partir de las estimaciones mensuales, se estimó la evapotranspiración de referencia FAO Penman-Monteith media anual en mm/día, mediante la media de los resultados obtenidos en mm/día para cada mes, véase Figura 40.

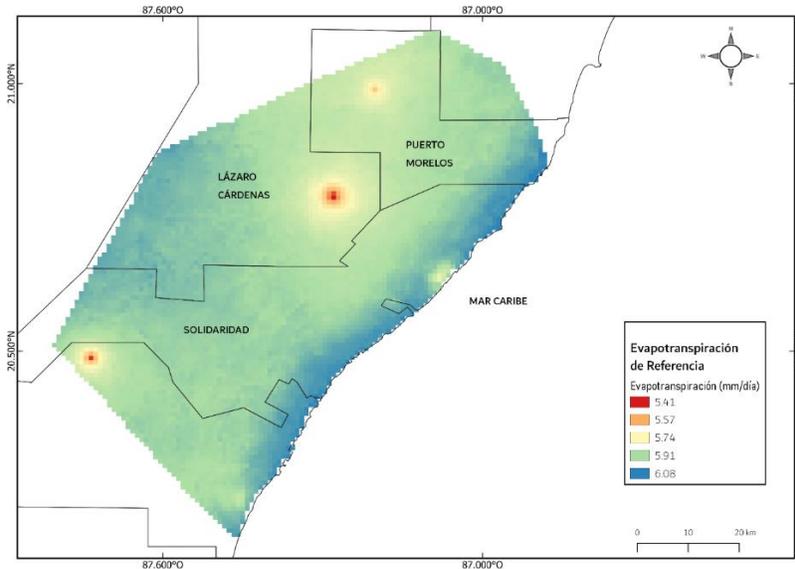


Figura 40. Evapotranspiración anual, método FAO Penman-Monteith mm/año.

Para la simulación de aguas subterráneas con MODFLOW, se seleccionó la ET_0 obtenida del método de Thornthwaite como parámetro de evapotranspiración, ya que el rango de valores obtenido de 1352 a 1642 mm/año coincide con lo reportado por Orozco Medina et al. (2019). Estos autores calcularon la evapotranspiración de referencia por el método FAO Penman-Monteith con distintas variaciones en el cálculo de la radiación solar, con el fin de reducir la sobreestimación de los valores máximos de evapotranspiración de referencia que se obtienen con el método original. Entre sus resultados establecen que el método de FAO Penman-Monteith, aunque cuenta con un mayor número de parámetros con el fin de obtener en teoría un cálculo de mayor representatividad, sobreestima el valor de la evapotranspiración de referencia. Otra justificación para considerar el método de Thornthwaite, es que los parámetros que se requieren para el cálculo de la evapotranspiración futura bajo los escenarios de aumento de temperatura del CC, pueden ser bien estimados a partir de los datos actuales y las proyecciones futuras del IPCC.

3.13 DETERMINACIÓN DE LA PROFUNDIDAD MÁXIMA DE RAÍCES

Se determinó la profundidad máxima de raíces en el polígono de estudio, con el fin de incluir la profundidad que contribuye a la evapotranspiración en el modelo implementado en MODFLOW. Con este fin, se utilizó el conjunto de datos vectoriales de perfiles de suelos, escala 1:250 000 serie II del continuo nacional obtenido del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), para determinar como primer paso el uso de suelo en el polígono de estudio, véase figura 41.

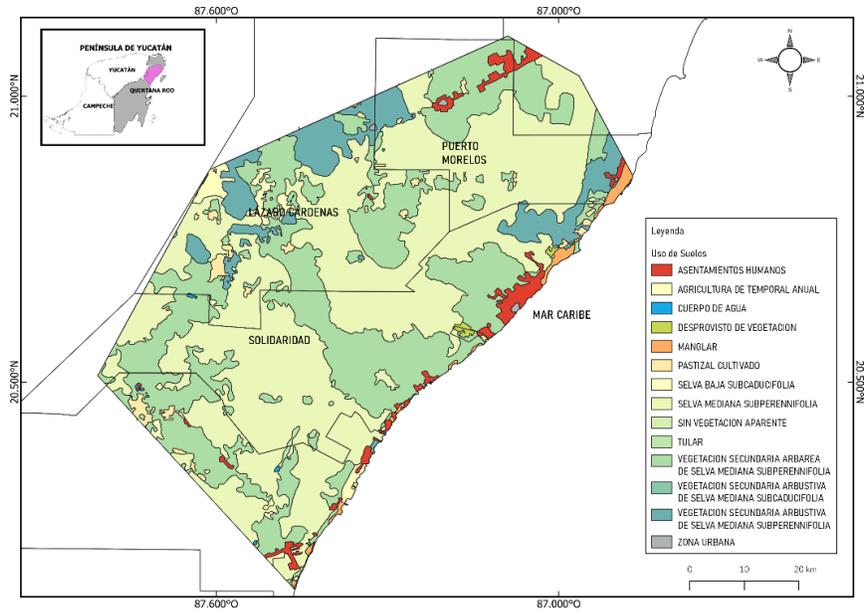


Figura 14. Mapa de uso de suelos (INEGI, 2013).

Posteriormente se asoció esta clasificación a la clasificación de cobertura vegetal con textura de suelo, la cual se compone de valores con base en la profundidad de raíces (en metros), véase Figura 42. Con base en estas dos capas de información se generó el mapa de profundidad de raíces, siendo su clasificación la siguiente: raíz poco profunda, raíz moderada, raíz profunda, vergel, y bosque maduro, de acuerdo con lo establecido por Rodríguez-Huerta et al. (2020), véase Figura 43.

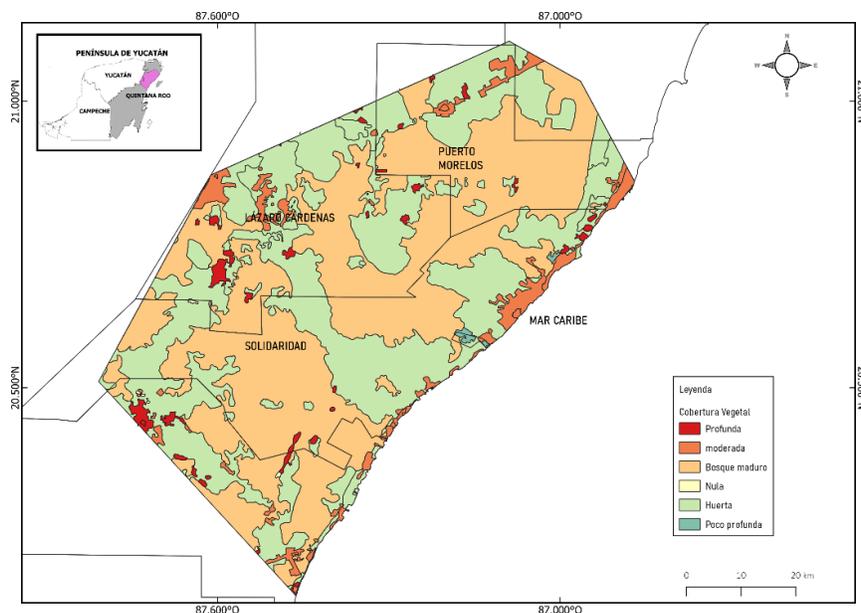


Figura 15. Mapa de cobertura vegetal.

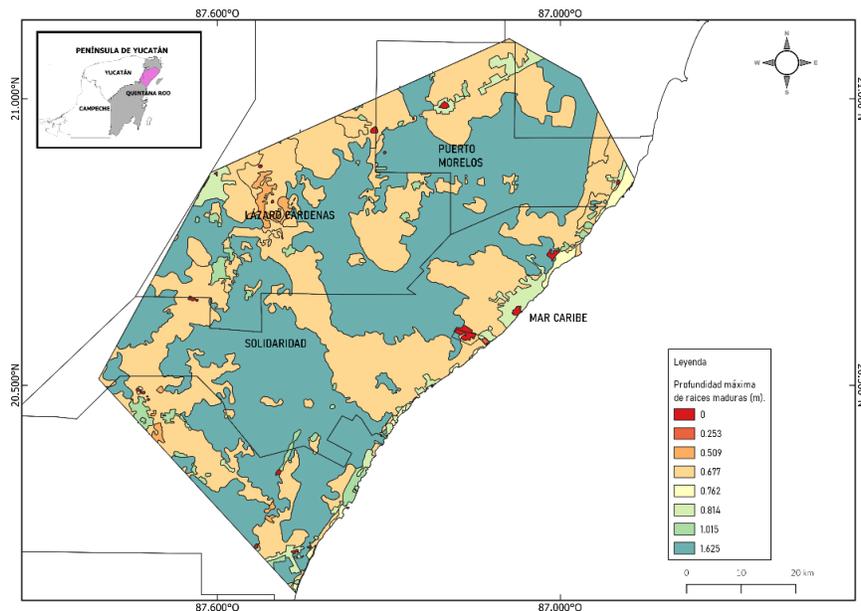


Figura 16. Mapa de profundidad máxima de raíces.

3.14 PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS

Se consideró como primer modelo del acuífero, denominado modelo “a”, un medio poroso efectivo de conductividad hidráulica de 0.004 m/s y lineamientos de fracturas regionales aproximados como zonas de dren, con valores de conductividad hidráulica de 0.0116m/s y con el fondo de dren como parámetro de calibración. Los valores utilizados de conductividad hidráulica se seleccionaron de un primer acercamiento al modelo numérico de la zona de estudio realizado por Escobedo et al. (2021). Se utilizó la Interfaz Gráfica de Usuario ModelMuse para ingresar el área de estudio como zona activa del modelo con celdas convertibles. Posteriormente, se activó el paquete Time-Variant Specified-Head (CHD) con una carga hidráulica igual a 0 para la línea de costa. Se activó el paquete Recharge (RCH), al que se asignó la precipitación en m/s como parámetro de recarga, y el paquete Well (WEL), al que se le asignaron los volúmenes de extracción de agua subterránea de los pozos concesionados por la CONAGUA. También se activaron los paquetes Drain (DRN) como característica de dren de los lineamientos de fracturas regionales en la zona de estudio, y el paquete Evapotranspiration (ETS) para los valores de evaporación usados como parámetro de evapotranspiración. Finalmente se asignó al paquete Observation Utility (OBS) la altura del nivel freático reportada en los pozos de la red piezométrica y la reportada en las observaciones de campo

por Escobedo et al. (2021). Finalmente se asignó un Modelo Digital de Elevación del Alta Resolución LiDAR (resolución de 5m) para la superficie superior del modelo.

3.15 MODIFICACIONES A LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

Se realizó un segundo modelo “b”, con dos valores de la conductividad hidráulica en el área de estudio, asignadas de acuerdo con las dos fracciones de mayor tamaño de la estratigrafía de la provincia geológica denominada Plataforma de Yucatán. La primera unidad, considerada más antigua y de mayor tamaño corresponde a una secuencia de calizas y boundstones (coquinas) de edad Mioceno-Plioceno, a la cual se le asignó en primera aproximación una conductividad hidráulica de 0.004 m/s (similar a la del primer modelo), y en una segunda aproximación una conductividad hidráulica de 0.0045 m/s. A la segunda unidad, correspondiente a depósitos cuaternarios de arenisca poco consolidada, compuesta de pelecípodos, ostras y calcita de edad pleistoceno, ubicada al margen oriental de la zona de estudio y paralela a la costa, con su fracción de mayor tamaño ubicada en el municipio de Puerto Morelos culminando al sur en Punta Fátima, y con la menor ubicada entre Punta Ojo de Agua y Punta Tulsayab, se le asignaron valores de conductividad hidráulica en un rango entre los 0.0008-0.015 m/s. Ambas unidades se extrajeron de la Carta Geológico-Minera Cozumel F16-11 extraída del Servicio Geológico Mexicano, véase Figura 17.

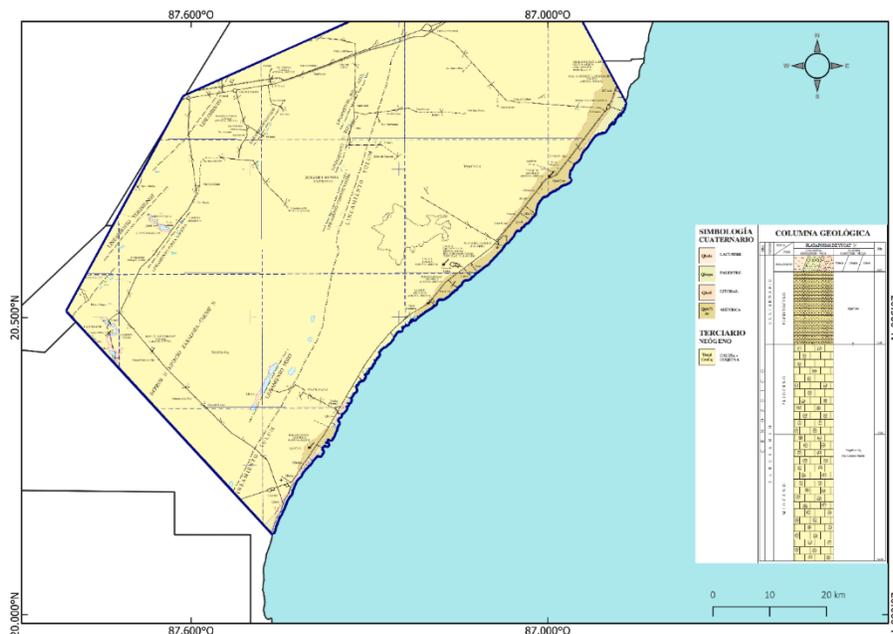


Figura 17. Carta geológica minera de Cozumel F16-11, modificada.

Posteriormente se realizó un tercer modelo “c”, con un cambio en la distribución de las áreas de conductividades hidráulicas asociadas al Mioceno-Plioceno y al Pleistoceno de acuerdo con el mapa de geológica superficial elaborado por Zamora-Luria et al. (2020).

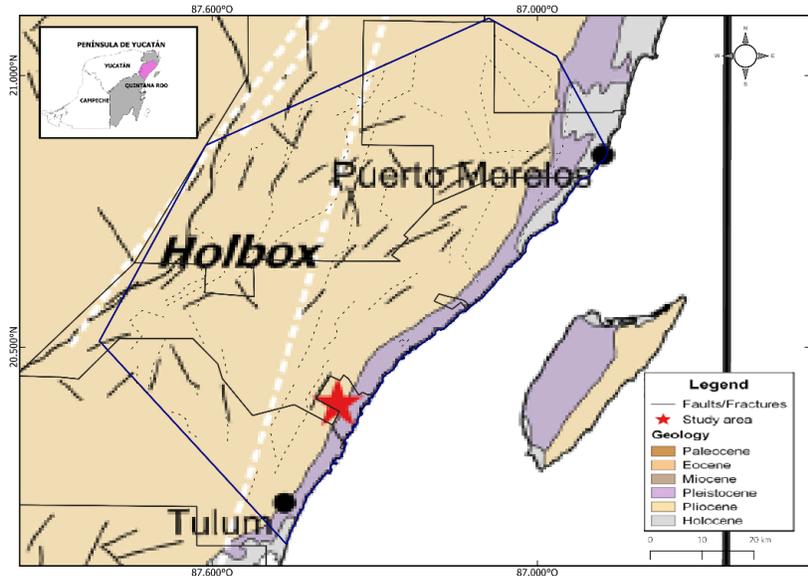


Figura 18. Carta geológica minera de Cozumel F16-11, modificada de (Zamora-Luria et al., 2020).

3.16 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

Se consideró que las zonas con conductividades hidráulicas asociadas al Mioceno-Plioceno y al Pleistoceno, tenían una distribución en la vertical de acuerdo con el modelo conceptual geológico propuesto por Kambesis & Coke (2013), en el que se esquematizan el desarrollo de cuevas y estratigrafía del acuífero kárstico de la PY, con una profundidad del Pleistoceno con respecto a superficie cercana a -50 msnm, seguida del Mioceno-Plioceno hasta los -100 msnm. Véase las Figuras 46 y 47 en las que se describen el modelo conceptual geológico en la zona de estudio y la implementación realizada en MODFLOW.

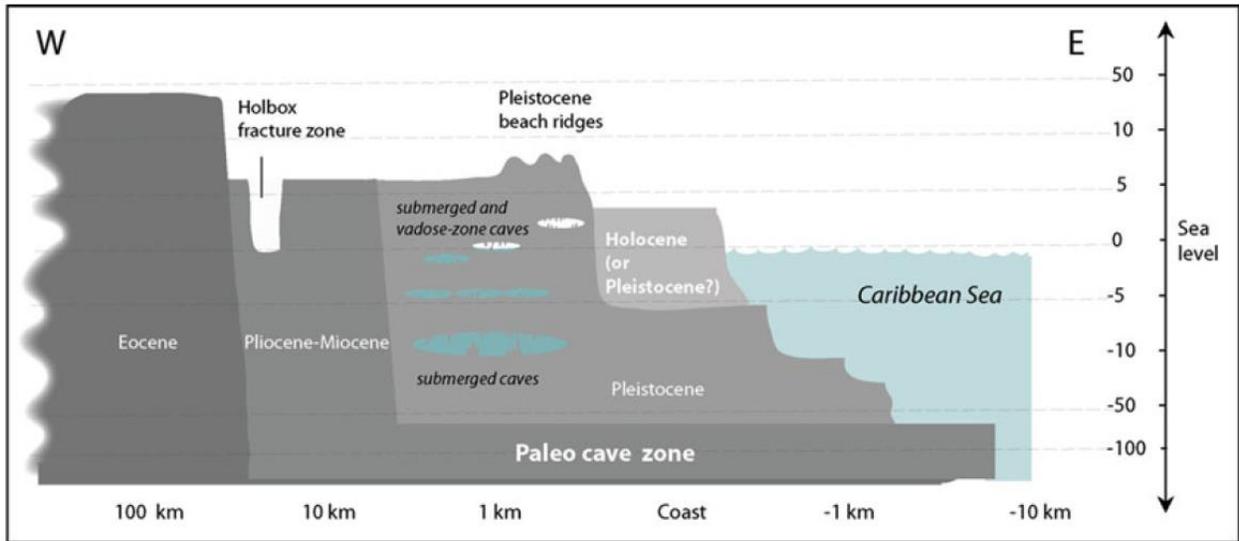


Figura 19. Modelo conceptual geológico y esquema del desarrollo de cuevas en el municipio de Tulum, Quintana Roo (Kambesis & Coke, 2013).



Figura 20. Ejemplo de implementación en MODFLOW del modelo con dos conductividades hidráulicas de acuerdo con el modelo geológico propuesto para la zona de estudio.

3.17 CAMBIOS EN LA PRECIPITACIÓN Y EVAPOTRANSPIRACIÓN POR EL CAMBIO CLIMÁTICO

Para simular los flujos de agua subterránea en los escenarios futuros, es importante estimar los cambios en los modelos climáticos de precipitación y evapotranspiración con respecto a los modelos actuales. Con el fin de estimar los modelos climáticos futuros, se seleccionó la escala temporal 2040-2061 y 2080-2100, y los dos escenarios con mayores impactos de cambio climático (RCP 4.5 y 8.5) de estas escalas, los cuales están establecidos en el AR6 del IPCC del 2021 con la línea base 1995-2014. Los valores de cambio se extrajeron del Atlas Interactivo WGI del IPCC (<https://interactive-atlas.ipcc.ch/>) en archivos en formato ráster de la base de datos CORDEX Central América, región Sur de América Central (SCA). El cambio de precipitación de cada proyección se extrajo como un cambio en porcentaje de la precipitación total (PR). Para la estimación de la evapotranspiración se extrajeron los cambios de temperatura media mensual en grados °C. A partir de esta información, se realizó la corrección respectiva sobre la superficie climática de precipitación actual, de la base de datos de UNIATMOS, y se estimó de nuevo la evapotranspiración utilizando el método de Thornthwaite.

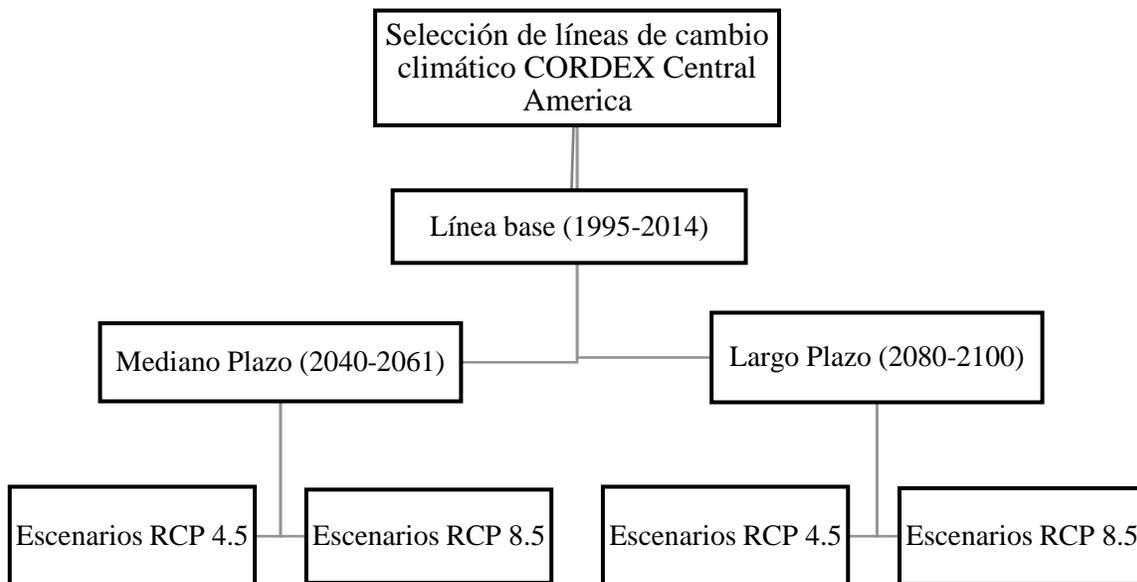


Figura 21. Esquematación de la selección de líneas de cambio climático para escenarios de variación de la precipitación total anual y de temperatura.

Dentro de los modelos de cambio climático del Atlas Interactivo WGI IPCC, los modelos CORDEX son los de mayor resolución. No obstante, el cambio de precipitación y temperatura de

los Modelos de Cambio Regional RCM de CORDEX Central América, presentaron una resolución aproximada similar a la del área de estudio, por tanto, para ambas variables se realizó una interpolación IDW de todos los valores dentro de la península de Yucatán, y posteriormente se extrajo la capa de cambio.

Para la obtención del cambio de precipitación se convirtió su variación por efectos del CC de porcentaje anual a mm/año, tomando como base la precipitación total anual presente, estimada a partir de la base de datos de UNIATMOS. Finalmente, los valores asociados a esta superficie climática se restaron de los obtenidos del modelo presente. La fórmula implementada está dada por la Ec. (26). Las imágenes finales de precipitación, para cada uno de los escenarios de CC considerados, pueden observarse en la Figura 49.

$$\begin{aligned}
 & \textit{Precipitación futura} \\
 & = \textit{Precipitación UNIATMOS(mm/año)} \\
 & - \frac{[\textit{Precipitación UNIATMOS(mm/año)} * \% \textit{cambio CORDEX}]}{100} \quad (26)
 \end{aligned}$$

Con respecto a la evapotranspiración, una vez obtenida la media mensual de cambio de temperatura en grados °C, se sumó a cada una de las superficies climáticas de Temperatura Media Mensual presente, obtenidas de la base de datos de la UNIATMOS. Posteriormente se realizó el cálculo de la evapotranspiración por el método de Thornthwaite con los valores de temperatura corregidos. La fórmula implementada en las correcciones de modelos de temperatura está dada por la Ec. (27). Las imágenes finales de evapotranspiración, para cada uno de los escenarios de CC considerados, pueden observarse en la Figura 50.

$$\begin{aligned}
 & \textit{Temperatura}_{\textit{media mensual UNIATMOS}}(^{\circ}\text{C}) + \textit{cambio CORDEX} (^{\circ}\text{C}) \\
 & = \textit{Temperatura mensual debido al cambio climático} \quad (27)
 \end{aligned}$$

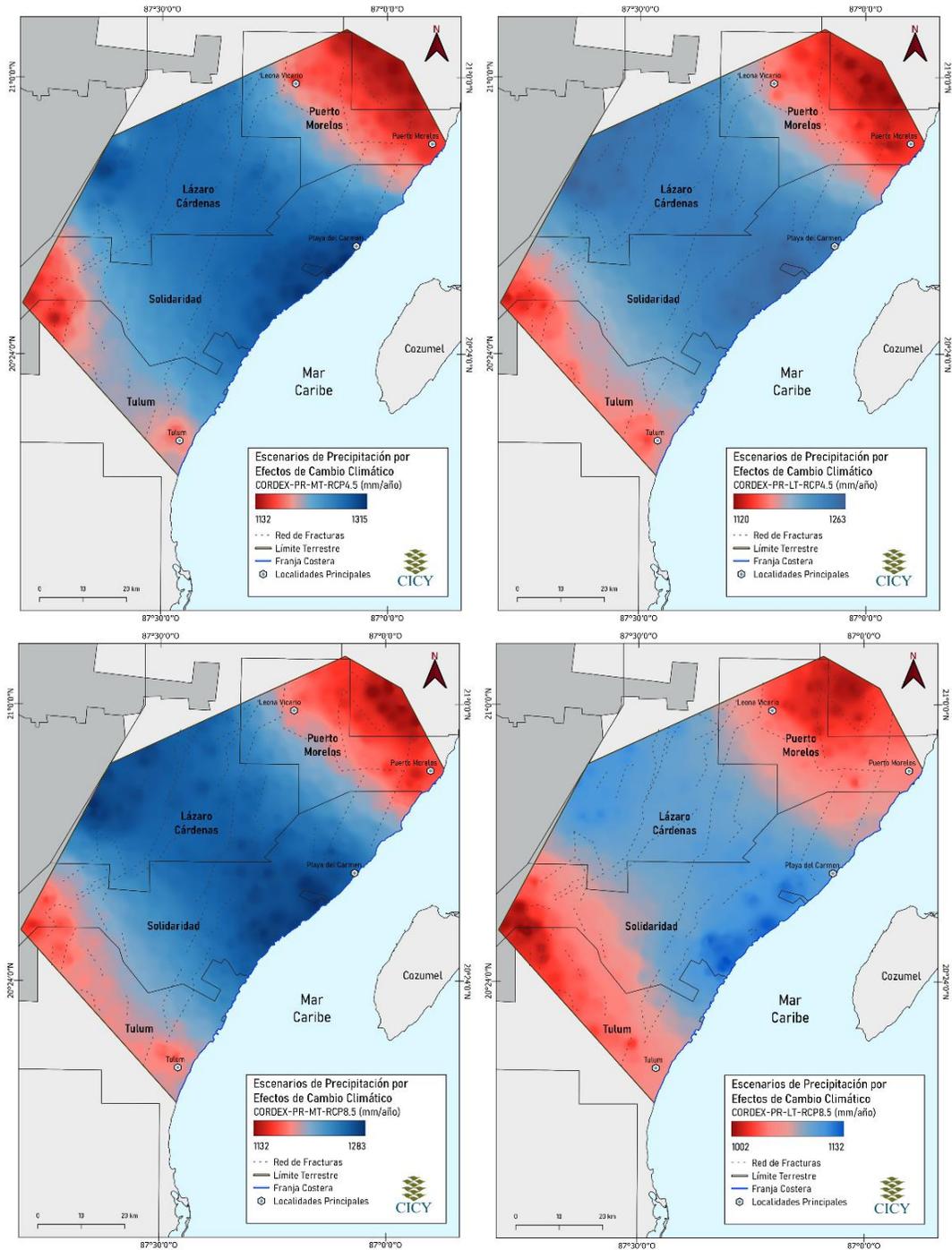


Figura 22. Escenarios de precipitación debido al cambio climático en mm/año. PR indica la precipitación total, y las abreviaturas MT y LT indican a mediano y largo plazo.

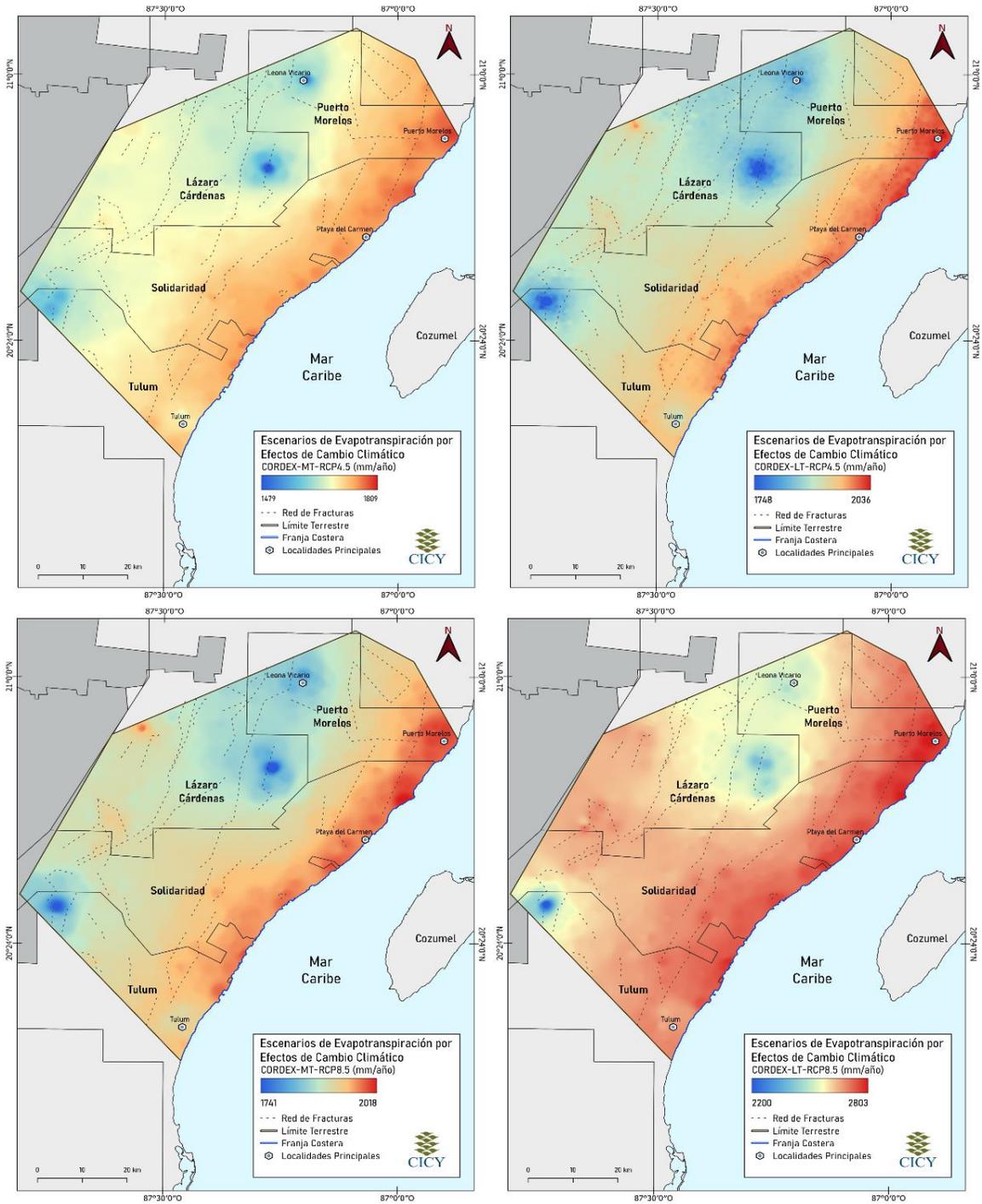


Figura 50. Escenarios de evapotranspiración debido al cambio climático en mm/año. Las abreviaturas MT y LT indican a mediano y largo plazo.

3.18 CALCULO DE INUNDACIONES POR SLR

Dado que el aumento del nivel freático responde a las variaciones del nivel del mar, se extrajeron los valores de aumento total del nivel del mar SLR anuales en cm, como puede observarse en la Tabla 5. De la base de datos CMIP6 para el periodo 2041-2060 y 2081-2100, escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5 región SCA, para la línea base 1995-2014 del Atlas Interactivo WGI IPCC.

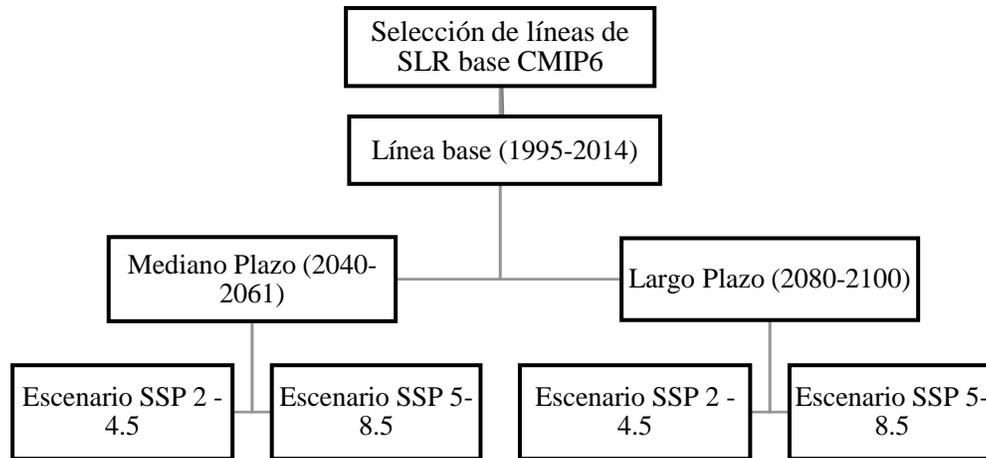


Figura 51. Esquematización de selección de líneas de cambio climático para escenarios de aumento del nivel del mar.

Posteriormente se utilizó este valor SLR, como valor de cambio en la frontera marina del modelo en estado estacionario, véase Tabla 5, sustituyendo la altura de las cargas hidráulicas en el paquete CHD de MODFLOW utilizando la interfaz ModelMuse. Una vez obtenida la respuesta hidráulica de la superficie freática en la simulación bajo este cambio, se asumieron como zonas inundables a causa del SLR, las zonas en las que la superficie freática se encontró por encima del MDE. Se verificó si en estas mismas zonas, las cargas hidráulicas del modelo estacionario actual (del presente) ya se encontraban por arriba del MDE con el fin de verificar un aumento o disminución real del nivel freático ante los distintos escenarios de CC; véase Figura 52.

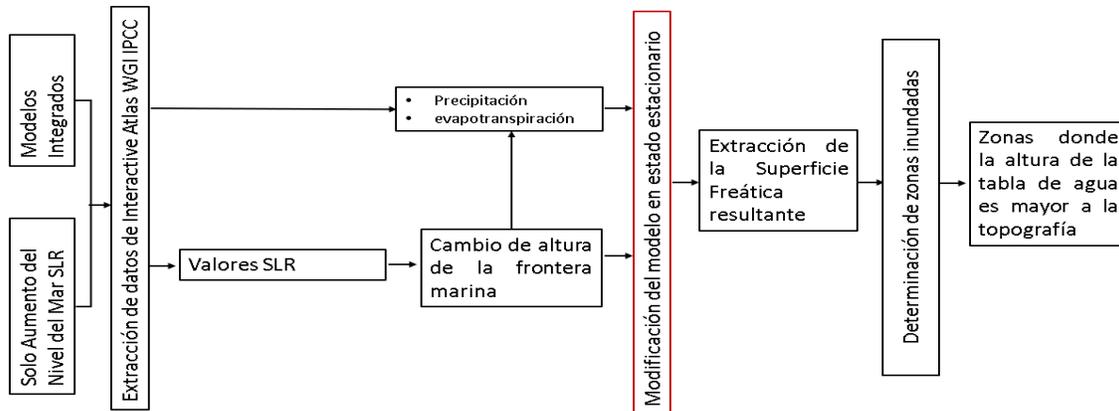


Figura 23. Esquematzación del método de cálculo de inundaciones por aguas subterráneas.

Tabla 5. Datos de aumento del nivel del mar en la zona SCA de la base de datos CMIP6 provenientes del Interactive Atlas WGI IPCC.

Escenarios de SLR de los modelos CMIP6		
	SSP2-4.5	SSP5-8.5
Mediano Plazo (2041-2060)	32 cm	69 cm
Largo Plazo (2081- 2100)	37 cm	85 cm

Para disminuir la incertidumbre de los resultados obtenidos se realizaron dos métodos adicionales a fin de comprobar la similitud de las zonas inundables a causa del cambio climático. El primer método consistió en utilizar una modificación a la metodología de Rotzoll & Fletcher (2013), Hoover et al. (2017) y Plane et al. (2019) donde realizan una superficie empírica del nivel freático mediante la interpolación de datos de pozo. Posteriormente se asume que la tabla de agua en la franja costera aumenta en la misma proporción que la proyección del SLR y se estiman como zonas inundables aquellas en las que las nuevas cargas hidráulicas se encuentran por encima del MDE. Para esta comprobación, se utilizó la superficie freática del modelo calibrado en estado estacionario como línea base, y se redefinió la zona de estudio hasta unos 10 km tierra adentro, considerando como punto de partida la franja costera. A esta superficie freática se sumó el SLR, y se consideraron como zonas inundadas aquellas cuya elevación está por encima del MDE.

El segundo método consistió en redefinir una nueva franja costera a partir de las zonas inundadas del método de comprobación 1, véase Figura 25 . La frontera marina se asumió como un nuevo valor de carga hidráulica 0 dentro de la simulación de MODFLOW en el Software ModelMuse y se repitió el procedimiento para determinar zonas inundadas, véase Figura 54.

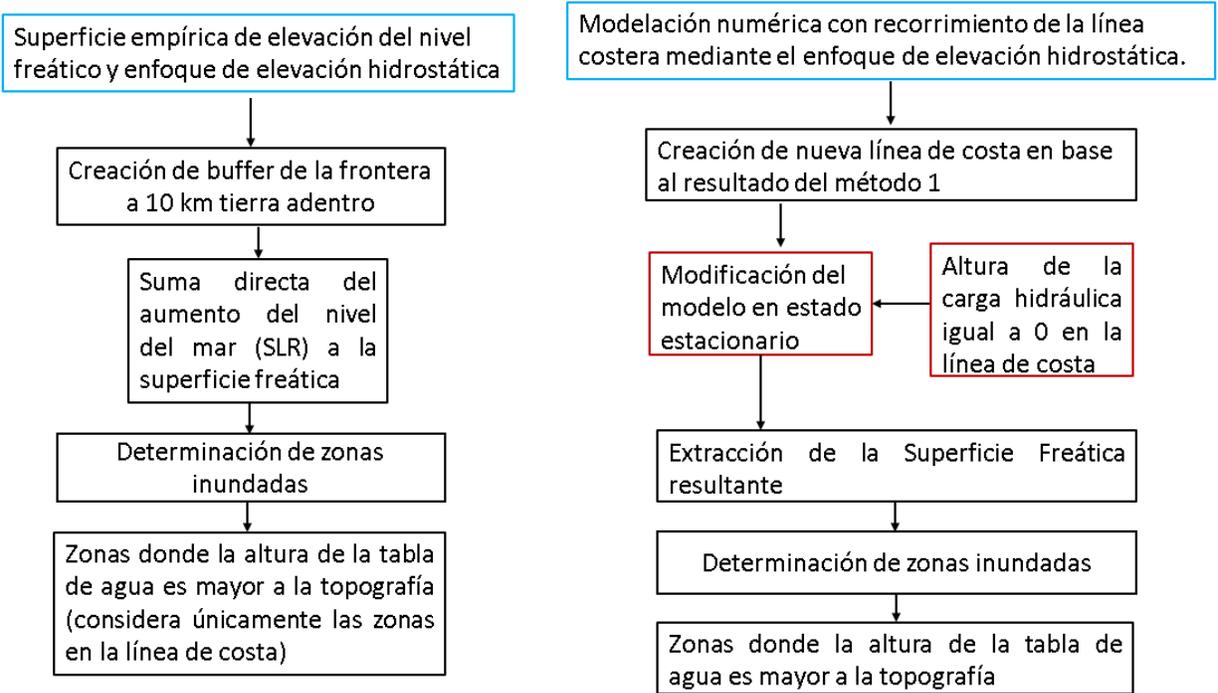


Figura 24. Esquematización de los métodos de comprobación de inundaciones por aguas subterráneas debido al SLR.

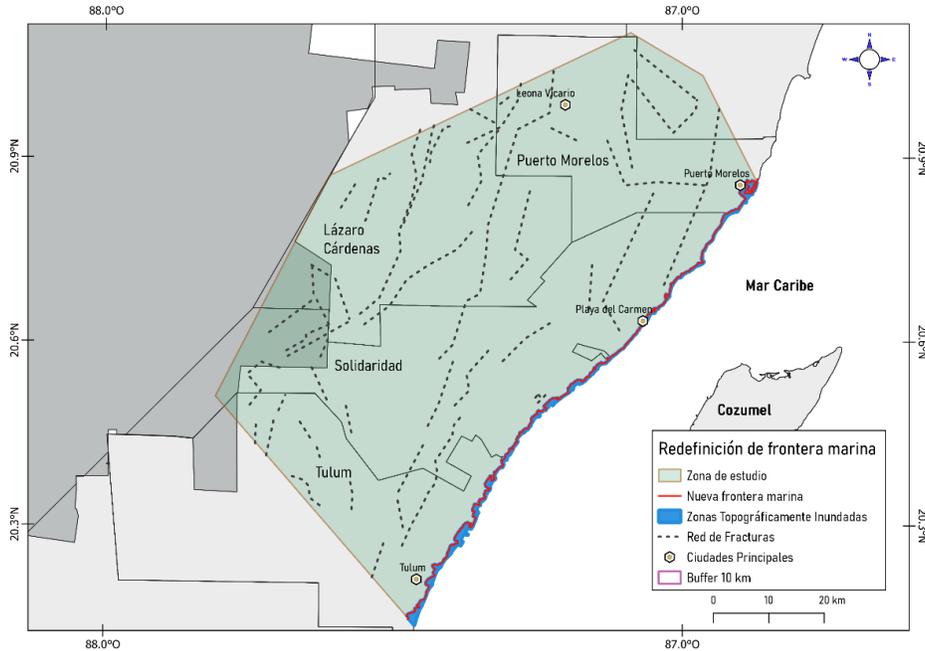


Figura 25. Redefinición de la frontera marina mediante el método de superficie empírica de elevación del nivel freático y enfoque de elevación hidrostática.

Los escenarios de inundación por SLR acoplados a los escenarios de cambio de precipitación y evapotranspiración por efectos de cambio climático, se llevaron a cabo mediante la agrupación temporal a mediano y largo plazo, de los escenarios intermedios y de mayor gravedad acorde a cada base de datos utilizada. Para determinar una diferencia entre el efecto de la integración de estos fenómenos hidrológicos y el SLR con respecto a la inundación de zonas de baja altitud, se calculó el área de zonas inundadas en el área de estudio, y en la zona costera se calcularon también con un buffer de 10 km tierra a dentro partiendo de la frontera marina, véase Figura 23.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS Y DISCUSIONES

Para el primero modelo “a”, se realizaron 10 simulaciones del primer set de parámetros, con el fin de obtener por medio de la calibración de las fracturas un menor error numérico (r^2) de las simulaciones. A continuación, se presentan los cambios en el valor R^2 , el error en el balance de masa en porcentaje y la Raíz del Error Medio Cuadrático Normalizado (NRMSE) para cada simulación.

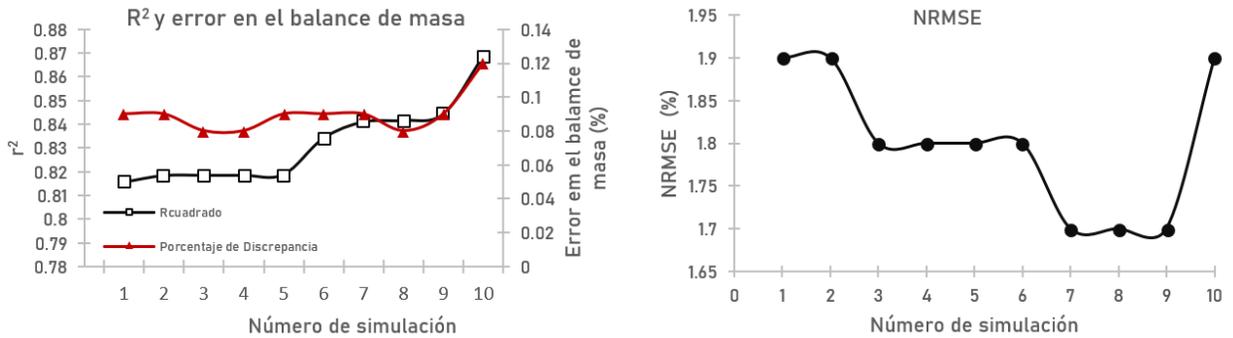


Figura 26. Proceso de evaluación de las simulaciones mediante gráficos de coeficiente de determinación, error de balance de masa, y NRMSE.

De este primer modelo la simulación con el mejor resultado de calibración, se obtuvo considerando una conductividad hidráulica del medio poroso de 0.004 m/s, obteniéndose un coeficiente de determinación igual a 0.8686, un error en el balance de masa de 0.12% y un NRMSE de 1.9%.

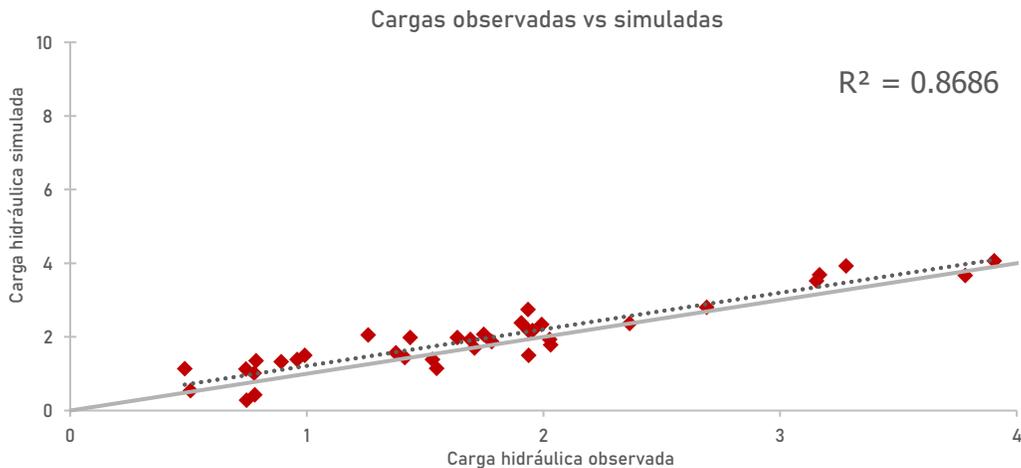


Figura 27. Gráfico de dispersión de cargas hidráulicas vs observadas.

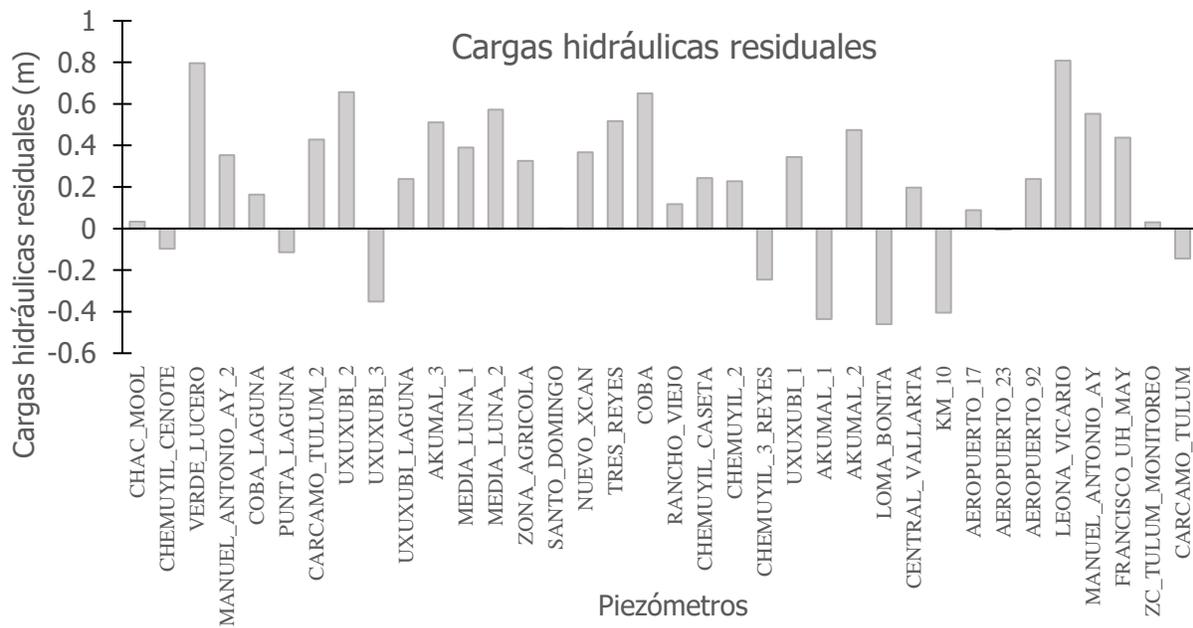


Figura 28. Gráfico de cargas hidráulicas residuales.

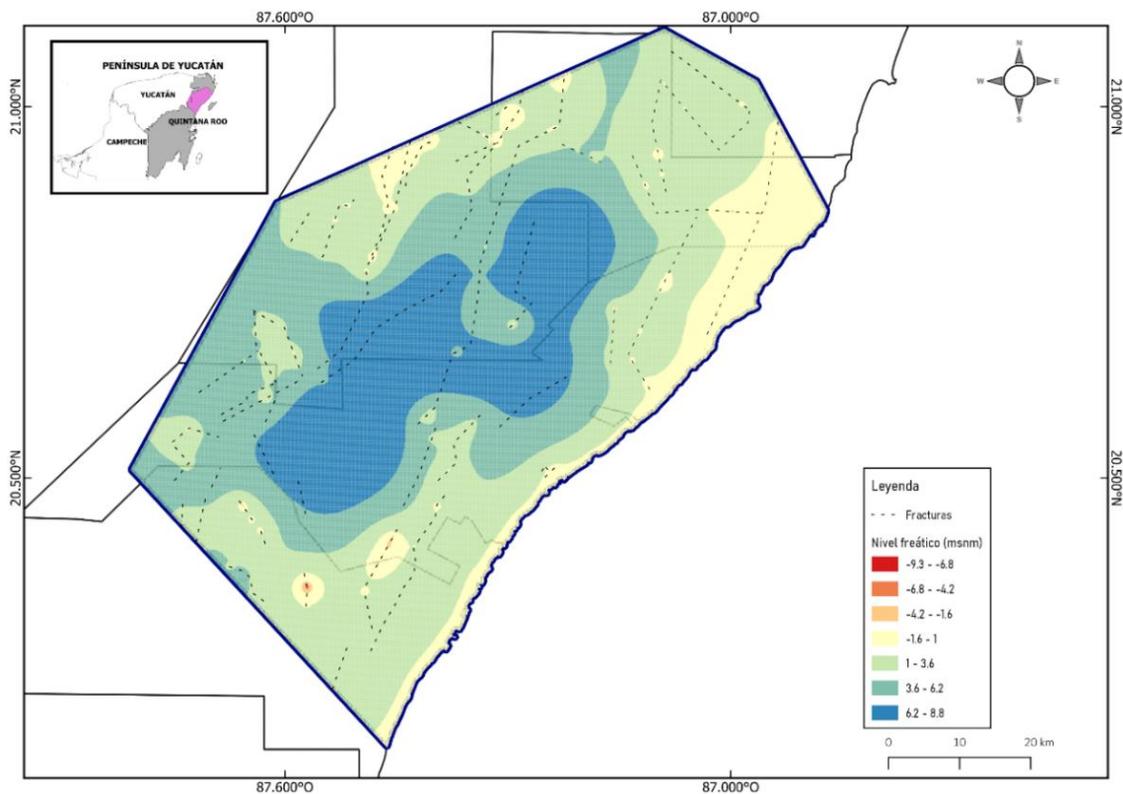


Figura 29. Resultados del modelo de simulación “a” con 0.004 m/s de conductividad hidráulica.

4.1 MODELO CON DOS CONDUCTIVIDADES HIDRÁULICAS

Para el modelo “b”, se consideraron dos valores de conductividad hidráulica para la zona que abarca el Mioceno-Plioceno, 0.004 y 0.0045 m/s, con valores de conductividad hidráulica para la zona del pleistoceno de 0.0008-0.015 m/s. Los resultados del proceso de calibración se observan en la siguiente figura, en el panel izquierdo considerando el valor de 0.0045 m/s y en el derecho de 0.0040 m/s, para el Mioceno-Plioceno. Los valores que cambian en cada simulación corresponden a los asociados al Pleistoceno, véase Tabla A1 en el anexo.

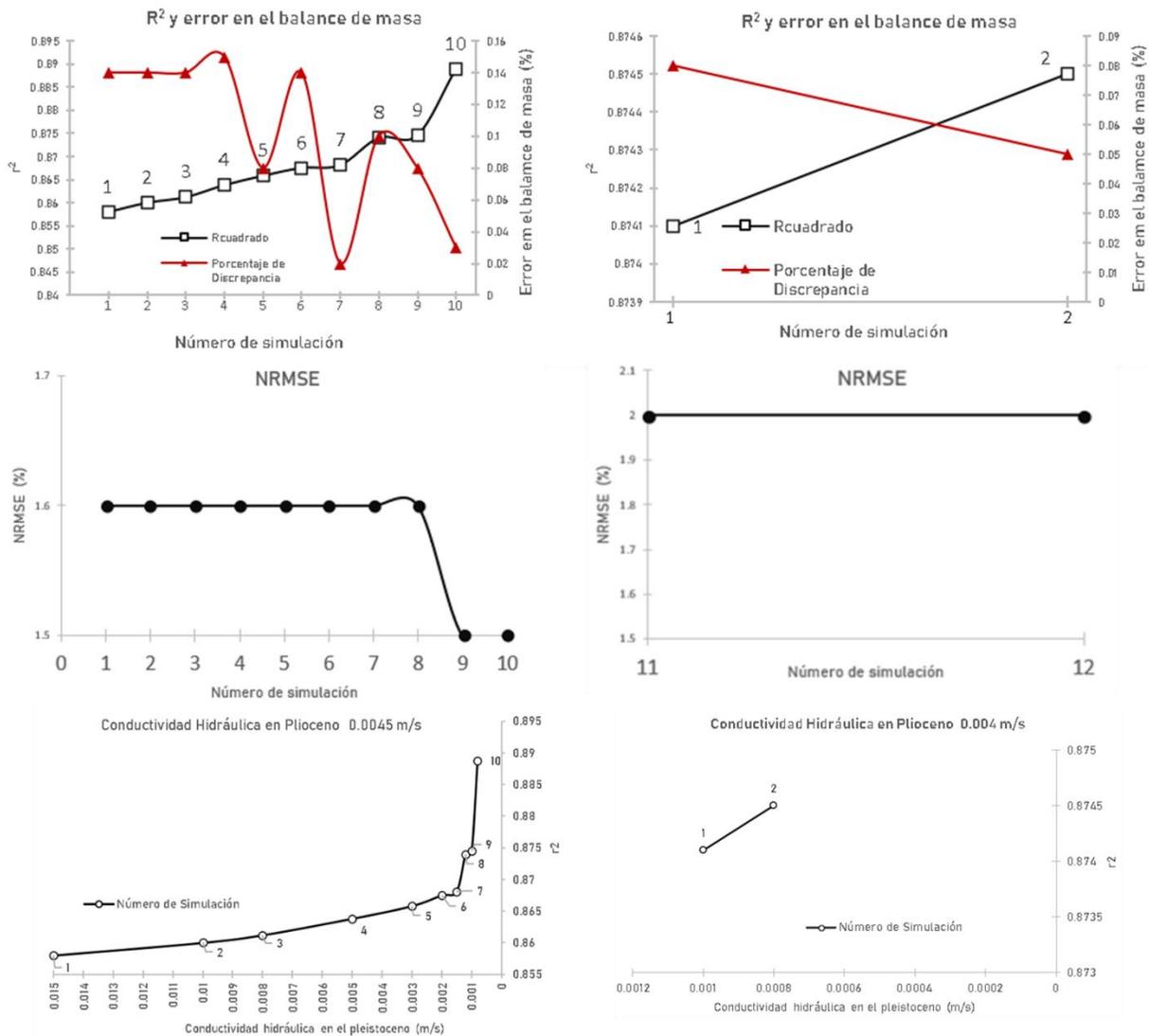


Figura 30. Evaluación de las simulaciones mediante gráficos de coeficiente de determinación, error de balance de masa, y NRMSE.

Para este modelo, la combinación de valores que arrojó el mayor r^2 fue considerando la conductividad hidráulica de 0.0045 m/s para la zona geológica del Mioceno-Plioceno, y de 0.0008 m/s para el Pleistoceno. El coeficiente de determinación de este modelo es 0.8888, un porcentaje de discrepancia de 0.03 y, un NRMSE de 1.5%. Es importante mencionar que, aunque este modelo tiene buenos parámetros de calibración, físicamente se esperaría que las zonas del Pleistoceno presentaran valores de conductividad hidráulica mayores a la zona del Mioceno-Plioceno, lo cual no ocurre.

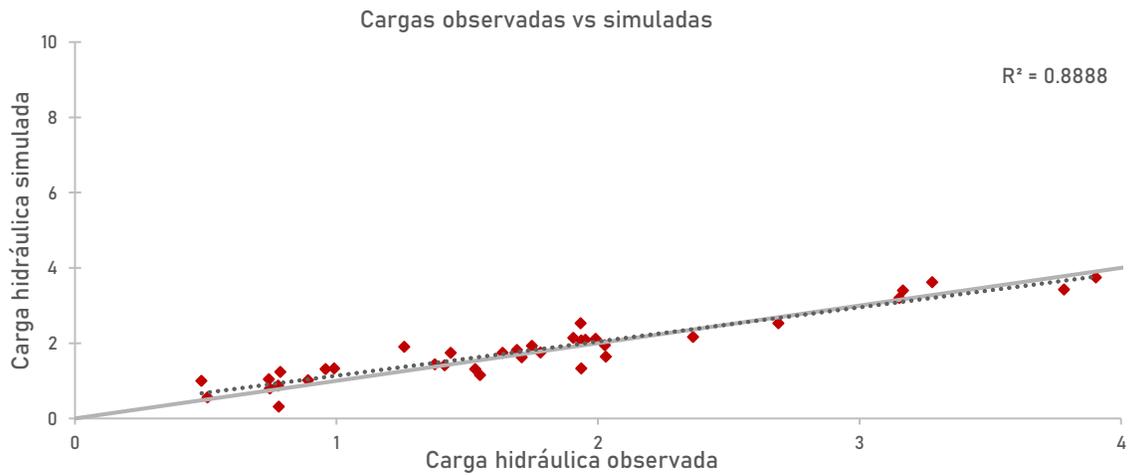


Figura 60. Gráfico de dispersión de cargas hidráulicas vs observadas.

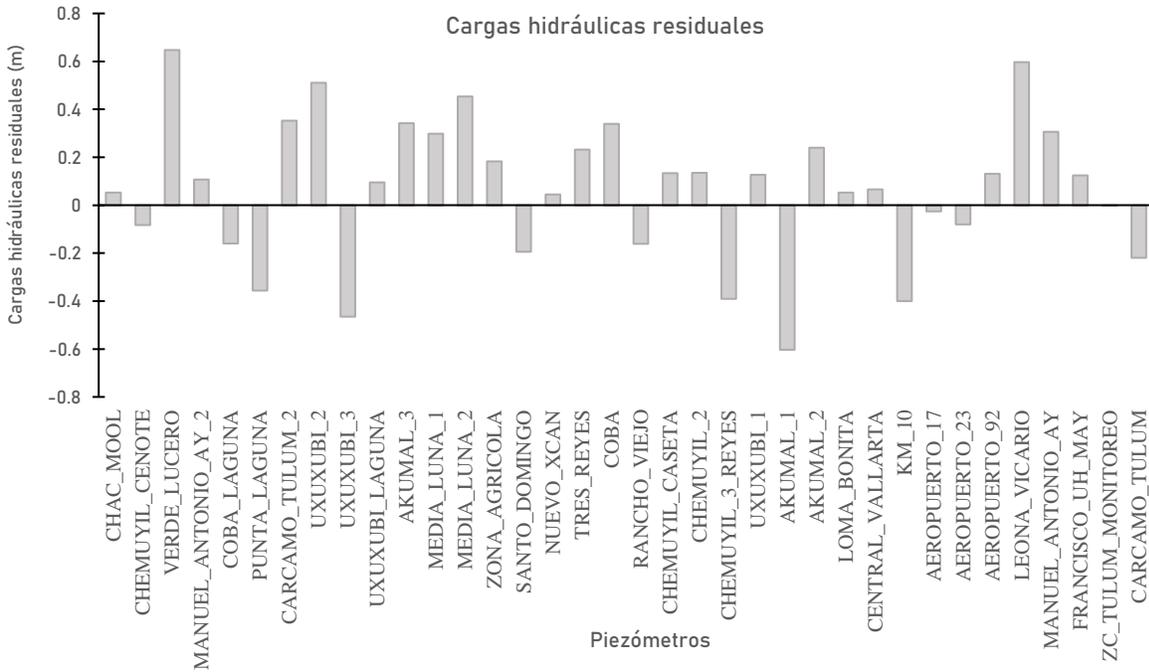


Figura 31. Gráfico de cargas hidráulicas residuales.

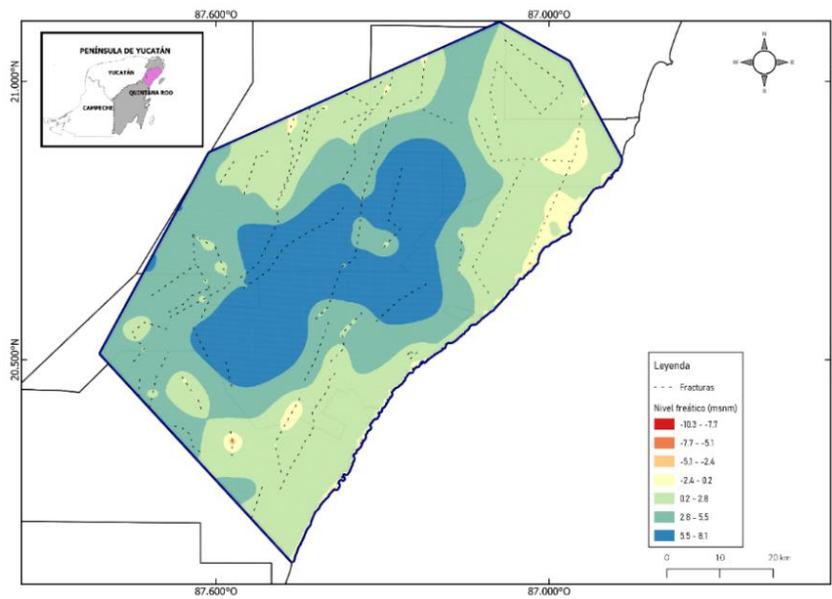


Figura 32. Resultados del modelo de simulación “b” con 0.0045 m/s de conductividad hidráulica para la zona geológica del Mioceno-Plioceno y de 0.0008 m/s para el Pleistoceno.

4.2 VARIACIÓN EN LA DISTRIBUCIÓN DE LA GEOLOGÍA DEL MODELO

Para el modelo denominado “c” se seleccionó el valor de 0.0045 m/s de conductividad hidráulica para la zona del Mioceno-Plioceno, y para la zona del pleistoceno se varió el valor de conductividad hidráulica en un rango de 0.0005 a 0.01 m/s. La diferencia principal con respecto al modelo “b” es el área de las zonas asociadas a las rocas del Mioceno-Plioceno y Pleistoceno.

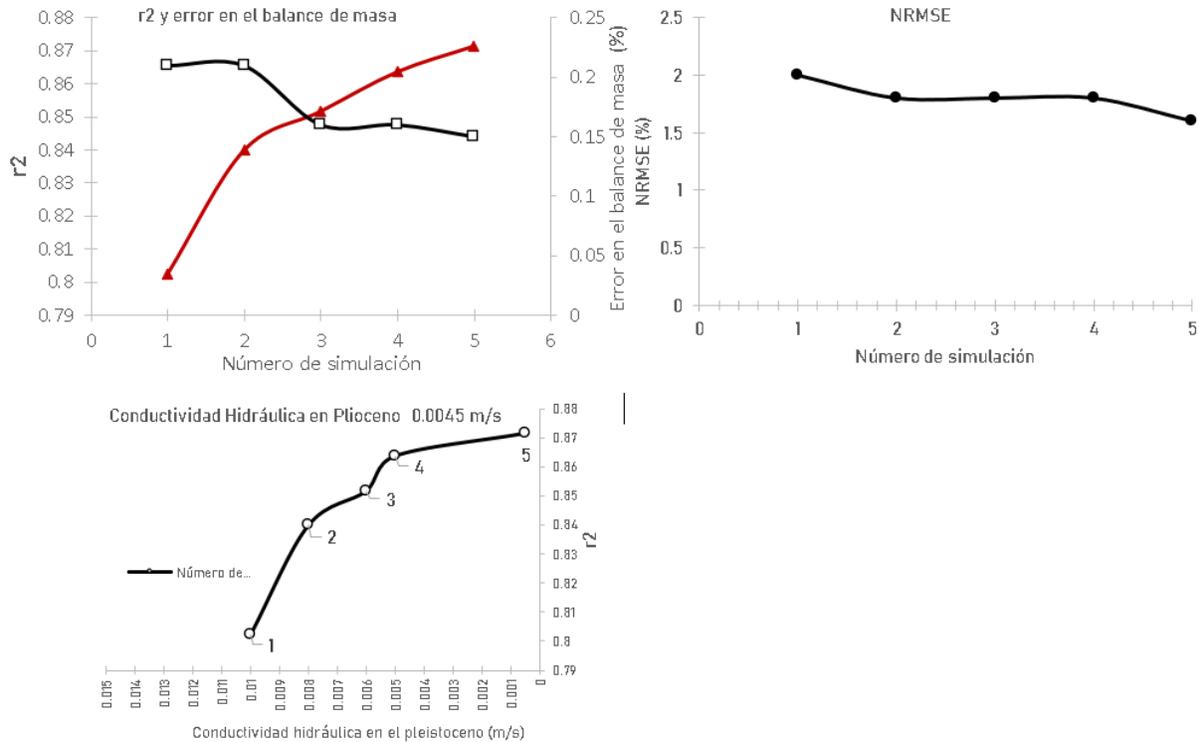


Figura 33. Evaluación de las simulaciones mediante gráficos de coeficiente de determinación, error de balance de masa, y NRMSE.

De este cambio en la distribución de áreas de conductividad hidráulica del Mioceno-Plioceno y Pleistoceno, el modelo del cual se obtuvieron mejores resultados fue el realizado con 0.0045 m/s y 0.0005 m/s, respectivamente. El coeficiente de determinación fue de 0.8715, el error en el balance de masa de 0.15 %, y un NRMSE igual a 1.6 %. Los valores que cambian en cada simulación corresponden a los asociados al Pleistoceno, véase Tabla A2 en el anexo.

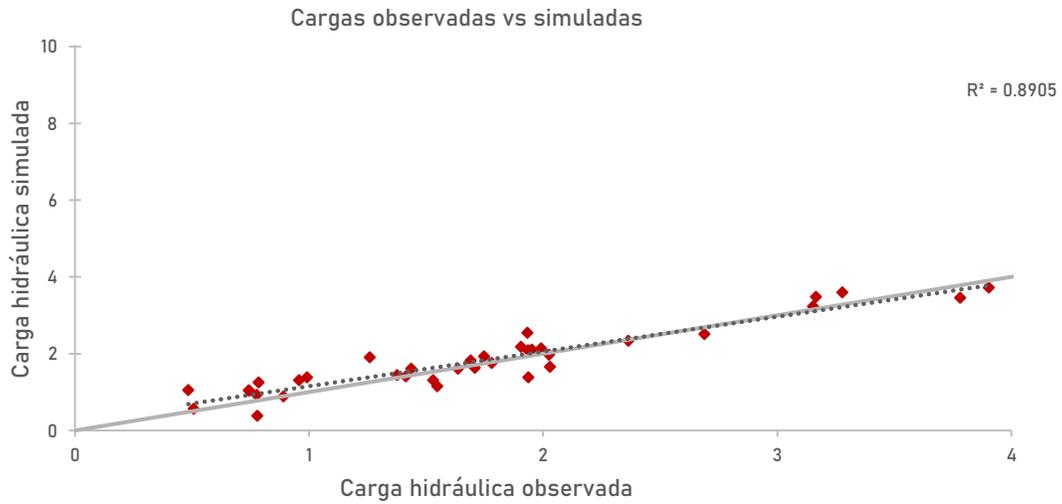


Figura 34. Gráfico de dispersión de cargas hidráulicas vs observadas.

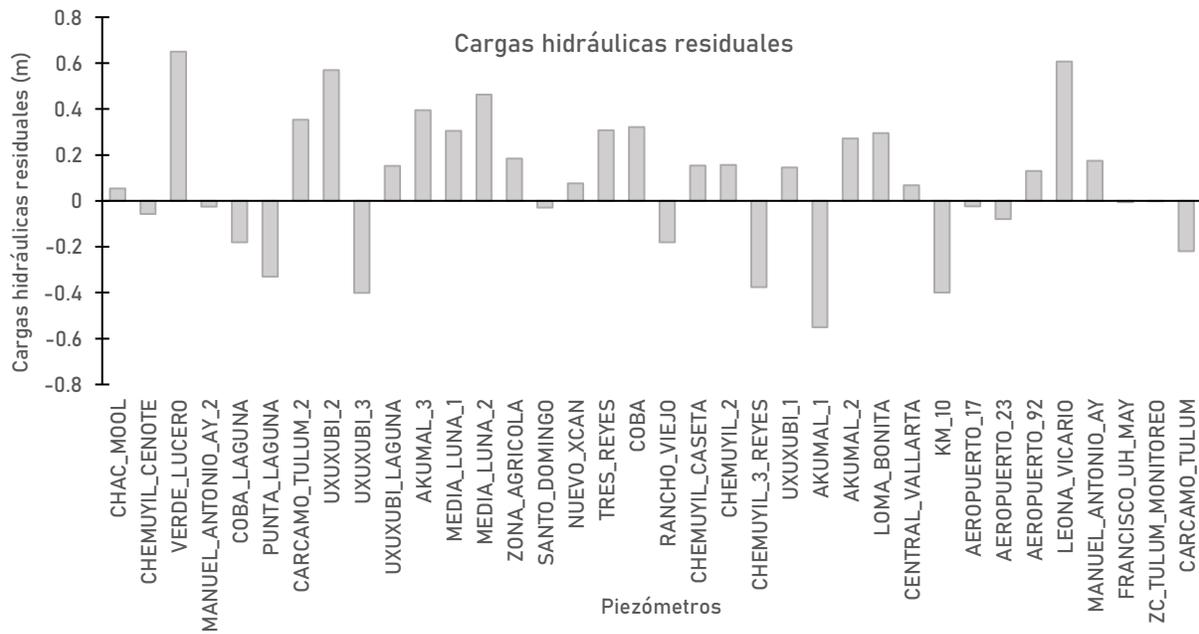


Figura 35. Gráfico de cargas hidráulicas residuales.

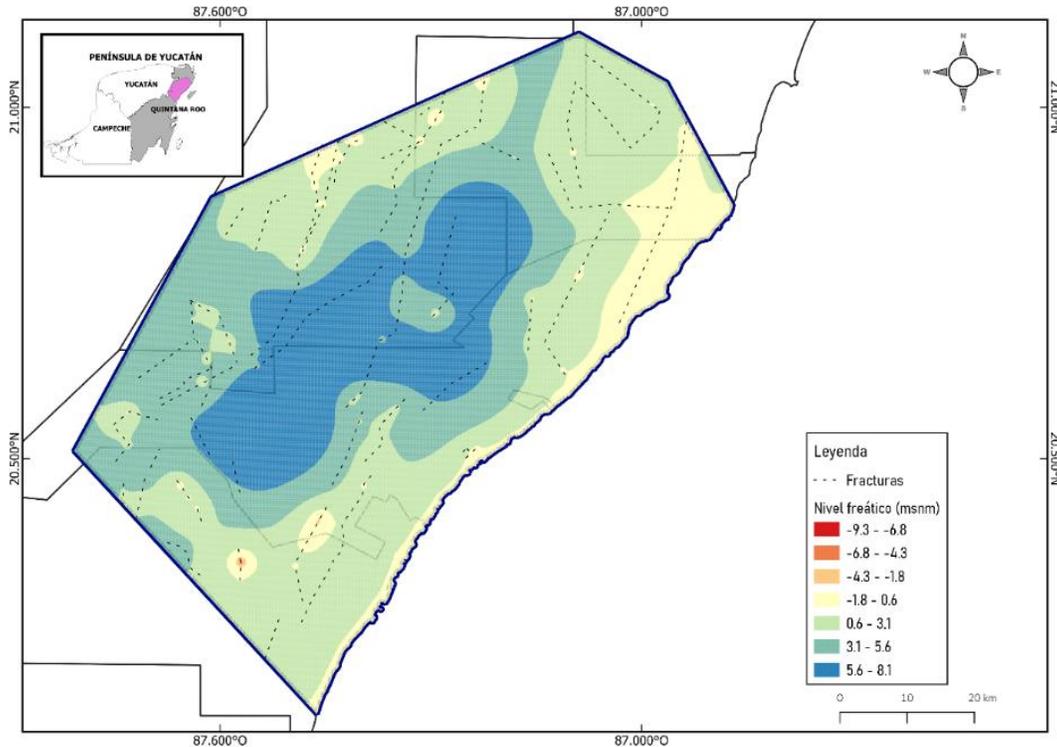


Figura 36. Resultados del modelo de simulación “c” con 0.0045 m/s de conductividad hidráulica para el Mioceno-Plioceno y de 0.0005 m/s para el Pleistoceno.

4.3 SEGUNDA CALIBRACIÓN DEL MODELO CON DOS CONDUCTIVIDADES

Se procedió a realizar un proceso de calibración adicional, con el parámetro de dren de los lineamientos, tomando como base el modelo “b”, el cual considera la geología dada por la carta geológica minera de Cozumel F16-11. Se consideró un valor de conductividad hidráulica de 0.0045 m/s para la zona del Mioceno-Plioceno y de 0.0008 m/s para la conductividad del Pleistoceno. A este modelo se le denominó “b-1”, del cual se obtuvo un coeficiente de determinación igual a 0.8905, un error en el balance de masa de 0.01 % y un NRMSE de 1.5 %. A continuación, se presenta la evaluación de la simulación de este modelo.

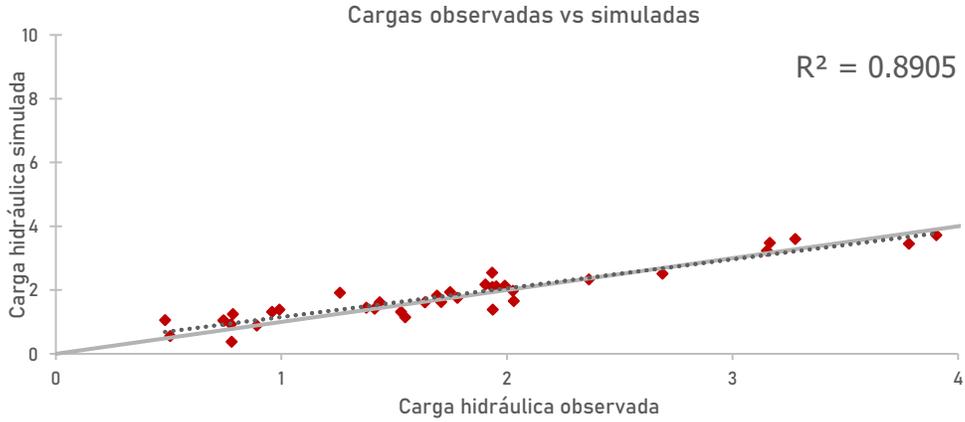


Figura 37. Gráfico de dispersión de cargas hidráulicas vs observadas.

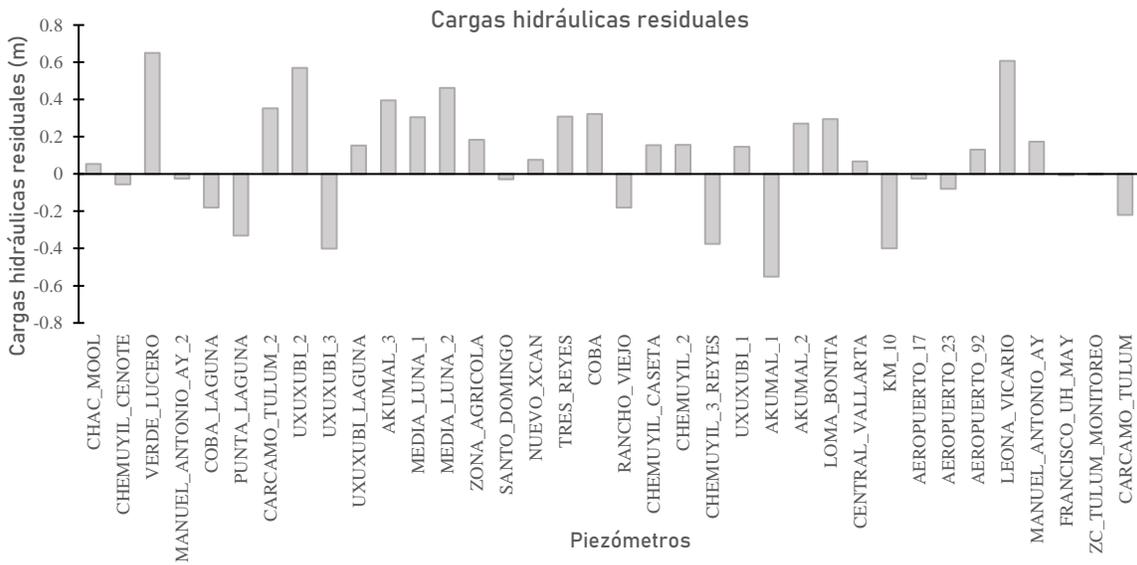


Figura 38. Gráfico de cargas hidráulicas residuales.

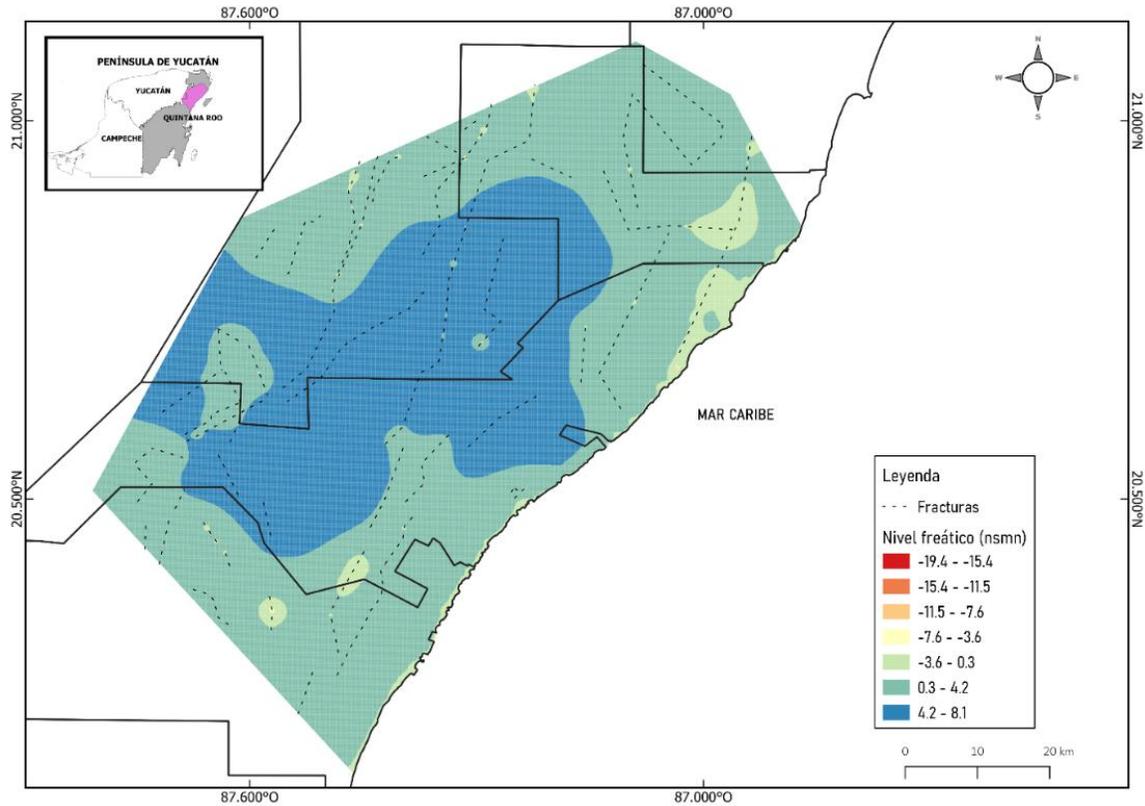


Figura 39. Resultados de la simulación “b-1” después de la segunda calibración, con 0.0045 m/s de conductividad hidráulica para el Mioceno-Plioceno, y de 0.0008 m/s para el Pleistoceno.

La tabla siguiente contiene los valores del parámetro de dren de los lineamientos de fracturas utilizados para la calibración de cada uno de los modelos considerados.

A pesar de que todos los modelos considerados presentan buenos parámetros de calibración, la conductividad hidráulica asociada a las zonas costeras (Pleistoceno) es más baja que las asociadas a las de tierra adentro (Mioceno-Plioceno). Estrictamente hablando, las zonas costeras presentan conductividades hidráulicas más altas, debido a que son zonas con una gran densidad de fracturas y con presencia de una red extensa de conductos de disolución inundados (sistemas de cuevas inundadas). La razón de que, en todas las simulaciones, las calibraciones resulten con un valor de conductividad hidráulica más baja para estas zonas, puede deberse a la presencia de valores incorrectos o espurios en las cargas hidráulicas de los pozos con los que se realiza el proceso de calibración.

Tabla 6. Calibración de nivel de fondo de fracturas en los modelos.

Fractura	Nivel de fondo (m)	
	Calibración modelos “a”, “b”, y “c”	Calibración modelo “b-1”
Akumal	-6.5	-6.4
Central Vallarta	-7.9	-7.9
Chac - Mool	-6.1	-6.1
Coba	-1.7	-1.7
Francisco UM 1	-18.3	-18.3
Francisco UM 2	-1.1	-2.5
Manuel AA 1	-17.4	-17.4
Manuel AA 2	0	-1
Nuevo Xcan	-8.3	-8.3
Punta Laguna	0	0
Santo Domingo	-6	-5.8
Solidaridad	0	-1
Tres Reyes	-8.3	-8.2
Tulum	-3.3	-3.3
Zona Agrícola	-8.2	-8.2

4.4 MODELO FINAL CON DOS CONDUCTIVIDADES HIDRÁULICAS

Para la realización del modelo final, se incorporó el modelo geológico de Kambesis & Coke (2013), en el cual se especifican las profundidades asociadas a las zonas del Mioceno-Plioceno y del Pleistoceno. También se consideró un valor de conductividad hidráulica más alto para esta última zona, de acuerdo con lo esperado en la realidad.

La mejor calibración, se obtuvo considerando los valores de conductividad hidráulica de 0.005 y de 0.008 m/s para las zonas del Mioceno-Plioceno y Pleistoceno, respectivamente. El coeficiente de determinación para este caso fue de $R^2 = 0.8808$, con un error en el balance de masa de 0.13%, y un valor NRMSE de 1.5 %.

A partir de este modelo se obtuvo un mapa del nivel freático con un valor mínimo de -2.4 msnm, y un máximo de 7.8 msnm, donde el nivel freático se encuentra entre los -0.9 a 0.5 m sobre la franja costera, aumentando tierra adentro.

Una vez obtenida la superficie freática se obtuvieron las direcciones de flujo mediante el uso del software Surfer y el método de interpolación Kriging.

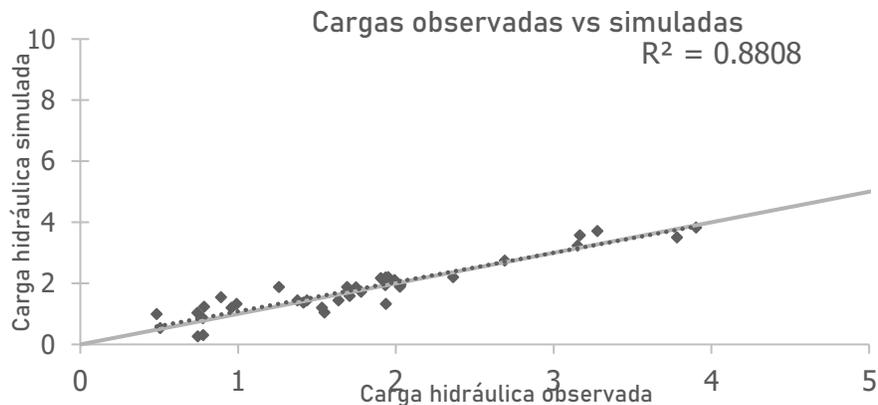


Figura 70. Gráfico de dispersión de cargas hidráulicas vs observadas.

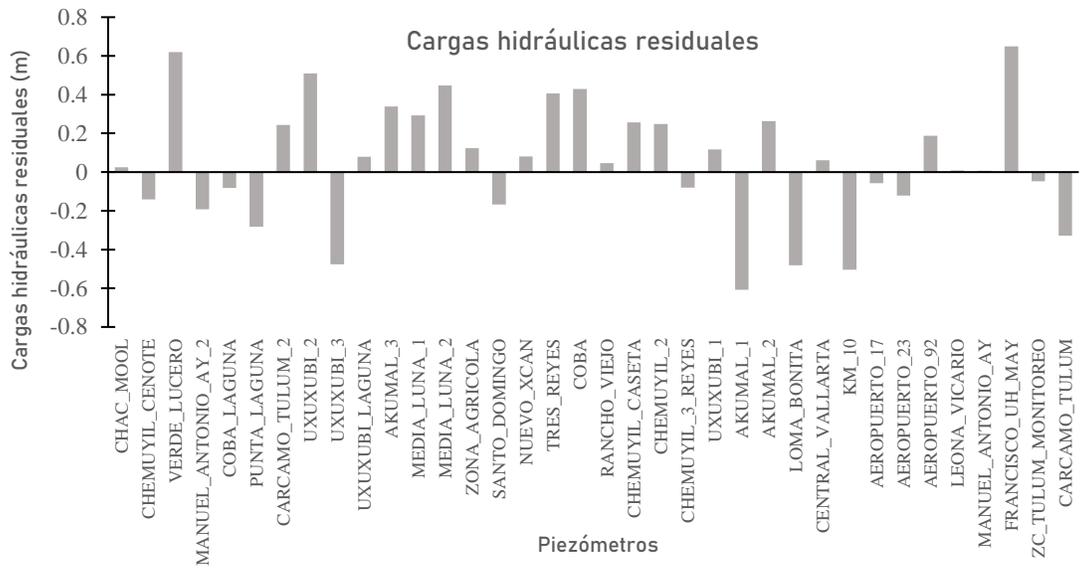


Figura 40. Gráfico de cargas hidráulicas residuales.

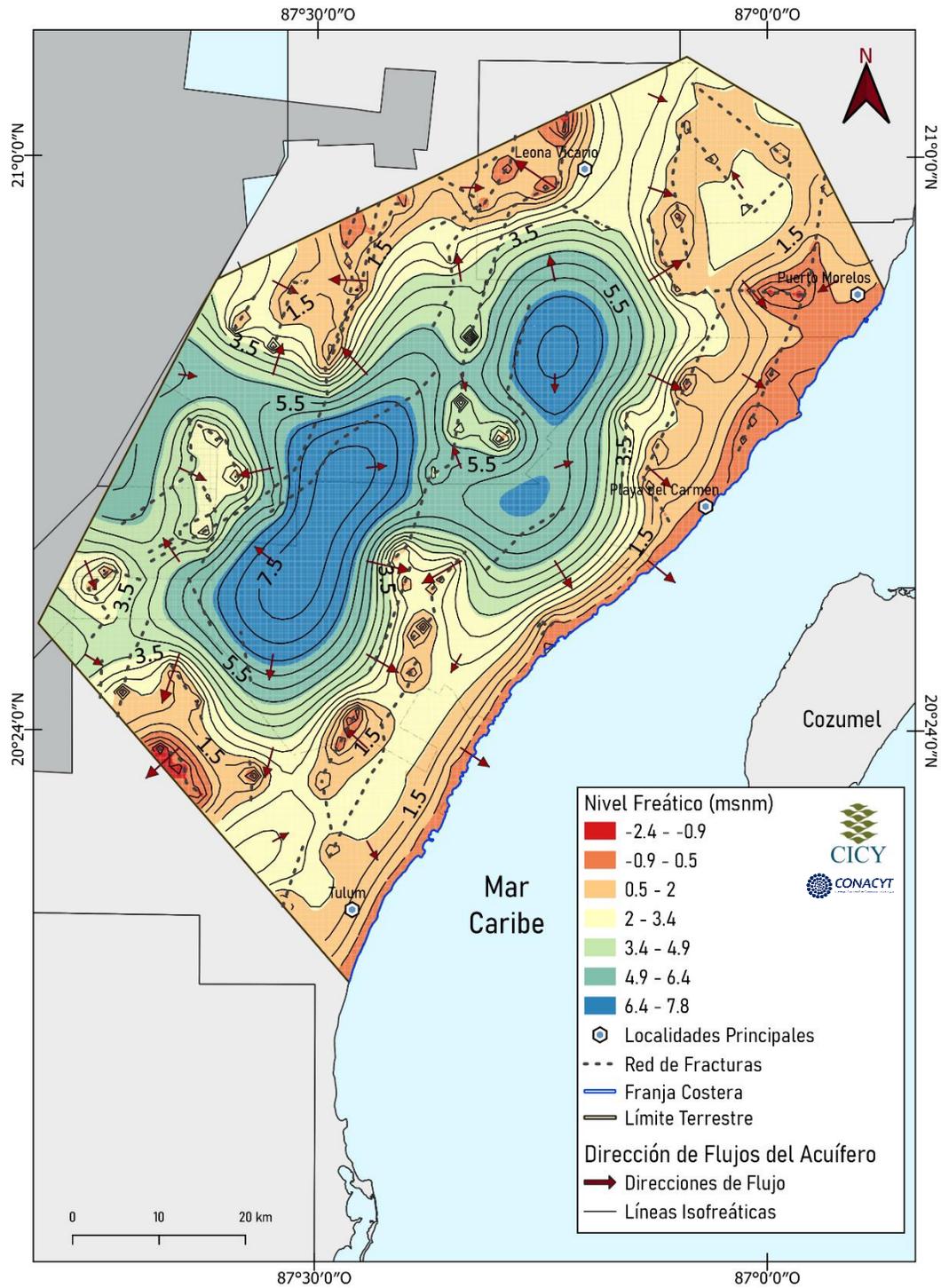


Figura 41. Resultados de la simulación del modelo final con valores de conductividad hidráulica de 0.005 m/s para la zona del Mioceno-Plioceno, y de 0.008 m/s para el Pleistoceno, las cuales se distribuyen en la vertical de acuerdo con el modelo de Kambesis & Coke (2013).

4.5 ESCENARIOS DE INUNDACIÓN DEBIDO A EFECTOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

La primera evaluación realizada consideró la respuesta hidráulica de la superficie freática del acuífero únicamente con respecto al aumento del nivel del mar. De esta estimación se obtuvieron 4 escenarios de inundación por aguas subterráneas, uno para cada escenario futuro.

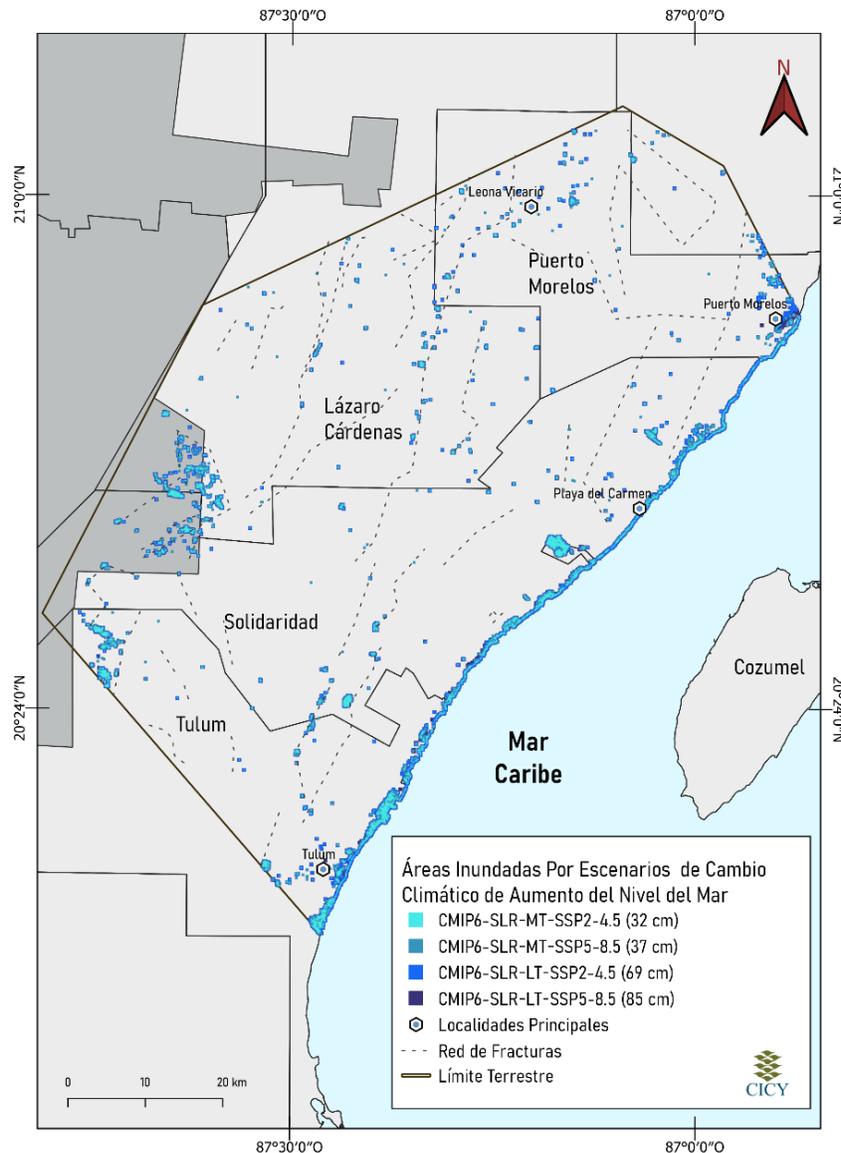


Figura 42. Escenarios de inundación por aguas subterráneas debido al aumento del nivel del mar como efecto del cambio climático. CMIP6 corresponde a la base de datos de la proyección de cambio climático empleada, SLR a aumento del nivel del mar, MT a mediano plazo y LT para largo plazo. Cada escenario consta del aumento en cm del nivel del mar para la zona de estudio.

Visualmente, todos los escenarios convergen en mayor medida en las mismas zonas, costeras y tierra adentro, cerca de las zonas de fracturas. No obstante, en el escenario de SLR de 85 cm, proyectado para el periodo 2081-2100 (CMIP6-SLR-LT-SSP5-8.5), se logra apreciar un aumento de zonas inundadas en las costas de Puerto Morelos. Los modelos acoplados de inundación mostraron patrones similares de inundación a los que consideran únicamente el SLR. Por ello, se cuantificó el área inundada para cada escenario en la zona de estudio y también las inundaciones costeras, es decir, aquellas que se presentaron a 10 km como máximo de la franja costera.

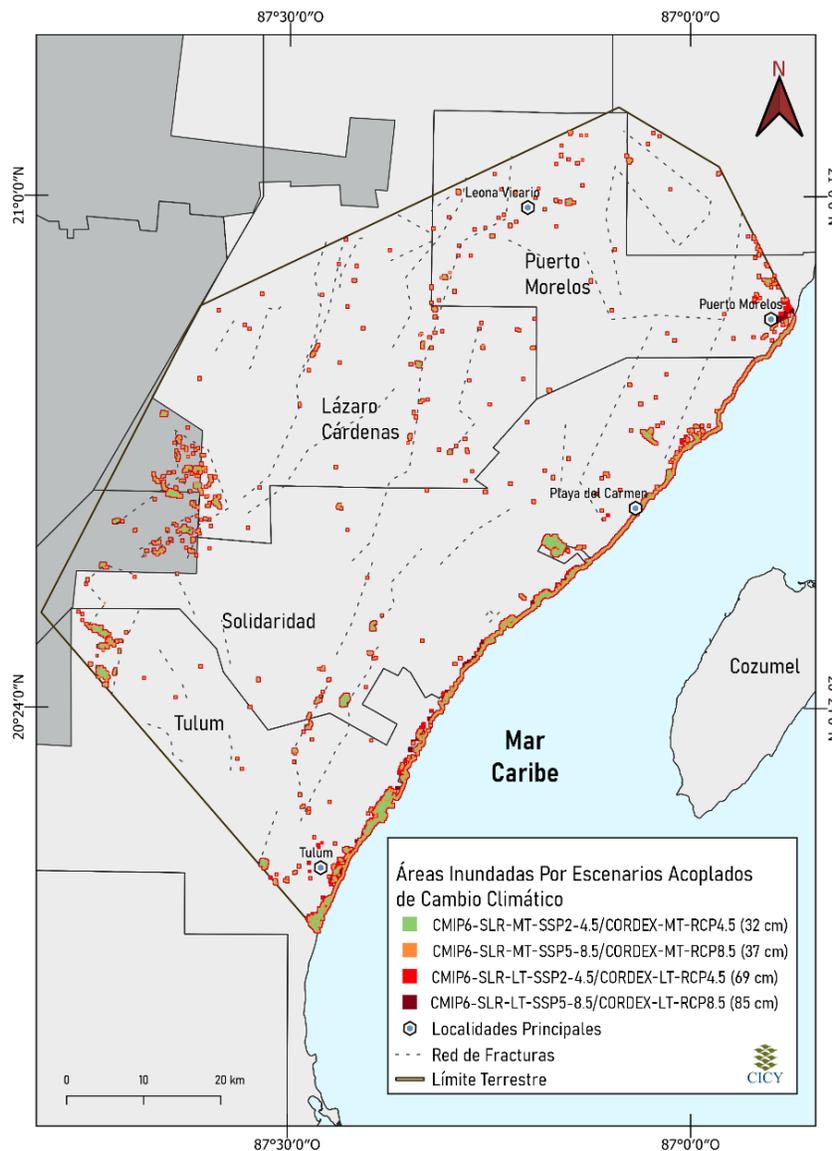


Figura 43. Escenarios de inundación por aguas subterráneas para los modelos acoplados. CMIP6 y CORDEX corresponden a la base de datos de la proyección de cambio climático empleada, SLR a

aumento del nivel del mar, MT a mediano plazo y LT para largo plazo. Los escenarios de cambio climático se muestran como SSP y RCP. Cada escenario consta del aumento en cm del nivel del mar para la zona de estudio.

Tabla 7. Área inundada por aguas subterráneas debido únicamente al efecto del aumento del nivel del mar SLR como consecuencia del cambio climático.

Escenario	Zonas inundadas (km ²)			
	Aumento del nivel del mar SLR (cm)	Costa (10 km)	Tierra adentro	Total
CMIP6-SLR-MT-SSP2-4.5	32	17.36	15.77	33.13
CMIP6-SLR-MT-SSP5-8.5	37	17.79	16.15	33.94
CMIP6-SLR-LT- SSP2-4.5	69	19.63	22.54	42.17
CMIP6-SLR-LT- SSP5-8.5	85	22.43	22.63	45.06

Tabla 8. Área inundada por aguas subterráneas debido al efecto del aumento del nivel del mar SLR, cambio de precipitación total anual y evapotranspiración, como consecuencia del cambio climático.

Escenario	Zonas inundadas (km ²)			
	Aumento del nivel del mar SLR (cm)	Costa (10 km)	Tierra a dentro	Total
CMIP6-SLR-MT-SSP2-4.5/CORDEX-MT-RCP4.5	32	17.47	22.07	39.54
CMIP6-SLR-MT-SSP5-8.5/CORDEX-MT-RCP8.5	37	17.49	22.18	39.67
CMIP6-SLR-LT-SSP2-4.5/CORDEX-LT-RCP4.5	69	19.09	22.1	41.19

CMIP6-SLR-LT-SSP5- 8.5/CORDEX-LT-RCP8.5	85	20.58	20.73	41.31
--	----	-------	-------	-------

Con respecto a los métodos empleados para disminuir la incertidumbre de si estas zonas pueden potencialmente inundarse en el futuro, se realizaron los métodos de comprobación 1 y 2 anteriormente mencionados. En el primer método se utilizó el modelo CORDEX de aumento del nivel del mar de 87 cm para el escenario 2081-2100. Bajo este método la zona costera inundada es de 16.48 km², considerando únicamente la zona próxima al mar.

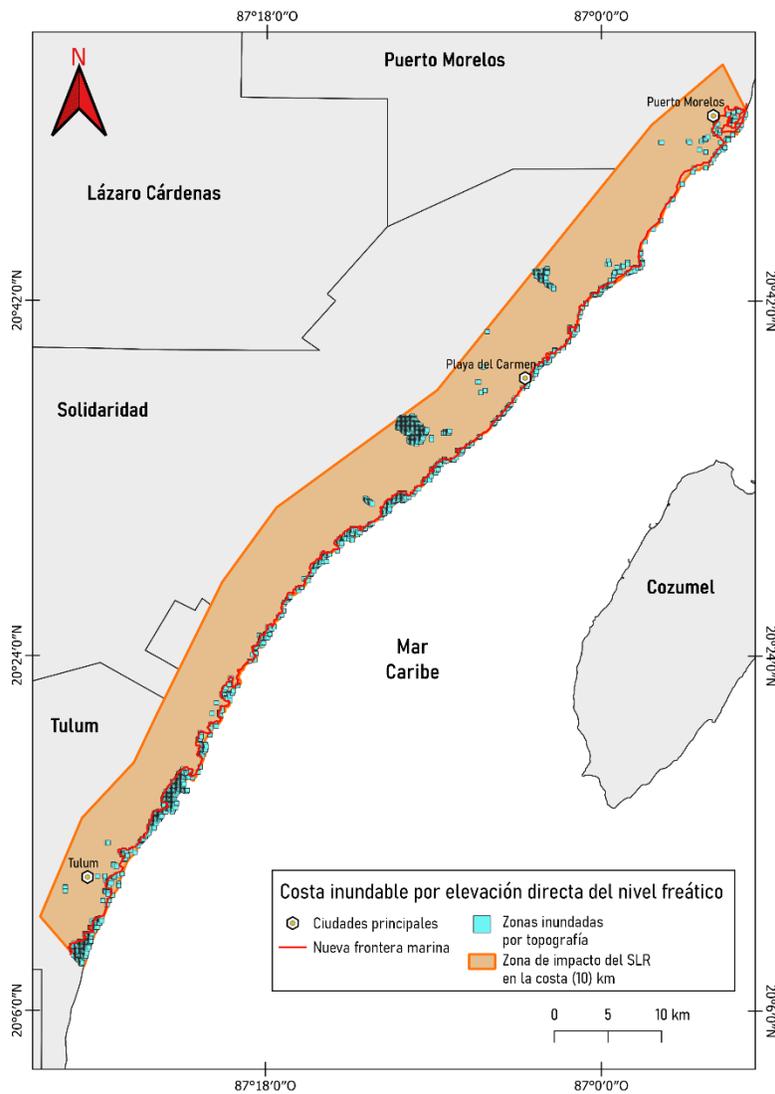


Figura 44. Zonas inundadas por aguas subterráneas debido al directo aumento del nivel del mar sobre la superficie freática a una distancia de 10 km a la costa.

El método de comprobación 2, se implementó utilizando como base el modelo en estado estacionario, se asumió que la frontera marina se recorrió tierra adentro como parte del SLR debido al cambio climático. La nueva frontera marina se consideró a efectos de simulación con la condición de carga hidráulica 0, ya que se asumió que esta inundación es permanente. Tomar en cuenta estos valores, es equivalente a realizar la simulación en el futuro, cuando estos cambios ya se han presentado, con la nueva frontera marina como datum. Con esta condición se estimó que el área costera susceptible de inundarse es de 16.48 km², y el área susceptible de inundarse tierra adentro de 15.71 km².

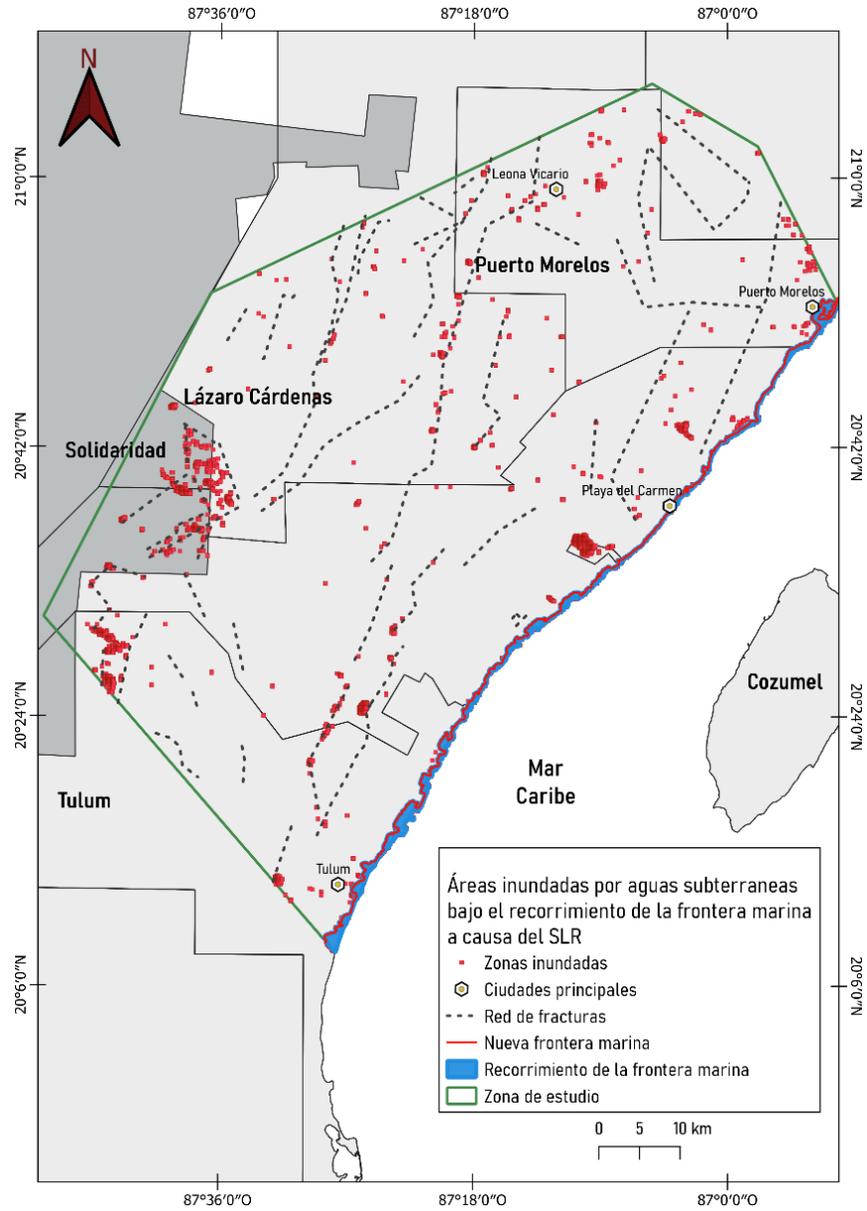


Figura 45. Modelo de inundación por aguas subterráneas asumiendo como condición inicial el recorrimiento de la frontera marina, con carga hidráulica 0.

4.6 PARÁMETRIZACIÓN DEL MODELO NUMÉRICO

El refinamiento del modelo permitió la mejora en la precisión de la estimación de la altura de las cargas hidráulicas del modelo en comparación con las cargas hidráulicos de los pozos de observación y los niveles estáticos del acuífero medidos en campo, al igual que la detección de cuerpos de agua tales como lagunas, lagos, cenotes y humedales.

Puesto que en el balance hídrico del acuífero el coeficiente de almacenamiento varía en el tiempo, se consideró como primera aproximación un estado estacionario para el flujo subterráneo. Dentro de sus componentes, la recarga, se describió bajo la teoría de infiltración, es decir, solo se consideró para efectos del acuífero, que el agua subterránea proviene de la fracción infiltrada de la precipitación, la cual juega un rol crucial en términos cuantitativos para climas húmedos, como es el del estado de Quintana Roo. Por ello, la diversificación de prospectos de superficies climáticas de precipitación como fue la de CLICOM, el CMN y UNIATMOS permitió realizar una comparación con la bibliografía existente de la magnitud de la precipitación para así emplear la de UNIATMOS, cuyo rango (1100 – 1350 mm/año) se encuentra entre lo descrito por Orellana et al. (2007), Orellana et al. (2009) y Bauer-Gottwein et al. (2011). Para asumir la precipitación como condición de recarga en MODFLOW se empleó el paquete RCH (recharge), dicho esto, se requirió considerar que la recarga disminuye por la evaporación del agua. Para que el agua se evapore, por principio debe existir un suministro de agua, puesto que no se puede evaporar nada de una superficie seca, incluso si hay energía en forma de calor suficiente. Esta proviene de distintas fuentes, por ejemplo, la evaporación en superficies de suelo desnudo, la proveniente de cuerpos de agua abiertos, y la proveniente de la precipitación retenida en la superficie vegetal (excluyendo cualquier proceso biótico). De manera cuantitativa la evaporación de cuerpos de agua abiertos se encuentra en un rol secundario para la consideración de los balances hídricos de aguas subterráneas, no obstante, la transpiración, que es la evaporación proveniente de la superficie vegetal debida a procesos bióticos sí forma parte de un rol principal en el balance mencionado.

Ya que la evaporación se consideró entonces, parte de la evapotranspiración, se realizó el cálculo de la evapotranspiración en la zona de estudio para su incorporación como parámetro EVT (evapotranspiration) en MODFLOW, es decir, la evapotranspiración se compone de la evaporación del suelo, la intercepción de la evaporación, es decir, el almacenamiento temporal de la

precipitación caída y asentada por condensación o sublimación en la superficie de las plantas, y la transpiración. Esto permitió asumir la recarga en acuerdo con lo descrito por Alley, (1984) como:

$$R = P - SM - ET_a , \quad (28)$$

donde R corresponde a la recarga, P a la precipitación, SM a la humedad del suelo y ET_a a la evapotranspiración actual. La combinación de la recarga intersticial y macroporos resultan en una tasa de infiltración y percolación alta, por lo tanto, para fines del balance se consideró únicamente la precipitación y la evapotranspiración de referencia ET_0 como superficie climática del modelo, considerando la estimada mediante el método de Thornthwaite, puesto que el rango de valores dentro de la zona de estudio se encuentra entre los 1300-1600 mm/año, lo cual concuerda con los rangos descritos reportados por Bauer-Gottwein et al. (2011), Alvarado-Barrientos & Orozco-Medina (2017) y Orozco Medina et al. (2019) para el estado de Quintana Roo.

Para obtener un mayor acercamiento al efecto de la vegetación sobre la evapotranspiración, se realizó el mapa de profundidad de raíces. Dado que el ambiente kárstico de la PY es caracterizado por tener suelos poco profundos (menores a 30 cm) y sobrepuestos a una cama rocosa de caliza de aproximadamente 9 m, Querejeta et al. (2007) sugieren que las especies nativas de vegetación boscosa tiene la habilidad de extraer agua del subsuelo, lo cual implica que estas pueden alcanzar el agua subterránea y hacer uso de ella, fungiendo dentro del balance hídrico como una salida del sistema. Este mapa consideró la clasificación de textura del suelo, su uso y su cobertura vegetal, las cuales permitieron establecer el nivel de profundidad de la raíz. Esto es importante, ya que las especies nativas poseen sistemas de raíces especializados que permiten la exploración de extensas superficies de roca, incrementando sus posibilidades de encontrar rupturas del lecho rocoso (Poot & Lambers, 2008). Este parámetro se usó como una aproximación a la evapotranspiración freática y una descripción de la dinámica del consumo de agua subterránea y de la zona no saturada por parte de la vegetación.

4.7 CONDUCTIVIDADES HIDRÁULICAS

Conceptualizar el modelo con dos cargas hidráulicas, según el modelo geológico propuesto por Kambesis & Coke (2013), permitió describir de forma más realista las características que posee de Karst eogenético en la franja costera del estado de Quintana Roo, debido a la interacción entre el lente de agua dulce del acuífero con el mar. Este es un sistema de doble o triple porosidad (dependiendo de la escala de estudio), cuya permeabilidad incrementa con el desarrollo de

características de porosidad secundaria a pequeña escala debido al flujo de agua dulce en dirección a la costa, formando una pequeña red horizontal de ductos de hasta 10 mm, dando lugar al aumento de la conductividad hidráulica (Kambesis & Coke, 2013), por lo que en principio la conductividad hidráulica de la geología costera del Pleistoceno debe ser mayor a la presente en el Mioceno-Plioceno (Vacher & Mylroie, 2002). La división de la zona de estudio de acuerdo a las unidades hidro-estratigráficas Plioceno-Mioceno y Pleistoceno, de acuerdo con Vacher (1988), permitió esquematizar el comportamiento de la tabla de agua cuando esta se rige bajo dos conductividades hidráulicas distintas, encontrándose la menor detrás de la mayor en la franja costera. Esto implica que el lente de agua dulce sea relativamente más delgado en la unidad más permeable y más gruesos en la menos permeable, como puede observarse en la Figura 77.

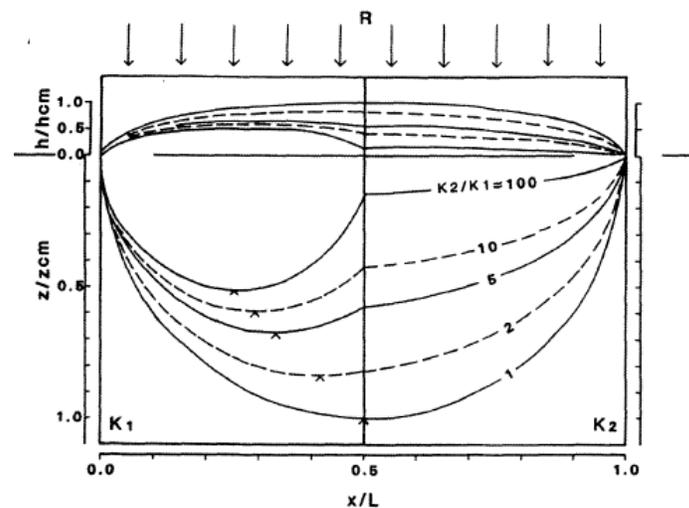


Figura 46. Cálculo de la posición de la tabla de agua e interfaz salina, para lentes de agua dulce. K_1 y K_2 son unidades dispuestas una después de la otra con distintas conductividades hidráulicas, y en contacto vertical con la franja costera (Vacher, 1988).

4.8 DIRECCIONES DE FLUJOS SUBTERRÁNEOS

La elaboración del mapa de los flujos de aguas subterráneas resultó de gran importancia, ya que reflejan el estado actual de equilibrio en la dinámica geohidráulica de la zona de estudio. Para esto, se requirió elaborar el mapa de equipotenciales de las alturas del nivel freático (líneas de contorno) que define los niveles de agua subterránea con la misma altura. Ya que los gradientes hidráulicos se determinan por aproximaciones similares a las usadas para gradientes de terrenos, definiendo i como un gradiente de agua subterránea, entonces:

$$i = \frac{h_1 - h_2}{l}, \quad (29)$$

donde h_1 es la elevación más alta de la línea equipotencial que se compare dentro de la zona de estudio, h_2 la elevación menor de la línea equipotencial subsecuente, y l el espacio horizontal entre las líneas equipotenciales h_1 y h_2 (Coldewey, 2019). Se puede inferir que los gradientes hidráulicos en la zona de estudio son dependientes del espacio entre líneas equipotenciales, permitiendo establecer con esta relación que las zonas donde las líneas tienen un espaciamiento menor l entre líneas equipotenciales, poseen un gradiente hidráulico más alto. El flujo de agua subterránea se produce naturalmente en la dirección del gradiente mayor, perpendicular a las líneas de igual elevación de la superficie piezométrica, es por ello que se pueden derivar la dirección de los flujos de las aguas subterráneas.

4.9 MODELOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

El cambio climático impacta de manera cuantitativa en el agua subterránea del acuífero mediante la influencia de la recarga y la demanda de agua. Al ocurrir el cambio de los coeficientes de almacenamiento, si los flujos de salida exceden los de entrada, es decir, la recarga es menor a la tasa de evapotranspiración y a la descarga del acuífero, el monto de agua dulce almacenada en el acuífero decrece, por tanto, disminuye la altura del nivel freático. Aunque a corto plazo este impacto sea mucho menor para efectos de sequías y reducción de periodos de lluvias, el acuífero es vulnerable a un impacto crónico a largo plazo, es decir, periodos de sobreexplotación y cambios hidrológicos mucho más recurrentes (Cuthbert et al., 2019).

Es importante destacar la relación entre la disminución de la precipitación y el aumento de la evapotranspiración estimados en los modelos climáticos a mediano (2040-2061) y largo (2080-2100) plazo de los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 en la zona de estudio, los cuales influyen en la disminución de la recarga del acuífero, como puede observarse en la Tabla 9. En esta tabla se aprecia que la disminución porcentual de la precipitación para el escenario RCP4.5 en el periodo 2081-2100, está muy cercana a lo estimado en el escenario RCP8.5 del periodo 2041-2060. Esto implica una anticipación de los efectos de cambio climático de aproximadamente 40 años antes bajo este último escenario, cuyas estimaciones para el periodo 2081-2100 son de una disminución de la recarga del 13.53% (más del 10 % de lo estimado en cualquier otro escenario) y un aumento de la evapotranspiración 3 veces mayor a la estimada para el escenario RCP4.5 del periodo 2081-

2100. Con respecto al aumento de temperatura los rangos son del 5.4 al 7.7 % en la mayoría de los escenarios, excepto para el RCP8.5 (2081-2100) cuyo aumento es del 15% con respecto al valor actual. Esto implica que el aumento en el promedio mensual de temperatura para 30.5 días en °C es de 3.85, aproximadamente 2 grados más que los estimados en el resto de los escenarios.

Puesto que, bajo estos escenarios la precipitación total anual decaerá gradualmente, disminuirá la cantidad que se infiltre en el suelo, que se escurra, o genere zonas de humedales en la superficie del suelo, resultando en una disminución del agua que percola en dirección al nivel freático para convertirse en recarga. Por otra parte, estas mismas vías de flujos de agua se verán afectadas por el aumento de la temperatura, ya que esta influye en la tasa de evaporación de agua del suelo, disminuyendo su humedad y afectando el flujo de agua en la zona no saturada en dirección a zonas superficiales de descargas (zonas de Inter flujo). Considerando las estimaciones de aumento de la evapotranspiración, esta tendrá un efecto potencial controlado por el acrecentamiento de la evaporación y la transpiración vegetal (Maliva, 2021).

Tabla 9. Variación climática de los datos extraídos del Interactive Atlas WGI IPCC 2021, base de datos CORDEX Central America.

Periodo	Escenario (línea base 1995-2014)	Cambio de precipitación (%)	Cambio de evapotranspiración (%)	Variación de temperatura (°C)	
				Porcentaje (%)	Promedio mensual para 30.5 días (°C)
2041-2060	RCP 4.5	-0.850000	+7.48	+5.41	+1.36
2081-2100	RCP 4.5	-2.140000	+22.88	+7.59	+1.91
2041-2060	RCP 8.5	-3.440000	+23.7	+7.72	+1.95
2081-2100	RCP 8.5	-13.530000	+63.55	+15.25	+3.85

A fin de comprobar que las líneas de tendencia se ajusten a los estimados por el AR6 del IPCC se contó con una secuencia de evaluaciones de selección de información, así como filtros que permitieron determinar si las tendencias mostradas en las estimaciones climáticas concuerdan con los patrones que el IPCC estima que acontezcan en cada región del mundo. Para ello se hizo uso de la línea de extracción de información de evidencias de cambio climático que se observa en la

Figura 78. A fin de corroborar que los resultados se asemejen a la región Sur de América Central (SCN), y ya que la línea divisoria de esta región donde se encuentra el área de estudio se sobrepone a la de pequeñas islas, también se consideró la matriz de rastreo de evaluación de efectos del cambio climático para esta región.

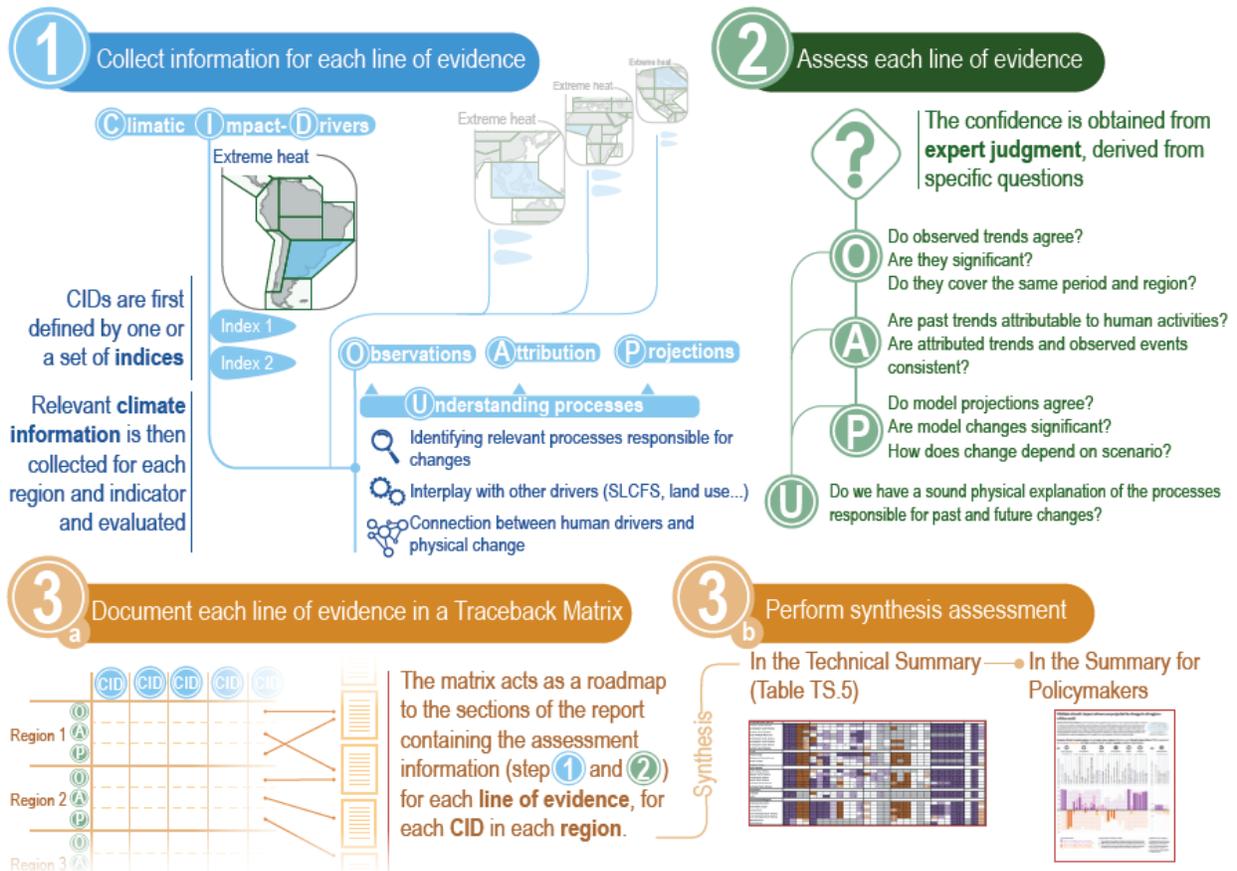


Figura 47. Esquema para la evaluación de líneas de tendencia de modelos climáticos (Canada et al., 2021).

De la sección 1 “Recolectar información de cada línea de evidencia” se seleccionaron los datos pertenecientes a la base de datos de las proyecciones del modelo CORDEX CENTRAL AMERICA en la región Sur de América Central, para la sección 2, en el apartado O las observaciones concuerdan con el esquema Climate Impact Drivers con respecto aumento de la temperatura y disminución de la precipitación. Del apartado A sobre el cambio de temperatura, sí existen datos con información clara donde se puede atribuir el cambio de temperatura debido a efectos antropogénicos, y del apartado P, las estimaciones de los modelos climáticos concuerdan con el

esquema Traceback de registro de tendencias climatológicas debidas al cambio climático que se pueden observar en la Figura 48.

	Climatic Impact-driver																													
	Heat and Cold				Wet and Dry						Wind				Snow and Ice				Coastal and Oceanic		Other									
	Mean air temperature	Extreme heat	Cold spell	Frost	Mean precipitation	River flood	Heavy precipitation and pluvial flood	Landslide	Aridity	Hydrological drought	Agricultural and ecological drought	Fire weather	Mean wind speed	Severe wind storm	Tropical cyclone	Sand and dust storm	Snow, glacier and ice sheet	Permafrost	Lake, river and sea ice	Heavy snowfall and ice storm	Hail	Snow avalanche	Relative sea level	Coastal flood	Coastal erosion	Marine heatwave	Ocean and lake acidity	Air pollution weather	Atmospheric CO ₂ at surface	Radiation at surface
Central and South America																														
Southern Central America	↗	↗	↗	↘											2								↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗
Small Islands																														
Caribbean	↗	↗	↗	↘											5								↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗
Pacific	↗	↗	↗	↘	2	3	4								5								↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗
North-Eastern South America	↗	↗	↗	↘	↗						↗												↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗
South-Western South America	↗	↗	↗	↘					↗														↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗
South-Eastern South America	↗	↗	↗	↘		↗				↗													↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗
Southern South America	↗			↘																			↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↗

Note: There are several region-specific qualifiers/exceptions attached to some of the directions of change/confidence levels indicated above. [12.4]

Key for observational trend evidence ↗ Past upward trend (medium or higher confidence) ↘ Past downward trend (medium or higher confidence)

Key for attribution evidence *** High confidence (or more) ** Medium confidence

Key for level of confidence in future changes High confidence of increase (or more) Medium confidence of increase (or more) Low confidence in direction of change Medium confidence of decrease High confidence of decrease Not broadly relevant

Figura 48, Matriz de rastreo para determinar la concordancia de los efectos de los modelos climáticos, con respecto las tendencias reportadas en el AR6 2021(Arias et al., 2021).

En color rojo se remarcaron los cambios relacionados a condiciones de calor y frío, para la región Sur de América Central e Islas pequeñas, los modelos concuerdan con las tendencias de aumento de eventos de calor extremo, y disminución de la precipitación media. En los impactos de humedad y sequía, existe también una alta confianza en la tendencia del incremento de la aridez, sequías agrícolas y ecológicas, así como la frecuencia de incendios.

A nivel global los cambios de precipitación están determinados por los balances energéticos de la Tierra, a escala regional (menor a 4000 km) estos cambios son dominados por la variación en el transporte de humedad, los cuales dependen de procesos termodinámicos y dinámicos (Douville et al., 2021). Puesto que el acuífero posee características de recarga directas e indirectas, es decir, el agua proveniente de la precipitación puede ingresar al acuífero por medio de la infiltración y percolación en toda la zona de estudio, y también por medio de sus zonas de flujo preferencial

debido a la inclusión de zonas de fracturas, alterando la conductividad hidráulica horizontal y vertical, aumentando en esas zonas la infiltración, antes de que esta agua pueda acumularse para su evaporación en la superficie (Gurdak et al., 2007). Por ello esta alteración en la magnitud de la precipitación debido al cambio climático disminuye la cantidad de agua potencialmente disponible para la recarga, ya sea por la modificación de la tasa de precipitación anual, la duración, la intensidad y la estacionalidad.

El aumento de la temperatura debido al calentamiento global también afecta en la recarga de agua del acuífero debido al efecto de la temperatura sobre las tasas de evapotranspiración, puesto que, con base en la estimación del aumento de evapotranspiración en los escenarios modelados, la infiltración puede verse reducida debido a rápidas pérdidas evaporativas del agua infiltrada poco profunda en la parte superior de la zona vadosa. Esto provocará que el suelo tienda a mayores déficits de humedad y se requiera mayores eventos de lluvia a fin de compensar estos déficits, y permitir que el agua que percola, pase la zona de raíces y pueda convertirse en recarga. Esta transición a largo plazo de condiciones más cálidas y secas pueden resultar en suelos más secos que retengan más agua en eventos de precipitación, sin embargo, este aumento de la temperatura incrementará también la velocidad con la que el agua se evapore o evapotranspire. Puesto que los modelos climáticos tienen una tendencia a mediano y largo plazo de disminuir la precipitación y aumentar la evapotranspiración, estos cambios pueden conllevar a condiciones de aridez, es decir un cambio permanente de las condiciones locales hacia un estado más seco. Aunque en las regiones húmedas como áridas se experimentan condiciones de sequías, es decir, “intervalos de tiempo, generalmente del orden de meses o años de duración, durante las cuales la provisión de humedad actual disminuye con respecto a lo esperado climáticamente”, la variación interanual de precipitación es mayor con una media anual menor (Smakhtin & Schipper, 2008).

4.10 AUMENTO DEL NIVEL DEL MAR

Con base en la comparación de las áreas inundadas por cada escenario, véase Tabla 7. En las simulaciones donde se evaluó únicamente el SLR, se determinó que a mediano plazo (2041-2060) el escenario SSP5-8.5 tiene 2.47 % más de zonas potencialmente inundables en la franja costera en comparación con el escenario SSP2-4.5, y tierra adentro 2.40 % más.

A largo plazo (2081-2100), las zonas potencialmente inundables del escenario SSP2-4.5 aumentan 13.07 % en la franja costera y 42.92 % tierra adentro con respecto al mismo escenario a mediano

plazo. En el escenario SSP5-8.5 del periodo 2081-2100, las zonas potencialmente inundables aumentan 26.08% en la franja costera y 40.12% tierra adentro con respecto al escenario SSP5-8.5 simulado para el periodo 2041-2060. En concordancia también con lo descrito por Masterson & Garabedian, (2007) en su evaluación del efecto del aumento del nivel del mar sobre los flujos de aguas subterráneas, se observa la preferencia de los flujos de aguas subterráneas hacia las redes de dren al aumentar la tabla de agua debido al SLR, que en este estudio se encuentran tierra adentro en su mayoría. Siendo esta respuesta hidráulica mediante el modo de topografía limitada, donde la tabla de agua está tan cerca de la superficie que el incremento en su altura resulta en la intersección de la tabla de agua con la superficie del suelo incrementando la escorrentía (Michael et al., 2013).

Al mantenerse el aumento del nivel del mar (pasando el rango de los 85 cm de SLR aproximadamente), y con ello la altura de la tabla de agua, las zonas no saturadas en la zona de estudio disminuyen hasta un punto en el que se estima que a mayores progresiones de SLR, el área potencial de zonas inundables sería aproximadamente el mismo en la franja costera y tierra adentro, aumentando uniformemente conforme acrecienta el SLR.

Por medio del método de comprobación 1 de zonas inundables por aguas subterráneas bajo un aumento del SLR de 1 m, se reforzó la proyección de que la franja costera puede inundarse por la elevación de la tabla de agua debido al SLR aun utilizando distintos métodos, este método también tienen un impacto similar espacialmente en la línea de costa con relación a los resultados obtenidos en las modelaciones numéricas. No obstante, en el método de comprobación 1 se estimó un área afectada de 16.48 km², lo cual implica que bajo esta metodología de evaluación se subestiman al menos 5 km² de zonas inundables en la franja costera, esto se debe a que el método de comprobación considera el SLR como un aumento homogéneo sobre la tabla de agua empleada, sin considerar algunos de los componentes básicos del balance hídrico que influyen en la altura de las cargas hidráulicas, como lo son, la recarga, evapotranspiración, y descarga.

El método de comprobación 2 consideró en la simulación numérica que el aumento del nivel del mar (1 m) ya habría ocurrido e inundado la franja costera, recorriendo la línea de costa con su respectiva carga hidráulica 0. Partiendo de esta premisa, se corrió la simulación como si esta condición formara parte del estado estacionario. Donde las zonas potencialmente inundables estimadas son de 16.48 km² (ya que se tomó como referencia para la elaboración de la nueva línea de costa las zonas inundadas del método de comprobación 1) y tierra adentro 15.71 km². Aunque

el valor en km² de zonas inundadas no difiere demasiado en relación con las simulaciones en las que no se recorre la franja costera como parte de las condiciones iniciales, no se puede afirmar tampoco que las inundaciones en la línea de costa precedan a las que ocurran tierra adentro. Puesto que Rotzoll & Fletcher, (2013), y Befus et al., (2020) mencionan que hay una mayor probabilidad de que las inundaciones por aguas subterráneas tierra adentro precedan a las de la franja costera.

Con respecto a los modelos de inundación acoplados, es decir, aquellos donde se integró el cambio de la precipitación y la evapotranspiración debido al cambio climático en la simulación de inundaciones por aguas subterráneas, se estimó a mediano plazo (2041-2060) para el modelo CMIP6-SLR-MT-SSP2-4.5/CORDEX-MT-RCP4.5 (SLR de 32cm) un área de inundación en la franja costera de 17.49 km² y tierra adentro, 6.41 km² más que lo estimado para el modelo CMIP6-SLR-MT-SSP2-4.5 (SLR de 32 cm), y tierra adentro 6.41 km² más. Pese a que en el escenario CMIP6-SLR-MT-SSP2-4.5/CORDEX-MT-RCP4.5 se consideró una disminución de la precipitación de 0.85%, el aumento de la evapotranspiración del 7.48% puede ser la causante principal de que en este modelo haya más zonas potencialmente inundables, debido dos razones principalmente, la combinación del recambio a una mayor velocidad de precipitación – evapotranspiración, disminuye la cantidad de agua que se infiltra para llegar al acuífero como recarga, reduciendo el volumen del lente de agua dulce, ya que el aumento en la tasa de evapotranspiración genera mayor humedad y acorto plazo mayores eventos de precipitación. No obstante, la zona no saturada del acuífero aumentaría de tamaño, asemejando un modo de recarga limitada, es decir, una supuesta hidráulica donde la zona no saturada puede amortiguar el cambio en la tabla de agua al aumentar debido al SLR, véase Figura 1. Por lo tanto, al incluir el cambio de precipitación y evapotranspiración debidos al cambio climático, esta última serie de modelos se asemeja más a la realidad de los cambios en el balance hídrico a mediano y largo plazo, además de considerar que el evaluar únicamente el SLR en los modelos de inundación, se estaría sobreestimando el área de zonas potencialmente inundables. En la figura A1 se observa el cambio en las cargas hidráulicas de los escenarios de cambio climático acoplados con respecto al estado estacionario simulado, se aprecia la elevación en la zona costera a un máximo de 85 cm, su disminución tierra a dentro y las zonas potencialmente inundables también tierra a dentro.

CONCLUSIONES

Actualmente, el empleo de la modelación numérica dentro de las evaluaciones de las inundaciones por aguas subterráneas permite representar la respuesta de las cargas hidráulicas de los acuíferos costeros en relación al aumento del nivel del mar. Puesto que la altura del nivel freático en zonas costeras de baja altitud ha demostrado ser un factor determinante en la estimación de la magnitud zonas potencialmente inundables, el refinamiento de parámetros como la distribución física de las conductividades hidráulicas en la zona de estudio, el cálculo de la evapotranspiración, evapotranspiración freática por medio de la profundidad de raíces, y precipitación, han permitido estimar con bastante precisión mapas de isolíneas de nivel freático, y las direcciones de flujo a escala regional, por medio de un modelo numérico calibrado con un coeficiente de determinación de 0.8808, un error en el balance de masa de 0.13 y un NRMSE de 1.5%, capaz de ser aprovechado como un modelo que permita una mejor gestión integral del acuífero, así como ser un modelo base para evaluar los efectos del cambio climático a futuro.

En la estimación de las zonas potencialmente inundables considerando únicamente el SLR, se observó una respuesta hidráulica limitada por la topografía, donde el nivel freático se eleva menos que el nivel del mar debido a que se descarga parte del almacenamiento original en las zonas de drenaje nuevas y en las ya existentes, aumentando progresivamente a largo plazo como se muestra en la columna Dren (DRN), en la tabla de balance hídrico de los modelos de cambio climático, véase Tabla 10. También se denotó que el aumento progresivo de las zonas inundadas en la franja costera va disminuyendo la descarga del acuífero, desplazando el lente de agua dulce y aumentando las zonas potencialmente inundables tierra adentro, generando un equilibrio a largo plazo (periodo 2081-2100) donde las zonas vulnerables aumenten en la misma proporción, donde la proyección del área potencialmente inundable fue de 22.43 km² en la costa y 22.63 km² tierra adentro.

Tabla 10. Balance hídrico de los modelos de cambio climático.

CUMULATIVE VOLUME L³

NAME	IN						OUT							
	WEL	DRN	RCH	EVT	CHD	TOTAL IN	WEL	DRN	RCH	EVT	CHD	TOTAL OUT	IN-OUT	PERCENT DISCREPANCY
STEADY STATE	0	0	204.3709	0	2.2117	206.5825	13.5065	173.858	0	1.3694	17.5873	206.3212	0.2614	0.13
CMIP6-SLR-2041/2060-SSP2/4.5-1994/2014	0	0	204.3713	0	2.9959	207.3672	13.5065	175.9969	0	1.5216	16.1241	207.1491	0.2181	0.11
CMIP6-SLR-2041/2060-SSP5/8.5-1994/2014	0	0	204.3713	0	3.1288	207.5001	13.5065	176.3218	0	1.5482	15.5482	207.2638	0.2364	0.11
CMIP6-SLR-2081/2100-SSP2/4.5-1994/2014	0	0	204.3709	0	4.0257	208.3966	13.5065	178.6155	0	1.3631	14.7004	208.1855	0.2111	0.1
CMIP6-SLR-2081/2100-SSP5/8.5-1994/2014	0	0	204.3709	0	4.6066	208.9775	13.5065	179.5609	0	1.8767	13.8301	208.7742	0.2033	0.1
CMIP6/CORDEX-SLR-2041/2060-SSP2/4.5-1994/2014	0	0	202.723	0	3.0326	205.7562	13.5065	174.407	0	1.6461	15.9504	205.5101	0.2461	0.12
CMIP6/CORDEX-SLR-2041/2060-SSP5/8.5-1994/2014	0	0	200.8074	0	3.2306	204.038	13.5065	173.0994	0	1.8835	15.2931	203.7826	0.2554	0.13
CMIP6/CORDEX-SLR-2081/2100-SSP2/4.5-1994/2014	0	0	197.8727	0	4.2768	202.1495	13.5065	172.7409	0	2.1327	13.5471	201.9272	0.2223	0.11
CMIP6/CORDEX-SLR-2081/2100-SSP5/8.5-1994/2014	0	0	175.8587	0	5.4078	181.2665	13.5065	154.1745	0	2.9622	10.3337	180.9769	0.2896	0.16

Sobre los modelos integrados, donde se modificó la precipitación y evapotranspiración como parte de los efectos del cambio climático, las zonas potencialmente inundables a corto plazo fueron mayores al modelo donde se evaluó únicamente el SLR. Se planteó que el aumento en la evapotranspiración del 7.48% con respecto al valor calculado actual podría acelerar la evapotranspiración reduciendo la altura de las cargas hidráulicas y disminuyendo la descarga del acuífero. A largo plazo, en las proyecciones de estos escenarios se estimó un área de zonas inundables menor al escenario considerando solo el SLR, con la disminución progresiva del volumen de salida en las zonas de dren y de descarga.

Al realizar la evaluación contemplando el cambio en estos parámetros climatológicos se observó que el acuífero podría responder en el modo limitado por la recarga, donde la respuesta hidráulica en la zona no saturada contiene suficiente espacio para amortiguar la elevación del nivel freático causado por el SLR, asemejando un escenario de inundaciones más realista, puesto las variaciones climáticas integradas en los modelos concuerdan con los efectos del cambio climático proyectados para la región Caribe y America Central Zona Sur en el sexto informe del Panel Intergubernamental de Cambio Climático IPCC AR6. La tendencia de los impulsores del cambio climático en su esquema Traceback, como lo son eventos de calor extremo, se tiene una alta confianza que ocurran con una tendencia al alta, y en dirección contraria, se espera una disminución progresiva de la precipitación media anual.

Finalmente, pese a que existen investigaciones asociadas a la estimación de inundaciones por aumento del nivel del mar en el caribe mexicano, esta es la primera investigación en la que se realiza una modelación numérica para su estudio, donde se evaluó el peligro potencial de las inundaciones por aguas subterráneas, y permitiendo consigo tener una estimación más realista del estado actual de la altura del nivel freático y su relación con el cambio en el SLR, precipitación, temperatura y evapotranspiración, como modifican el balance hídrico del acuífero y su respuesta como factor de riesgo de inundaciones. Destacando sobre investigaciones previas de inundaciones por aguas subterráneas, el estudio del cambio en la respuesta hidráulica del acuífero bajo escenarios donde se estiman cambios climatológicos causados por el calentamiento global.

También es importante decir, que el modelo desarrollo es susceptible de modificarse para aumentar la precisión, al incorporar nuevos datos conforme estos se vayan generando, ya sea por investigadores científicos o por consultores privados, por lo que tiene un gran potencial de aprovechamiento para la gestión de recursos hídricos del noreste de Quintana Roo.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L. V. (1986). Aplicación de principios geoquímicos en la hidrología kárstica de la península de Yucatán.
- Aldana, G., Camperos, R., Orta, G., León, C., Aldana, P. G., Camperos, A. R., Orta, L. G., & León, S. C. (2009). Estudio de la erosión costera en Cancún y la Riviera Maya, México. *Avances En Recursos Hidráulicos*, 20, 41–55.
- Almazroui, M., Islam, M. N., Saeed, F., Saeed, S., Ismail, M., Ehsan, M. A., Diallo, I., O'Brien, E., Ashfaq, M., Martínez-Castro, D., Cavazos, T., Cerezo-Mota, R., Tippett, M. K., Gutowski, W. J., Alfaro, E. J., Hidalgo, H. G., Vichot-Llano, A., Campbell, J. D., Kamil, S., ... Barlow, M. (2021). Projected Changes in Temperature and Precipitation Over the United States, Central America, and the Caribbean in CMIP6 GCMs. *Earth Systems and Environment*, 5(1), 1–24. <https://doi.org/10.1007/s41748-021-00199-5>
- Anderson, M. P., Woessner, W. W., & Hunt, R. J. (2015). *APPLIED MODELING Simulation of Flow and Advective Transport Second Edition*.
- Ansarifar, M. M., Salarijazi, M., Ghorbani, K., & Kaboli, A. R. (2020). Simulation of groundwater level in a coastal aquifer. *Marine Georesources and Geotechnology*, 38(3), 257–265. <https://doi.org/10.1080/1064119X.2019.1639226>
- Arias, P.A., N. Bellouin, E. Coppola, R.G. Jones, G. Krinner, J. Marotzke, V. Naik, M.D. Palmer, G.-K. Plattner, J. Rogelj, M. Rojas, J. Sillmann, T. Storelvmo, P.W. Thorne, B. Trewin, K. Achuta Rao, B. Adhikary, R.P. Allan, K. Armour, G. Bala, R. Barimal, and K. Zickfeld. (2021). Technical Summary. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 35–74).
- Bauer-Gottwein, P., Gondwe, B. R. N., Charvet, G., Marín, L. E., Rebolledo-Vieyra, M., & Merediz-Alonso, G. (2011). Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 19(3), 507–524. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0699-5>

- Befus, K. M., Barnard, P. L., Hoover, D. J., Finzi Hart, J. A., & Voss, C. I. (2020). Increasing threat of coastal groundwater hazards from sea-level rise in California. *Nature Climate Change*, 10(10), 946–952. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0874-1>
- Berg, A., Sheffield, J., & Milly, P. C. D. (2017). Divergent surface and total soil moisture projections under global warming. *Geophysical Research Letters*, 44(1), 236–244. <https://doi.org/10.1002/2016GL071921>
- Beven, K., & Young, P. (2013). A guide to good practice in modeling semantics for authors and referees. *Water Resources Research*, 49, 5092–5098. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20393>
- Bottrell, S. H., Ford, D., & Williams, P. (1991). Karst Geomorphology and Hydrology. In *The Geographical Journal* (Vol. 157, Issue 1). <https://doi.org/10.2307/635167>
- Bredehoeft, J. (2005). The conceptualization model problem — surprise. *Hidrogeol J*, 13:37, 37–46. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0430-5>
- Calliari, E., Surminski, S., & Mysiak, J. (2019). The Politics of (and Behind) the UNFCCC’s Loss and Damage Mechanism. https://doi.org/10.1007/978-3-319-72026-5_6
- Carranza Edwards, A., Márquez García, A. Z., Tapia Gonzalez, C. I., Rosales Hoz, L., & Alatorre Mendieta, M. Á. (2015). Cambios morfológicos y sedimentológicos en playas del sur del Golfo de México y del Caribe noroeste. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 67(1), 21–43. <https://doi.org/10.18268/bsgm2015v67n1a3>
- Dagan, G., Stier, P., & Watson-Parris, D. (2019). Contrasting Response of Precipitation to Aerosol Perturbation in the Tropics and Extratropics Explained by Energy Budget Considerations. *Geophysical Research Letters*, 46(13), 7828–7837. <https://doi.org/10.1029/2019GL083479>
- Davis, K. F., Bhattachan, A., D’Odorico, P., & Suweis, S. (2018). A universal model for predicting human migration under climate change: Examining future sea level rise in Bangladesh. *Environmental Research Letters*, 13(6). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aac4d4>
- Douville, H., Raghavan, K., & Renwick, J. (2021). Water Cycle Changes. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the IPCC*. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.010.1055>

- Estrada Medina, H., Jiménez Osornio, J. J., Álvarez-Rivera, O., & Barrientos Medina, R. C. (2019). El karst de Yucatán: su origen, morfología y biología. *Acta Universitaria*, 29, 1–18. <https://doi.org/10.15174/au.2019.2292>
- Estrada-Medina, H., Graham, R. C., Allen, M. F., Jiménez-Osornio, J. J., & Robles-Casolco, S. (2013). The importance of limestone bedrock and dissolution karst features on tree root distribution in northern Yucatán, México. *Plant and Soil*, 362(1–2), 37–50. <https://doi.org/10.1007/s11104-012-1175-x>
- Fox-Kemper, Baylor, Hewitt, H. T., & Xiao, C. (2021). Chapter 9 : Ocean , cryosphere and sea level change - IPCC AR6 Fox-Kemper ,. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.011.1212>
- Fragoso-Servón, P., Bautista, F., Frausto, O., & Pereira, A. (2014). Caracterización de las depresiones kársticas (forma, tamaño y densidad) a escala 1:50,000 y sus tipos de inundación en el Estado de Quintana Roo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(1), 127–137.
- Gondwe, B. R. N., Lerer, S., Stisen, S., Marín, L., Rebolledo-Vieyra, M., Merediz-Alonso, G., & Bauer-Gottwein, P. (2010). Hydrogeology of the south-eastern Yucatan Peninsula: New insights from water level measurements, geochemistry, geophysics and remote sensing. *Journal of Hydrology*, 389(1–2), 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.04.044>
- González-Herrera, R., Sánchez-y-Pinto, I., & Gamboa-Vargas, J. (2002). Groundwater-flow modeling in the Yucatan karstic aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 10(5), 539–552. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0216-6>
- Gregory, J. M., Griffies, S. M., Hughes, C. W., Lowe, J. A., Church, J. A., Fukimori, I., Gomez, N., Kopp, R. E., Landerer, F., Cozannet, G. le, Ponte, R. M., Stammer, D., Tamisiea, M. E., & van de Wal, R. S. W. (2019). Concepts and Terminology for Sea Level: Mean, Variability and Change, Both Local and Global. In *Surveys in Geophysics* (Vol. 40, Issue 6). <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09525-z>
- Hansen, J., Sato, M., & Ruedy, R. (2012). Perception of climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(37). <https://doi.org/10.1073/pnas.1205276109>

- Healy, R.W, Winter, T.C, LaBaugh, J.W, Franke, O. L. (2007). *Water Budgets : Foundations for Effective Water-Resources and Environmental Management*. U.S. Geological Survey, 90.
- Hoover, D. J., Odigie, K. O., Swarzenski, P. W., & Barnard, P. (2017). Sea-level rise and coastal groundwater inundation and shoaling at select sites in California, USA. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 11, 234–249. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.12.055>
- Jarraud, M., & Steiner, A. (2014). Summary for policymakers. In *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Vol. 9781107025)*. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139177245.003>
- Laîné, A., Nakamura, H., Nishii, K., & Miyasaka, T. (2014). A diagnostic study of future evaporation changes projected in CMIP5 climate models. *Climate Dynamics*, 42(9–10), 2745–2761. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2087-7>
- Maliva, R. G. (2021). *Climate Change and Groundwater: Planning and Adaptations for a Changing and Uncertain Future: WSP Methods in Water Resources*. In *WSP Methods in Water Resources Evaluation Series No. 6 (Issue 6)*.
- Marfai, M. A., & King, L. (2008). Potential vulnerability implications of coastal inundation due to sea level rise for the coastal zone of Semarang city, Indonesia. *Environmental Geology*, 54(6), 1235–1245. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0906-4>
- Marín, A. I., & Andreo, B. (2015). Vulnerability to Contamination of Karst Aquifers. https://doi.org/10.1007/978-3-319-12850-4_8
- Martínez, J. L., & Palacios, A. G. (2021). Cambio Climático Y Sus Impactos En El Gran Caribe. In *Cambio climático y sus impactos en el Gran Caribe*. <https://doi.org/10.2307/j.ctv1gm01fj.3>
- Mimura, N. (2013). Sea-level rise caused by climate change and its implications for society. *Proceedings of the Japan Academy Series B: Physical and Biological Sciences*, 89(7), 281–301. <https://doi.org/10.2183/pjab.89.281>
- Orellana, R., Espadas, C., Conde, C., & Gay, C. (2009). Precipitación pluvial escenario base (61-90) de precipitación pluvial anual. *Unidad de Recursos Naturales, Centro de Investigación*

Científica de Yucatán y Centro de Ciencias de La Atmósfera de La Universidad Nacional Autónoma de México.

- Orellana, R., Nava, F., & Espadas, C. (2007). El clima de Cozumel y la Riviera Maya. *Biodiversidad Acuática de La Isla de Cozumel*, November, 422.
- Orozco Medina, I., Alvarado Barrientos, M. S., López de la Cruz, J., & Ramírez Orozco, A. I. (2019). Evaluación del efecto de distintas aproximaciones de la radiación en la estimación de la evapotranspiración usando el modelo FAO Penman-Monteith. *Acta Universitaria*, 29, 1–15. <https://doi.org/10.15174/au.2019.2481>
- Plane, E., Hill, K., & May, C. (2019). A Rapid assessment method to identify potential groundwater flooding hotspots as sea levels rise in coastal cities. *Water (Switzerland)*, 11(11), 8–10. <https://doi.org/10.3390/w11112228>
- Rignot, E., Velicogna, I., Van Den Broeke, M. R., Monaghan, A., & Lenaerts, J. (2011). Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, 38(5), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2011GL046583>
- Rodríguez-Huerta, E., Rosas-Casals, M., & Hernández-Terrones, L. M. (2020). A water balance model to estimate climate change impact on groundwater recharge in Yucatan Peninsula, Mexico. *Hydrological Sciences Journal*, 65(3), 470–486. <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1702989>
- Rotzoll, K., & Fletcher, C. H. (2013). Assessment of groundwater inundation as a consequence of sea-level rise. *Nature Climate Change*, 3(5), 477–481. <https://doi.org/10.1038/nclimate1725>
- Ruíz Álvarez, O., Corrales Suastegui, A., González Jasso, L. A., Díaz García, L. A., Narváez Mendoza, M. P., Ontiveros Capurata, R. E., & Ruíz Corral, J. A. (2018). Comportamiento espacio temporal de la evapotranspiración de referencia en la República Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, 10, 1963–1976. <https://doi.org/10.29312/remexca.v0i10.1037>
- Ruiz-Ramírez, J. D., Euán-Ávila, J. I., & Rivera-Monroy, V. H. (2019a). Vulnerability of Coastal Resort Cities to Mean Sea Level Rise in the Mexican Caribbean. *Coastal Management*, 47(1), 23–43. <https://doi.org/10.1080/08920753.2019.1525260>

- Sánchez-Sánchez, J. A., Álvarez-Legorreta, T., Pacheco-Ávila, J. G., González-Herrera, R. A., & Carrillo-Briebieca, L. (2015). Caracterización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas del sur del Estado de Quintana Roo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(1), 62–76.
- Stern, N. (2007). The economics of climate change: The stern review. *The Economics of Climate Change: The Stern Review*, 9780521877, 1–692. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511817434>
- Taylor, R. G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J. S., Edmunds, M., Konikow, L., Green, T. R., Chen, J., Taniguchi, M., Bierkens, M. F. P., Macdonald, A., Fan, Y., Maxwell, R. M., Yechieli, Y., ... Treidel, H. (2013). Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, 3(4), 322–329. <https://doi.org/10.1038/nclimate1744>
- Werner, A. D., & Simmons, C. T. (2009). Impact of sea-level rise on sea water intrusion in coastal aquifers. *Ground Water*, 47(2), 197–204. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00535.x>
- Wilby, R. L., Charles, S. P., Zorita, E., Timbal, B., Whetton, P., & Mearns, L. O. (2004). Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods. *Analysis*, 27(August), 1–27. http://www.ctn.etsmtl.ca/cours/mgc921/dgm_no2_v1_09_2004.pdf
- Worthington, S. R. H., Jeannin, P. Y., Alexander, E. C., Davies, G. J., & Schindel, G. M. (2017). Définitions contrastées pour le terme ‘aquifère karstique.’ *Hydrogeology Journal*, 25(5), 1237–1240. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1628-7>
- Yang, J., Graf, T., & Ptak, T. (2015). Impact of climate change on freshwater resources in a heterogeneous coastal aquifer of Bremerhaven, Germany: A three-dimensional modeling study. *Journal of Contaminant Hydrology*, 177–178, 107–121. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2015.03.014>
- Zamora-Luria, J. C., Perera-Burgos, J. A., González-Calderón, A., Marin Stillman, L. E., & Leal-Bautista, R. M. (2020). Control of fracture networks on a coastal karstic aquifer: a case study from northeastern Yucatán Peninsula (Mexico). *Hydrogeology Journal*, 28(8), 2765–2777. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02237-4>

- Zhou, S. W. W. (2020). Carbon Management for a Sustainable Environment. In Carbon Management for a Sustainable Environment. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-35062-8>
- Alley, W. M. (1984). On the Treatment of Evapotranspiration, Soil Moisture Accounting, and Aquifer Recharge in Monthly Water Balance Models. *Water Resources Research*, 20(8), 1137–1149. <https://doi.org/10.1029/WR020i008p01137>
- Alvarado-Barrientos, M. S., & Orozco-Medina, I. (2017). Comparison of satellite-derived potential evapotranspiration (MOD16A3) with in situ measurements from quintana roo, Mexico. 2016 IEEE 1er Congreso Nacional de Ciencias Geoespaciales: Sustainable Geospatial Technology at Service of Society, CNCG 2016 - Proceedings, 13–17. <https://doi.org/10.1109/CNCG.2016.7985078>
- Anderson, M. P., Woessner, W. W., & Hunt, R. J. (2015). *APPLIED MODELING Simulation of Flow and Advective Transport Second Edition*.
- Arias, P. A. N., Bellouin, E., Coppola, R. G., Jones, G., Krinner, J., Marotzke, V., Naik, M. D., Palmer, G.-K., Plattner, J., Rogelj, M., Rojas, J., Sillmann, T., Storelvmo, P. W., Thorne, B., Trewin, K., Achuta Rao, B., Adhikary, R. P., Allan, K., Armour, G., ... Zickfeld., K. (2021). Technical Summary. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 35–74).
- Bauer-Gottwein, P., Gondwe, B. R. N., Charvet, G., Marín, L. E., Rebolledo-Vieyra, M., & Merediz-Alonso, G. (2011). Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 19(3), 507–524. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0699-5>
- Befus, K. M., Barnard, P. L., Hoover, D. J., Finzi Hart, J. A., & Voss, C. I. (2020). Increasing threat of coastal groundwater hazards from sea-level rise in California. *Nature Climate Change*, 10(10), 946–952. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0874-1>
- Canada, J. C. F., Jones, C., Kingdom, U., & Maycock, A. (2021). Future Global Climate: Scenario-based Projections and Near-term Information (pp. 553–672). <https://doi.org/10.1017/9781009157896.006.553>

- Coldewey, W. G. (2019). *Hydrogeology*. Springer. [https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-3-662-56375-5](https://doi.org/10.1007/978-3-662-56375-5)
- Contreras, F., & Odriozola, M. P. (2016). TO THE DEFINE AREAS AT RISK OF FLOODING .
Fuente : Herbs y Santa Cruz En líneas generales , concuerda con la descripción fisiográfica de quien identifica dos unidades mayores , occidental y oriental , separadas por una región de esteros y lagunas del Iber.
- Cuthbert, M. O., Gleeson, T., Moosdorf, N., Befus, K. M., Schneider, A., & Hartmann, J. (2019). Global patterns and dynamics of climate – groundwater interactions. *Nature Climate Change*. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0386-4>
- Douville, H., Raghavan, K., & Renwick, J. (2021). Water Cycle Changes. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the IPCC*. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.010.1055>
- Escobedo Cen, I. D (2022). Modelación regional en estado estacionario del acuífero noreste de Quintana Roo. Repositorio Institucional – Centro de Investigación Científica de Yucatán.
- Fernández Urizar, I. (2017). Modelación Matemática Del Flujo De Agua Subterránea Del Acuífero De Requena-Utiel. Estudio Del Plan De Explotación De La Masa De Agua. (p. 109). http://oa.upm.es/9319/2/TESIS_MASTER_MARGARITA_LOZANO_R.pdf
- Gurdak, J. J., Hanson, R. T., McMahon, P. B., Bruce, B. W., McCray, J. E., Thyne, G. D., & Reedy, R. C. (2007). Climate Variability Controls on Unsaturated Water and Chemical Movement, High Plains Aquifer, USA. *Vadose Zone Journal*, 6(3), 533–547. <https://doi.org/10.2136/vzj2006.0087>
- Jarraud, M., & Steiner, A. (2014). Summary for policymakers. In *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Vol. 9781107025)*. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139177245.003>
- Kambesis, P. N., & Coke, J. G. (2013). Overview of the controls on eogenetic cave and Karst development in Quintana Roo, Mexico. *Coastal Research Library*, 5(2002), 347–373. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5016-6_16

- Maliva, R. G. (2021). Climate Change and Groundwater: Planning and Adaptations for a Changing and Uncertain Future: WSP Methods in Water Resources. In *WSP Methods in Water Resources Evaluation Series No. 6 (Issue 6)*.
- Masterson, J. P., & Garabedian, S. P. (2007). Effects of Sea-Level Rise on Ground Water Flow in a Coastal Aquifer System. *Ground Water*, 45(2), 209–217. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00279.x>
- Michael, H. A., Russoniello, C. J., & Byron, L. A. (2013). Global assessment of vulnerability to sea-level rise in topography-limited and recharge-limited coastal groundwater systems. *Water Resources Research*, 49(4), 2228–2240. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20213>
- Orellana, R., Espadas, C., Conde, C., & Gay, C. (2009). Precipitación pluvial escenario base (61-90) de precipitación pluvial anual. Unidad de Recursos Naturales, Centro de Investigación Científica de Yucatán y Centro de Ciencias de La Atmósfera de La Universidad Nacional Autónoma de México.
- Orellana, R., Nava, F., & Espadas, C. (2007). El clima de Cozumel y la Riviera Maya. *Biodiversidad Acuática de La Isla de Cozumel*, November, 422.
- Orozco Medina, I., Alvarado Barrientos, M. S., López de la Cruz, J., & Ramírez Orozco, A. I. (2019). Evaluación del efecto de distintas aproximaciones de la radiación en la estimación de la evapotranspiración usando el modelo FAO Penman-Monteith. *Acta Universitaria*, 29, 1–15. <https://doi.org/10.15174/au.2019.2481>
- Poot, P., & Lambers, H. (2008). Shallow-soil endemics: Adaptive advantages and constraints of a specialized root-system morphology. *New Phytologist*, 178(2), 371–381. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2007.02370.x>
- Querejeta, J. I., Estrada-Medina, H., Allen, M. F., & Jiménez-Osornio, J. J. (2007). Water source partitioning among trees growing on shallow karst soils in a seasonally dry tropical climate. *Oecologia*, 152(1), 26–36. <https://doi.org/10.1007/s00442-006-0629-3>
- Rockström, J., Steffen, W., Noone, K., Persson, Å., Chapin, F. S., Lambin, E. F., Lenton, T. M., Scheffer, M., Folke, C., Schellnhuber, H. J., Nykvist, B., De Wit, C. A., Hughes, T., Van Der Leeuw, S., Rodhe, H., Sörlin, S., Snyder, P. K., Costanza, R., Svedin, U., ... Foley, J. A.

- (2009). A safe operating space for humanity. *Nature*, 461(7263), 472–475. <https://doi.org/10.1038/461472a>
- Rotzoll, K., & Fletcher, C. H. (2013). Assessment of groundwater inundation as a consequence of sea-level rise. *Nature Climate Change*, 3(5), 477–481. <https://doi.org/10.1038/nclimate1725>
- Sathish, S., Mohamed, M., & Klammler, H. (2018). Regional groundwater flow model for Abu Dhabi Emirate: scenario-based investigation. *Environmental Earth Sciences*, 77(11), 0. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7544-x>
- Smakhtin, V. U., & Schipper, E. L. F. (2008). Droughts : The impact of semantics and perceptions. *Water Policy*, 10, 131–143. <https://doi.org/10.2166/wp.2008.036>
- Vacher, H. L. (1988). Dupuit-Ghyben-Herzberg analysis of strip-island lenses. *Geological Society of America Bulletin*, April, 580–592.
- Vacher, H. L., & Mylroie, J. E. (2002). Eogenetic karst from the perspective of an equivalent porous medium. *Carbonates and Evaporites*, 17(2), 182–196. <https://doi.org/10.1007/BF03176484>

ANEXO

Tabla A 1. Valores de conductividad hidráulica empleados para la calibración manual de la zona Pleistoceno en el modelo “b”.

Número de simulación	Conductividad hidráulica en Plioceno 0.0045 m/s	Conductividad hidráulica en Plioceno 0.004 m/s
	Conductividad hidráulica pleistoceno (m/s)	Conductividad hidráulica pleistoceno (m/s)
1	0.015	0.001
2	0.01	0.0008
3	0.008	
4	0.005	
5	0.003	
6	0.002	
7	0.0015	
8	0.0012	
9	0.001	
10	0.0008	

Tabla A 2. Valores de conductividad hidráulica empleados para la calibración manual de la zona Pleistoceno en el modelo “c”.

Conductividad hidráulica en Plioceno 0.0045 m/s	
Número de simulación	Conductividad hidráulica (m/s)
1	0.015
2	0.01
3	0.008
4	0.005
5	0.0005

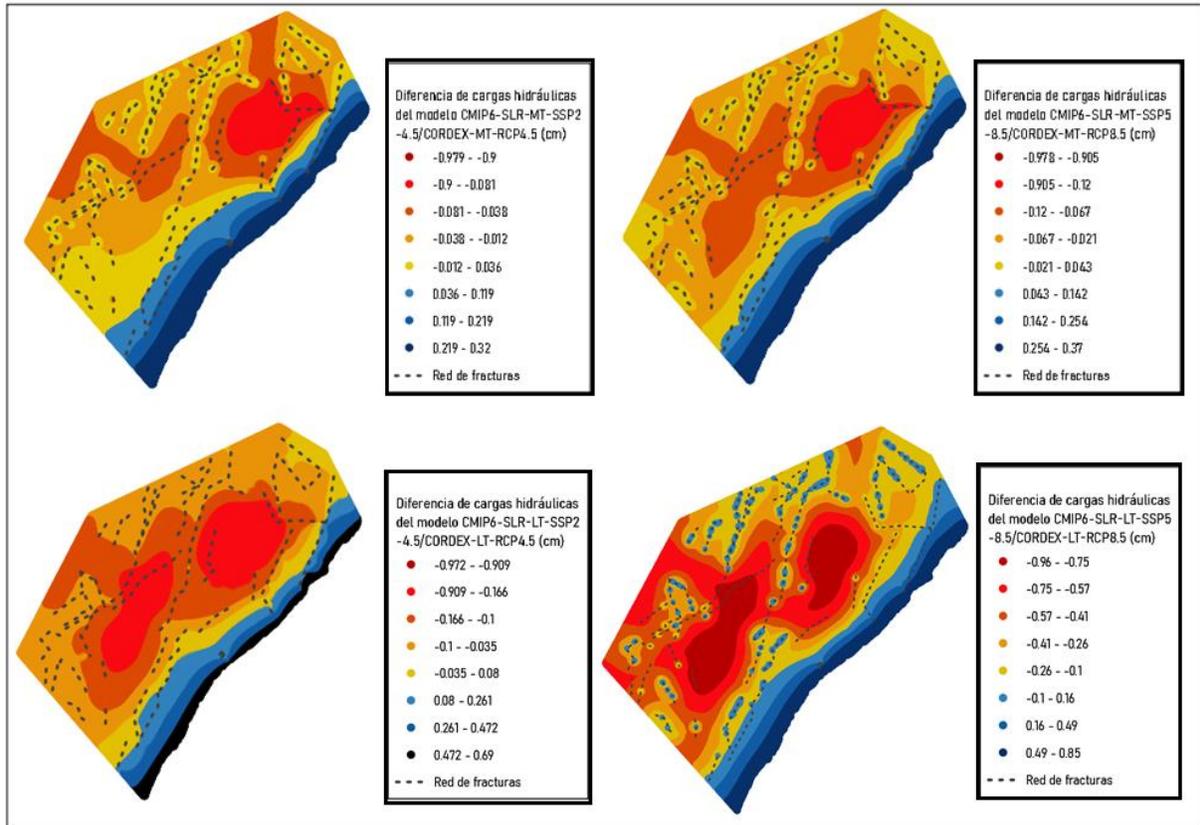


Figura A 1. Diferencia de cargas hidráulicas de los escenarios de inundación acoplados menos las simuladas en estado estacionario (cm).